

UNIVERSITE DE DIJON

THESE

présentée à

L'INSTITUT DES SCIENCES DE LA TERRE

pour obtenir le grade de

DOCTEUR ÈS SCIENCES NATURELLES

par

Jean CHRETIEN

ROLE DU SQUELETTE DANS L'ORGANISATION DES SOLS
Conséquences sur les caractéristiques de l'espace poral
des sols sur arènes et sur terrasses fluviales

Soutenue publiquement le 8 mars 1986

devant la commission d'examen

MM N. LENEUF	Professeurs à l'Université
P. RAT	de DIJON
G. PEDRO	Directeur de Recherches à l'INRA
C. CHEVERRY	Professeur à l'ENSA de RENNES
S. HENIN	Directeur de Recherches honoraire à l'INRA
F. LELONG	Professeur à l'Université d'ORLEANS

© INRA, Paris, 1986
ISBN : 2-85340-776-4

Couverture : Sol sableux de terrasse fluviale - MEB, G × 250.

SOMMAIRE

AVANT-PROPOS

INTRODUCTION GENERALE

PREMIERE PARTIE : PRESENTATION DES SOLS ETUDIES - CARACTERI-
SATION DE LEUR ESPACE PORAL

Chapitre I - Les sols sur arènes

A . Sols sur granite

B . Sols sur roches métamorphiques

C . Caractérisation de l'espace poral des sols sur arènes

Chapitre II - Les sols sur terrasses fluviales

A . La séquence de SEURRE

B . Caractérisation de l'espace poral des sols de la séquen-
ce de SEURRE

DEUXIEME PARTIE : ETUDE DE LA POROSITE TEXTURALE - DONNEES
EXPERIMENTALES

Chapitre III - La porosité de systèmes sableux expérimentaux
"squelette seul"

A . Caractérisation des populations sableuses étudiées

B . Etude de la porosité des massifs sableux

Chapitre IV - La porosité de systèmes expérimentaux "squelette-
plasma"

A . Présentation des modèles expérimentaux

B . Etude de la porosité des mélanges sable-argile

Chapitre V - La porosité texturale des matériaux naturels étudiés -
système "squelette-plasma".

A . Présentation des résultats

B . Comparaison avec les résultats des modèles expérimen-
taux

TROISIEME PARTIE : UNE NOUVELLE APPROCHE DE LA POROSITE
DES SOLS - LES PROFILS POROSIMETRIQUES

Chapitre VI - Présentation et utilisation des profils porosimétriques

A . Méthode d'étude des composantes de la porosité

B . Analyse des profils porosimétriques des sols sableux
étudiés

C . Evolution quantitative de la porosité de l'élément de référence (ped)

Chapitre VII - Les composantes de la porosité

A . La porosité texturale - Nature et signification

B . La porosité pédologique

Chapitre VIII - Comportement du ped - Etude de la réhumectation et du gonflement

A . Méthode d'étude

B . Comportement hydrique des matériaux lors de la réhumectation

C . Evolution de la porosité en fonction des contraintes hydriques

QUATRIEME PARTIE : DISCUSSION GENERALE ET SYNTHESE

Chapitre IX - Aspects méthodologiques

Chapitre X - Les grands traits de la mise en place de la porosité des sols - Application aux sols sableux

Chapitre XI - Rôle général du squelette

CONCLUSIONS GENERALES

REFERENCES BIBLIOGRAPHIQUES

ANNEXES

AVANT-PROPOS

Ce mémoire est l'aboutissement d'une quinzaine d'années de travaux conduits à la Station de Science du Sol de l'INRA à Dijon ; mais ceux-ci n'ont jamais représenté, sauf dans les deux dernières années, plus de cinquante pour cent de mes activités de pédologue, orientées par ailleurs vers la cartographie des sols. En revanche, j'ai pu bénéficier de l'aide précieuse d'un certain nombre de collègues chercheurs, ingénieurs et techniciens de plusieurs laboratoires de l'INRA, mais également des Ecoles Nationales Supérieures Agronomiques et de l'Université de Dijon qui, grâce aux techniques qu'ils mettent en oeuvre (diffractométrie aux RX, atelier de fabrication de lames minces et de photographie, porosimétrie au mercure) ont pu me fournir de précieux documents sans lesquels ce travail aurait perdu beaucoup de son intérêt.

C'est en 1969 à l'initiative de S. HENIN et G. MONNIER, dont les recherches au Laboratoire des Sols de Versailles étaient orientées vers le rôle des constituants dans l'organisation des sols, que la mission de prendre en compte plus spécifiquement l'étude du squelette sableux des sols, et en particulier le rôle de la forme des particules, m'a été confiée. Les premiers résultats publiés en 1971 traitaient, en effet, de la "caractérisation des sables en tant que squelette minéral du sol".

Mais ma nomination en 1972 à la Direction de la Station Agronomique de l'Yonne à Auxerre orienta ma carrière professionnelle vers de tout autres activités. Il s'en suivit, dans le déroulement de ces travaux une longue éclipse de près de sept années, pas absolument totale toutefois, puisque grâce à la collaboration d'un technicien de cette station, j'ai pu accumuler un certain nombre de données expérimentales sur la porosité des mélanges sables-argile.

Lors de mon retour à la Station INRA de Dijon, fin 1978, J. CHAUSSIDON, alors chef du Département de Science du Sol m'incita vivement à reprendre ces travaux ; ce que je fis avec d'autant plus d'intérêt que je tenais absolument à intégrer ces résultats expérimentaux dans la réalité du terrain. Un second et long volet s'ouvrait alors, avec l'étude des matériaux naturels et des sols dans lesquels le squelette, et en particulier, les sables jouent un rôle prépondérant.

Ainsi donc, ce mémoire, dont la présentation ne suit pas exactement le cheminement chronologique des travaux poursuivis, constitue un essai de synthèse sur l'ensemble de ces problèmes, dont la réalisation a toujours représenté pour moi un but à atteindre.

*

Mes remerciements iront, en premier lieu, à Monsieur G. PEDRO, Directeur de Recherches à l'INRA, Président de l'Association Française pour l'Etude du Sol, qui a été depuis plus de cinq ans mon "patron" de thèse. C'est grâce à lui que ce travail a vu le jour et qu'il a pu acquérir sa pleine dimension. En dépit de ses multiples activités, il s'est toujours montré accueillant à mon égard, et m'a fait bénéficier de ses grandes compétences scientifiques et intellectuelles.

Ma reconnaissance va également aux personnalités qui ont accepté de lire attentivement ce mémoire et de faire partie du jury.

A Messieurs N. LENEUF et P. RAT, professeurs de géologie à l'Institut des Sciences de la Terre de l'Université de Dijon qui m'ont accueilli si chaleureusement pour la soutenance de cette thèse.

Avec G. PEDRO, Monsieur LENEUF, avec lequel je poursuis depuis de longues années une fructueuse collaboration dans le cadre de la pédologie "bourguignonne" m'a fait l'honneur d'assumer la responsabilité universitaire de ce travail. Je l'en remercie très vivement ainsi que pour les conseils et les judicieuses critiques qu'il m'a formulés tout au long de la phase finale de sa réalisation.

Monsieur RAT, dont j'ai pu apprécier dans les années soixante l'enseignement de géologie et géomorphologie qui constituait pour moi un indispensable complément à ma formation d'agronome.

A Monsieur F. LELONG, professeur de géologie à l'Université d'Orléans, qui a bien voulu s'intéresser à ce travail et notamment à la partie qui concerne plus spécialement les rapports entre l'espace poral et l'eau du sol.

A Monsieur C. CHEVERRY, professeur de Science du Sol à l'Ecole Nationale Supérieure Agronomique de Rennes qui, vivement intéressé par les problèmes d'organisation des sols, a lu très en détail l'ensemble du manuscrit et m'a apporté oralement et par écrit des critiques extrêmement constructives.

Enfin, à Monsieur S. HENIN, Directeur de Recherches Honoraire à l'INRA, qui a modelé ma carrière alors qu'il était mon Chef de Département, et a toujours été pour moi un guide scientifique particulièrement apprécié.

Que toutes ces personnalités trouvent ici l'expression de ma profonde gratitude.

Cette gratitude s'adresse également aux responsables qui au sein de l'INRA m'ont conduit à persévérer dans la poursuite de ces travaux et m'ont donné les moyens d'aboutir.

Mes deux Chefs de Département successifs :

Monsieur J. CHAUSSIDON m'a apporté tout son appui lors de la période auxerroise de ma carrière et la remise en route des activités scientifiques qui lui ont succédé.

Monsieur J. MAMY m'a accordé toute sa confiance depuis cette époque, notamment au sein du Conseil de Département.

Mes deux Directeurs à la Station de Dijon :

Madame S. MERIAUX, tout d'abord, a su m'orienter en début de carrière vers des activités de pédologue de terrain pour lesquelles j'ai toujours eu une profonde attirance en m'incitant à les compléter par des recherches de laboratoire à caractère plus fondamental.

Monsieur J. CONCARET, ensuite, m'a accueilli en 1978 au sein de son équipe orientée vers les problèmes de fonctionnement hydrique des sols, tout en me laissant une grande liberté dans le choix et la conduite de mes travaux, ce dont je lui suis très reconnaissant.

Que les uns et les autres en soient très vivement remerciés.

Je dois aussi de très amicaux remerciements à plusieurs collègues qui m'ont aidé par leur compétence et leurs précieux conseils avec gentillesse et disponibilité : J. DEJOU dans le choix des profils sur arènes, L.M. BRESSON, P. CURMI et B. MATHEY en minéralogie et micromorphologie, J.C. FIES, R. PROST et D. TESSIER dans le domaine de la physique du sol.

Enfin, Mademoiselle R. GROSMAN qui m'a fait bénéficier de sa bonne maîtrise de la langue anglaise à l'occasion de nombreuses traductions d'articles.

Toutefois, la réalisation de ce travail n'a été rendue possible qu'avec l'aide de mes deux collaborateurs permanents depuis 1978, Dominique MEUNIER avec lequel toutes les activités et mesures de terrain ont été accomplies, et Odile MUNIER qui a assuré la totalité des travaux de laboratoire. Que l'achèvement de cette thèse soit pour moi l'occasion de les remercier très vivement pour leur compétence, leur conscience professionnelle et leur sympathie.

En outre, de nombreuses personnes de divers laboratoires qui ont effectué des travaux variés et ont donc participé à ce travail à différents titres ont droit également à mes sincères remerciements :

- J. GUYON : fabrication de lames minces
- Janine BERRIER : études au microscope électronique à balayage
- M. HERVIO : diffractométrie aux rayons X
- P. GUILLORE et A. GODON : réalisation de documents photographiques pour l'analyse d'images
- G. RUNSER : analyses de laboratoire
- J. DRIARD : mesures au porosimètre au mercure
- G. SANCHEZ : montage et entretien d'appareils
- J.P. COTTENET : préparation des échantillons de sols

Enfin, je remercie particulièrement ceux et celles qui ont contribué directement avec patience, efficacité et gentillesse à la réalisation de cet ouvrage dont la qualité pourra être appréciée de tous.

- Dominique MEUNIER et J.M. CHRETIEN qui ont réalisé manuellement et à la table traçante sur ordinateur l'ensemble des illustrations, figures et graphiques.

- Claudine CHOTEL, Sophie CELLERIER et Evelyne DESCHAMPS qui ont effectué successivement et dans des conditions parfois difficiles la dactylographie et la présentation.

INTRODUCTION GENERALE

Traditionnellement, la Science du Sol était surtout orientée vers l'étude des propriétés physico-chimiques des sols dans le but d'en maintenir ou d'en améliorer la fertilité. De ce point de vue, de très nombreuses recherches ont été consacrées à la fraction colloïdale du sol, communément appelée "complexe argilo-humique", et en particulier à ses deux constituants principaux : l'argile et la matière organique.

Avec la prise de conscience plus récente dans le domaine agronomique des problèmes plus spécifiquement liés aux propriétés physiques des sols, tels que engorgement, dégradation physique ou pollution, et l'introduction à grande échelle de nouvelles techniques : assainissement, irrigation, épuration... , c'est l'ensemble des constituants du sol, y compris ses fractions grossières considérées comme inertes, qui interviennent. Elles le font notamment par leur mode d'assemblage qui est à l'origine du système poral, siège des phénomènes de transfert de l'eau et des solutés.

Ainsi, le squelette des sols qui, jusqu'alors n'a fait l'objet que d'une caractérisation très sommaire selon un critère de taille dans le cadre de l'analyse granulométrique, revêt-il une réelle importance qui justifie l'étude plus approfondie de ses diverses caractéristiques et de son rôle dans l'organisation et le comportement des sols. C'est d'ailleurs la raison essentielle qui nous a conduit à réaliser ce travail.

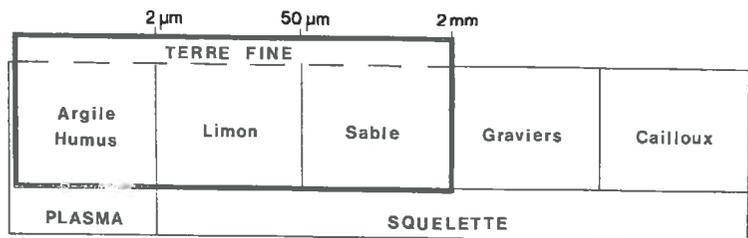
* *
* *

Le **squelette** des sols peut être défini comme l'ensemble des constituants minéraux de taille supérieure à $2\ \mu\text{m}$. Généralement, ces constituants sont des particules simples (exceptionnellement des pseudo-particules complexes), rigides, indéformables et non dotées de propriétés d'absorption. Il s'agit de minéraux primaires : quartz, feldspaths, micas blancs ayant résisté à l'altération et à l'érosion, et possédant une origine minéralogique commune quelle que soit leur taille. Nous laisserons de côté le cas des

particules calcaires qui constituent pourtant le squelette de nombreux sols calcaires, mais dont le comportement physico-chimique est tout-à-fait particulier.

Bien qu'il y ait en général une **continuité granulométrique du squelette dans les sols**, ce dernier a été subdivisé en quatre catégories en fonction de la taille des particules, des plus grosses vers les plus petites : cailloux (20 - 2 cm), graviers (2 cm - 2 mm), sables (2 mm - 50 μ m), limons (50 - 2 μ m).

Les constituants solides du sol



Ces types n'ont pas été créés au hasard, mais en fonction de leurs propriétés spécifiques, reconnues à l'usage par les agronomes et depuis longtemps par les agriculteurs. Par exemple, les sables donnent aux sols leurs caractères de perméabilité et de sécheresse, leur aptitude à bien se travailler ; les limons, leur aspect pulvérulent à l'état sec, mais aussi une instabilité structurale, des phénomènes de battance, une sensibilité à l'érosion sous l'action des pluies.

Certains sols possèdent l'ensemble de ces catégories de squelette ; d'autres, et ce sont les plus fréquents et les plus recherchés sont dépourvus d'éléments grossiers : cailloux et graviers ; ils ne contiennent donc que de la "terre fine". Comme ce sont surtout ces derniers que nous étudions, nous ne prendrons en compte que deux éléments du squelette : sables et limons.

- Les **sables** qui représentent le squelette le plus typique des sols, nous serviront de **modèle** lors de l'étude expérimentale des mélanges squelette-argile. En effet :

- ils symbolisent au niveau physique la rigidité du système, d'où le terme de squelette ;

- ils possèdent dans le domaine du comportement hydrique des propriétés de rétention capillaire qui leur confèrent un rôle particulier dans les sols ;

- enfin, ils présentent sur le plan méthodologique une taille très adaptée aux études morphologiques et micromorphologiques réalisées à la loupe binoculaire et au faible grossissement du microscope.

- Les **limons** nous permettront de faire ressortir les influences dues à la présence de squelette **fin** sur l'organisation et le comportement des sols.

Ayant ainsi précisé ce que recouvre le vocable "squelette du sol", il convient maintenant de présenter la démarche utilisée pour étudier son rôle dans l'organisation et le comportement des sols.

Comme tout milieu à caractère discontinu, **le sol peut être considéré comme un assemblage de pleins et de vides**, l'organisation des uns conditionnant les caractéristiques des autres.

- Les **pleins** sont constitués par la phase solide : squelette + plasma (argile + substances organiques et colloïdales diverses). Compte tenu de l'objet de ce travail, c'est essentiellement le rôle du squelette qui sera étudié ; celui de l'argile ne sera abordé que dans la mesure où il interfère avec le précédent. Nous serons ainsi conduit à choisir des **matériaux d'étude où le squelette a une importance prédominante**. Quant à la matière organique, loin de mésestimer son rôle dans les sols, nous nous efforcerons de le minimiser en concentrant l'essentiel de nos travaux sur des horizons peu organiques.

- Les **vides** occupés par les phases liquides et gazeuses constituent le **système poral du sol**, et c'est à travers son étude qualitative et quantitative que nous tenterons de retrouver le rôle du squelette. La recherche des relations existant entre les caractéristiques du squelette et celles de l'espace poral des sols représente donc l'essentiel de la démarche scientifique adoptée

dans ce mémoire.*

Pour aborder l'étude de la porosité des sols, nous disposons, tout d'abord, de la méthode globale classique de mesure de la densité apparente in situ. Nous en donnerons les résultats pour l'ensemble des sols étudiés. Toutefois, cette mesure de la porosité totale paraît bien insuffisante pour caractériser l'espace poral ; c'est pourquoi nous proposerons un nouveau mode d'approche qui tente d'en faire une analyse à partir de plusieurs composantes. Par ailleurs, outre l'aspect quantitatif, il serait tout-à-fait intéressant pour rendre compte véritablement de la réalité de cet espace poral d'en préciser les données qualitatives telles que taille et morphologie des pores, répartition, complexité et hétérogénéité du système. C'est ce que nous tenterons de faire, à partir des horizons les plus représentatifs des sols étudiés à l'aide de deux techniques nouvelles : la porosimétrie au mercure et l'analyse d'images.

Mais la porosité issue de l'assemblage des constituants, habituellement désignée par le terme de **porosité texturale** ne représente pas en général l'ensemble de la porosité totale des matériaux sols. Ceux-ci en effet, situés à l'interface de la lithosphère et de l'atmosphère, ont subi au cours du temps une longue histoire pédologique et restent marqués continuellement par l'action saisonnière et quotidienne des facteurs bio-climatiques.

*Quelles que soient les techniques de mesure qui ont été utilisées dans ce travail (densitomètre à membrane, mesures volumiques sur mottes, porosimétrie au mercure et analyse d'images) et afin de pouvoir réaliser une analyse comparative des résultats obtenus, les valeurs de porosité ont fait l'objet d'une expression unique. Il s'agit de l'**indice des vides** (void ratio) :

$$e = \frac{V_v}{V_s} \times 100$$

avec : V_v : volume des vides

V_s : volume de solide

Ce mode de présentation a été préféré à celui de la porosité $n = \frac{V_v}{V_v + V_s}$, car il se réfère à une seule phase fixe du système : le volume de solide.

L'ensemble de ces processus, et notamment les phénomènes de gonflement-retrait dus aux variations de contraintes hydriques, sont à l'origine d'une composante de l'espace poral où le rôle du squelette n'est pas insignifiant et que nous qualifierons de **porosité pédologique**.

A travers une méthodologie nouvelle, dite du **profil porosimétrique**, nous tenterons de situer l'importance et les variations des diverses composantes de la porosité dans chacun des horizons de sol et d'en étudier l'évolution verticale le long des profils. Au total, dix profils de sols développés d'une part sur arènes de roches silicatées et d'autre part sur terrasses fluviales seront étudiés. Ils ont d'ailleurs été choisis en raison de leur grande variabilité sur le plan de l'abondance, du type et enfin des caractéristiques de leur squelette.



Au cours de la première partie de ce mémoire, nous précisons tout d'abord le cadre de l'étude : choix des profils, description morphologique et micromorphologique de ceux-ci, caractérisation physique des constituants et en particulier du squelette. Puis, pour la plupart des horizons de chacun d'entre eux, l'étude de l'espace poral se situera à deux niveaux : mesure classique de la porosité totale in situ à l'aide du densitomètre à membrane, caractérisation qualitative et quantitative au laboratoire par la porosimétrie au mercure et l'analyse d'images. Ainsi, nous traiterons successivement du cas des sols sur arènes et de celui des sols sur terrasses fluviales dont la morphologie, la pédogenèse et l'organisation sont apparues rapidement très différentes.

La diversité des résultats obtenus concernant les relations entre les caractéristiques du squelette et celles du système poral de ces sols, les problèmes posés et non résolus sur le plan explicatif, rendent nécessaires la conduite d'une étude **expérimentale** afin de dégager le rôle des différents critères mis en jeu. Ce sera l'objet de la seconde partie, où seront abordées en trois étapes successives, la caractérisation approfondie de diverses populations sableuses naturelles et artificielles, l'étude de la porosité de modèles "expérimentaux" constitués par ces populations sableuses associées en diverses proportions à une même argile, et enfin l'analyse des caractéristiques de la porosité des matériaux naturels, (constituant les divers horizons

de l'ensemble des profils étudiés), mais préparés selon le **même** protocole expérimental que les mélanges "sables-argile". L'ensemble de cette seconde partie est donc consacré à l'étude de la porosité résultant de l'assemblage des constituants, donc de la porosité **texturale**. Elle a pour but de préciser comment cette dernière évolue en fonction des caractéristiques des squelettes depuis les modèles simples, puis plus complexes jusqu'aux matériaux naturels.

La troisième partie débute par la présentation des profils porosimétriques des différents sols retenus en procédant à quatre séries de mesures à différentes échelles et dans diverses conditions expérimentales : porosité totale, porosité sur mottes humides et sèches et porosité texturale. Chacune des composantes, en particulier la porosité **pédologique** fait ensuite l'objet d'une analyse particulière.

Ainsi, le profil porosimétrique représente une "photographie" de l'espace poral du sol à un **état hydrique donné**, celui de l'**instant du prélèvement**. Or, cet espace poral revêt dans tous les sols un aspect "dynamique" qu'il est particulièrement intéressant de caractériser. C'est pourquoi une étude en laboratoire à pF contrôlés, et conduite sur les matériaux des divers horizons a permis d'analyser l'évolution de la porosité de retrait-gonflement en fonction des variations de contraintes hydriques et de préciser le comportement physique et hydrodynamique des sols.

Enfin, une quatrième partie est consacrée à une interprétation générale et à la synthèse des données acquises au cours de ce mémoire. Après un chapitre rappelant les aspects méthodologiques de l'approche utilisée, les résultats sont présentés sous deux grandes rubriques :

- la première concerne les grands traits de la porogenèse qui différencient nettement les sols sur arènes développés in situ à partir de l'altération d'une roche silicatée des sols de transport sur terrasses fluviales;
 - la seconde partie du rôle du squelette dans les sols d'abord au niveau de leur organisation, puis ensuite sur le plan de leur comportement physique et hydrique.
-

Première Partie

PRESENTATION DES SOLS ETUDIES

CARACTERISATION DE LEUR ESPACE PORAL

INTRODUCTION

CHOIX DES SITES D'ETUDE

Vouloir étudier dans son contexte naturel le rôle du squelette dans l'organisation des sols impose tout d'abord de choisir des sites d'étude où ce squelette revêt une réelle importance quantitative. Les matériaux sableux très largement répandus à la surface du globe ont fait l'objet de nombreuses recherches conduites par des géologues et géographes, dans le but essentiel de découvrir leur origine et leur histoire. Ainsi, en introduction à leur ouvrage "Initiation à l'étude des sables et des galets", CAILLEUX & TRICART (1963) écrivaient-ils : "Lorsqu'une roche vient à être altérée, ou attaquée par des agents naturels, comme le gel, l'eau d'infiltration, les rivières ou la mer, en un mot lorsqu'elle est érodée, il en résulte souvent des débris solides qui peuvent être ensuite transportés et déposés sous forme de grains de sables et de galets. Par leur nature, leur dimension, leur forme et leur disposition, ceux-ci nous apportent des renseignements sur les agents d'érosion, de transport et de dépôt et aussi sur la roche originelle".

Le contenu de ces phrases implique donc qu'il existe dans les conditions naturelles deux grands types de formations sableuses sur lesquelles des sols peuvent se développer :

- d'une part, des matériaux sableux autochtones issus de l'arénisation des roches primaires in situ qui ont été soumis essentiellement à l'action des agents climatiques (eau, température, gel...) et où les minéraux résistants à l'altération ont gardé approximativement leur forme primitive. Ce sont les **sables d'arènes** ;

- d'autre part, des sables de même origine pétrographique mais transportés, c'est-à-dire ayant subi, outre une altération in situ, des actions physiques et mécaniques (chocs, frottements, usure...) dues au transport en milieu aérien ou hydraulique, ou quelquefois les deux au cours de phases géologiques successives. Ce sont les **sables de transport (éoliens, marins ou fluviaux)** caractérisés par des formes d'usure spécifiques.

Pour ce qui concerne les sols développés sur sables d'arène, il convenait évidemment de les choisir sur matériaux primaires et de prendre en compte les principaux types de roches, si possible, dans des conditions de gisement différentes afin de faire varier l'éventail minéralogique des

sables. A ce propos, le territoire français offre de nombreuses ressources dans ses massifs anciens, Vosges, Massif Central, Massif des Maures, Massif Armoricaïn... bien que dans ce dernier cas des apports de limons éoliens soient venus fréquemment contaminer, voire recouvrir les matériaux d'altération (CURMI, 1979 ; LE CALVEZ, 1979). C'est essentiellement dans le Massif Central, grâce à J. DEJOU (INRA - CLERMONT-FERRAND) que nous avons trouvé cinq sites (deux sur granite, deux sur micaschistes, un sur gneiss) tout à fait appropriés, puisqu'ils avaient fait l'objet de recherches pétrographiques approfondies mettant en évidence des intensités d'altération et des caractéristiques minéralogiques très différentes.

Quant aux sols sur sables transportés, l'éventail des situations géologiques et géomorphologiques est plus vaste et plus diversifié. On peut, en effet, les rencontrer en France dans trois contextes différents :

- sur des terrains sédimentaires anciens, bien spécifiques, comme les sables et grès permians et triasiques ou les sables albiens, formés de matériaux détritiques déposés en milieu marin après transport, puis souvent consolidés ;

- dans de vastes épandages fluviaux ou marins récents souvent repris par l'action éolienne comme la Sologne, les Landes de Gascogne ou la forêt de FONTAINEBLEAU ;

- enfin, de façon plus restreinte en superficie, sur les terrasses fluviales, ou des vestiges de ces terrasses, qui bordent fréquemment les vallées d'importantes rivières issues de massifs anciens comme la Loire et la Saône.

Nous serons conduits au cours de la seconde partie de ce travail, à caractériser les sables provenant de ces trois origines différentes, mais, s'agissant de l'étude des profils types, nous avons préféré, et la cartographie pédologique réalisée dans le Val de Saône pour la réalisation de la feuille à 1/100 000 de DIJON nous en a fourni l'occasion, concentrer notre intérêt sur une séquence de sols établis sur une **même unité géomorphologique**, celle des terrasses fluviales de la Saône où le principal facteur de variation est d'ordre granulométrique entre un pôle sableux et un pôle limoneux.

CHAPITRE I

LES SOLS SUR ARENES

Notre but est donc avant tout d'étudier le rôle joué par le squelette dans l'organisation de sols développés in situ sur des matériaux d'altération de roches primaires aux caractéristiques pétrographiques différentes. Pour cela, les sites d'étude devront permettre d'analyser l'évolution de types d'organisation, si possible, sur l'ensemble de la chaîne évolutive : roche saine, roche altérée, arène et solum complet ; d'où un certain nombre de conditions à réaliser dans le choix des profils qui doivent se situer :

- au-dessus ou à proximité immédiate d'une coupe de carrière permettant d'observer la roche en place et son arène ;
- dans une position de plateau ou de pente faible où le sol s'est développé sur l'arène sans déplacement ni apport de matériau ;
- sous couvert végétal et utilisation agricole comparables.

La démarche adoptée est celle de l'analyse pédographique (BREWER, 1964), c'est-à-dire une "description systématique des sols à tous les niveaux d'organisation, à l'aide des divers moyens d'observation et par toutes les techniques permettant d'identifier les constituants et de définir leur taille, leur forme et leur arrangement" (BOCQUIER, 1980).

Toutefois, nous nous attacherons plus spécialement aux **caractérisations morphologique et physique** des horizons ; les aspects géochimique, pédogénétique et physico-chimique ne seront abordés que dans la mesure où ils peuvent présenter un intérêt dans le cadre de cette recherche axée sur les problèmes d'organisation des constituants des sols.

A) SOLS SUR GRANITE

I - PRESENTATION MORPHOLOGIQUE ET MICROMORPHOLOGIQUE

"Parmi les causes qui interviennent au cours de l'altération géochimique superficielle des roches, on a coutume d'insister sur l'importance de leur nature pétrographique, leur structure, leur composition chimique et minéralogique et enfin la présence plus ou moins marquée de diaclases" (COLLIER, 1961). Il est certain que toutes ces données sont parmi les plus

importantes dans le cas des roches cristallines. Elles interviennent directement sur la nature et la taille des matériaux constitutifs des arènes et des sols qui se développent à partir d'elles. On peut penser, en particulier, que la répartition granulométrique du squelette grossier, sables et graviers, en sera totalement dépendante.

Afin de mettre en évidence le rôle de ces divers facteurs, nous avons choisi deux sites d'étude appartenant à des massifs granitiques de caractéristiques très différentes : "SAINT-AGNAN" dans le Morvan Nord et "VARENNES" en Auvergne.

a) Profil SAINT-AGNAN

Le profil étudié se situe dans le massif de granite à 2 micas de LA PIERRE QUI VIRE dans la région du Morvan Nord. Plus particulièrement, alors que le type fondamental, le plus largement répandu dans le massif est sur facies à gros grains, la région de SAINT-AGNAN voit affleurer un facies à grain moyen et fin où la taille des cristaux est de l'ordre de 2 à 3 mm, rarement 5 mm. La composition minéralogique très constante sur l'ensemble du massif est la suivante (DEJOU, 1966) (calculée d'après les paramètres CPIW en %) :

	quartz	35.5
	feldspaths K	25.0
	feldspaths Na	33.3
autres minéraux	biotite	6.2
	muscovite	
	cordiérite	
	minéraux opaques rares	

Il s'agit d'un sol brun acide (Photo I-1) à profil A(B)C, lithochrome, peu profond, de texture grossière et très perméable développé sur une arène qui ne semble pas avoir subi de déplacement latéral important. Quelques blocs de granite altéré affleurent au fond de la fosse, mais la roche massive saine n'est atteinte qu'un peu plus bas en bordure de plateau. Une intense activité biologique existe dans les horizons A et même jusqu'au niveau de l'arène sous forme de larges descentes verticales.

La description détaillée du profil est présentée ci-après, les caractéristiques physico-chimiques sont reportées dans le tableau I-1 et les données micromorphologiques dans les planches photographiques I-1 et I-2.

NB : Les descriptions micromorphologiques des sols sur arène seront présentées en considérant successivement les différents horizons depuis le bas jusqu'en haut. Ces descriptions sont essentiellement axées sur le squelette et les caractéristiques de l'espace poral qui apparaît en blanc . Les principaux termes du langage micromorphologique utilisés sont définis en Annexe I-1.

PROFIL : SAINT-AGNAN

Date : 22 novembre 1979

Localisation : Morvan - St AGNAN (Nièvre) Hameau des Gueniffets

Altitude : 562 m

Géologie : granite à 2 micas du massif de LA PIERRE QUI VIRE

Géomorphologie : plateau - légère pente : 1 à 2 %

Végétation : chaume de blé

Classification : sol brun acide sur arène granitique

- 0 - 22 cm : brun sombre (10 YR 4/3) ; texture sablo-argileuse avec graviers ; structure grumeleuse ; frais ; pas de traces d'hydromorphie ; cohésion faible ; peu compact ; friable ; porosité importante interagrégats et faunique mais pas de galeries de vers ; quelques graviers de quartz ; très nombreuses racines saines et quelques grosses racines en décomposition ; limite distincte et assez régulière.
- Ap**
- 22 - 42 cm : brun sombre (7.5 YR 4/2) dominant (80 %) avec plages brun rouge (5 YR 5/6) de la couleur du (B) ; texture sablo-argileuse avec graviers ; structure polyédrique fragile ; frais ; pas d'hydromorphie ; cohésion faible ; peu compact ; assez friable ; porosité importante interagrégats, faunique et racinaire ; racines fines moins nombreuses que dans l'Ap ; juxtaposition de plages brun et brun rouge aux limites très nettes ; quelques rares cailloux et quelques micas ; limite graduelle très ondulée.
- A(B)**
- 42 - 68 cm : brun rouge (5 YR 4/6) dominant (80 %) avec plages allongées verticales brunes (5 YR 4/2) jusqu'au bas de l'horizon ; texture sablo-argileuse avec graviers ; structure polyédrique assez grossière ; légèrement humide ; pas d'hydromorphie ; cohésion assez forte ; compact ; peu plastique, non collant ; quelques fines racines et quelques galeries de vers exclusivement dans les zones brunes ; nombreux graviers ; porosité interagrégats faible, surtout biologique ; limite distincte.
- (B)**
- 68 - 100 cm : rouge (2.5 YR 4/6) ; texture sablo-argileuse avec graviers ; structure massive à débit particulaire ; légèrement humide ; pas d'hydromorphie ; cohésion moyenne ; très compact ; assez friable ; porosité faible surtout interagrégats ; pas de galeries de vers ; pas de racines ; pas d'éléments grossiers ; quelques plages brunes verticales ; limite progressive.
- (B)C**
- 100 à 130 cm et au-delà : rouge (2.5 YR 4/6) ; texture sablo-argileuse avec graviers ; structure massive à débit plus ou moins particulaire ; légèrement humide ; arène de plus en plus dure et compacte ; cohésion moyenne ; friable ; enrobements argileux épais d'altération autour des grains de sable ; pas de racines ; pas de galeries de vers ; porosité faible interagrégats.
- C**

Photo I-1 : Profil SAINT AGNAN

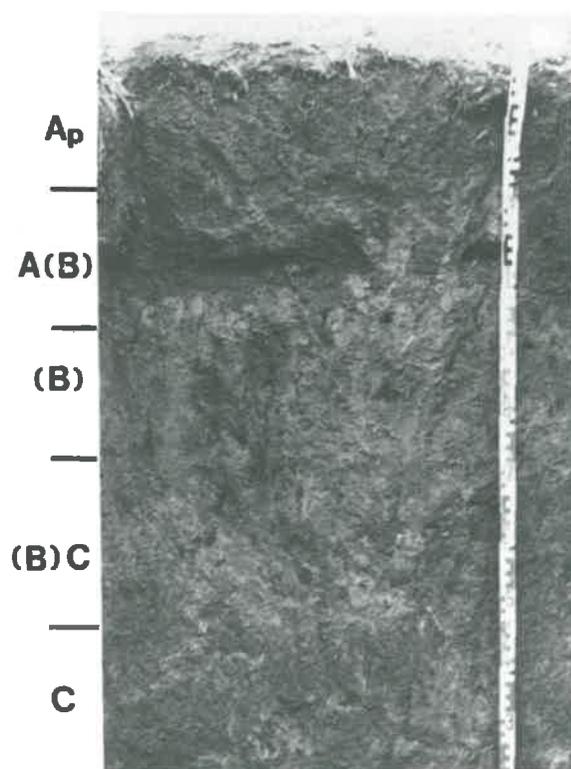


Tableau I-1 : Caractéristiques physico-chimiques du profil Saint-Agnan

Horizons	Profondeur en cm	Graviers %	Granulométrie %					Matière organique %	Densité		Porosité e
			Sg	Sf	Lg	Lf	A		app.	abs.	
Ap	0 - 22	9	57.9	5.7	5.6	14.2	16.6	5.7	1.360	2.532	86.2
A (B)	22 - 42	8	54.6	6.0	5.7	15.5	18.2	3.3	1.339	2.560	91.2
(B)	42 - 63	12	49.5	6.8	6.8	16.5	20.4	1.3	1.588	2.576	62.0
(B)C	68 - 100	12	66.5	5.8	4.7	7.1	15.9	0.5	1.799	2.599	44.1
C	100 - 130	14	68.5	7.0	4.5	6.9	13.1	0.2	1.806	2.593	43.6

pH _{eau}	C ‰	N ‰	C/N	Complexe absorbant me/100 g							Fe libre %	Fe total %
				Ca	Mg	K	Na	S	T	S/T		
5.2	33.1	2.95	11.2	3.8	0.38	0.358	0.031	4.57	11.7	39	1.15	2.22
4.8	18.9	1.52	12.4	0.9	0.16	0.170	0.028	1.26	10.3	12	1.37	2.06
4.6	7.9	0.68	11.5	0.9	0.13	0.101	0.034	1.16	8.9	13	1.31	1.94
4.6	3.1	0.27	11.3	0.9	0.11	0.105	0.049	1.16	6.7	13	1.29	1.95
4.6	1.5	0.16	9.1	0.7	0.07	0.111	0.052	0.93	7.5	12	1.27	1.78

DONNEES MICROMORPHOLOGIQUES : SAINT-AGNAN

(Planches I-1 et I-2)

Granite sain (photo 1)

Granite à 2 micas typique, assez grossier avec de gros grains de quartz (Q) en majorité de 1 à 2 mm, intacts, de nombreux feldspaths potassiques (F) et un peu de plagioclases. Assez nombreuses biotites (bi) non ou peu altérées et quelques gros cristaux de muscovite (mu). On observe quelques très fines fissures de l'ordre de 10 à 20 µm de largeur sans remplissage qui traversent les feldspaths mais contournent les quartz.

Granite altéré (photo 2)

La structure grenue de la roche saine est bien conservée avec une majorité de gros grains de quartz (Q) intacts mais souvent subdivisés en plusieurs unités et bien imbriqués avec de nombreux feldspaths potassiques (F) et quelques micas blancs peu altérés. Les biotites (bi) par contre, présentent souvent une altération sur les bords des cristaux qui sont quelque peu exfoliés.

Le système poral se présente sous deux principaux aspects :

- d'une part un réseau assez dense de très fines fissures (20 à 30 µm de largeur) partiellement remplies de plasma. Elles sont plus ou moins interconnectées et aboutissent fréquemment aux vides décrits ci-après.
- d'autre part, d'assez nombreuses cavités (C) irrégulières, souvent allongées (orthovides), totalement dépourvues de plasma et de grandes dimensions (0,5 à 2 mm). Visiblement, ces cavités sont contiguës, proches ou dans le prolongement de cristaux de biotite (bi) altérés.

Arène - horizon C (125 - 135 cm) (photo 3)

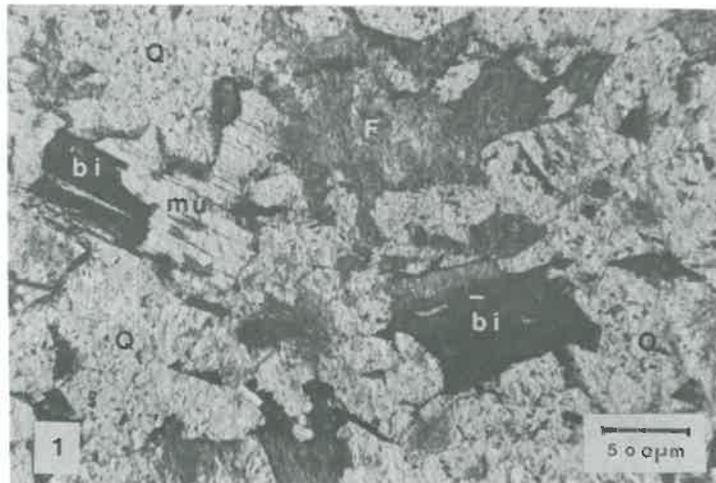
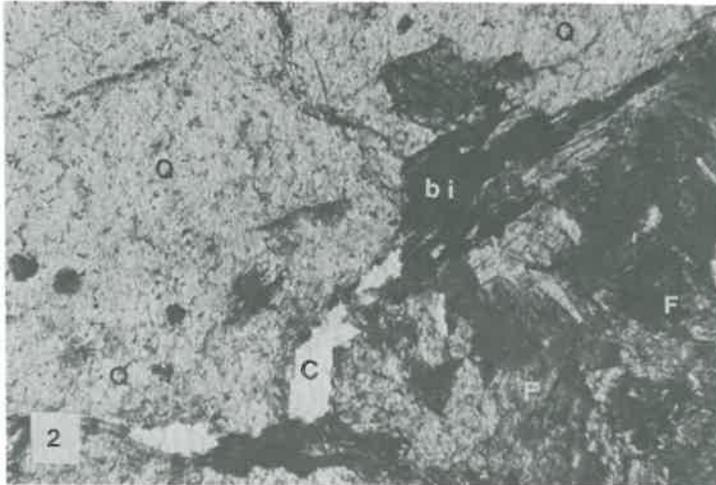
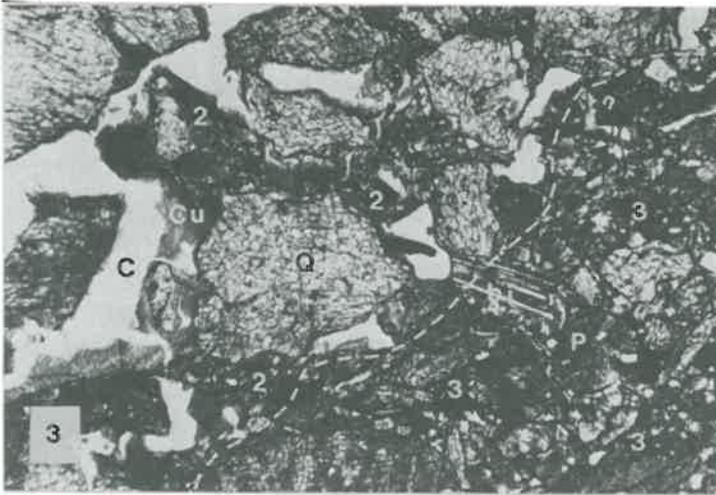
Cette arène se subdivise en trois types de zones présentant des organisations très différentes et qui se juxtaposent irrégulièrement avec une tendance générale à orientation dominante sub-horizontale :

a) des zones claires (1) représentant près de 50 % de la lame formées d'un assemblage serré de grains de squelette quartzueux et feldspathiques de grande taille avec de fines fissures plus ou moins remplies de plasma. Elles gardent la structure de la roche altérée ;

b) des zones à distribution de type intertextique (2) formée de grains de squelette quartzo-feldspathique (Q) grossiers (0,5 à 2 mm) isolés ou liés par des ponts de plasma argileux. On y trouve aussi quelques muscovites saines et biotites (bi) altérées de l'ordre de 200 à 500 µm. La porosité très importante dans ces zones est constituée de cavités (C) de grande taille (200 µm à 2 mm) souvent communicantes ou reliées par de fines fissures. Leurs parois sont partiellement recouvertes de revêtements argileux brun rouge orientés : cutanes (cu) entiers ou fragmentés, d'épaisseur variable pouvant atteindre 300 µm ;

c) des zones (3), en général à la base des précédentes, de matrice brun rouge, en bandes continues à orientation variable, imbriquées entre les amas de squelette de la zone 1. L'organisation est de type porphyrique avec des grains de squelette (quartz, feldspath, micas blancs) de petite taille (100 à 500 µm) emballés dans un plasma (P) argileux hétérogène où apparaissent des fragments de cutanes. La porosité est très réduite. Elle est constituée de petites cavités aux parois régulières de l'ordre de 100 µm ou moins ménagées dans le plasma argileux (métavides).

Planche I-1 : Profil SAINT-AGNAN



Horizon (B)C (70 - 80 cm) (photo 4)

La structure générale reste encore semblable à celle de l'arène avec les types de zones précédemment définies mais des différences apparaissent dans l'organisation de chaque zone.

Dans les zones de type 1, les grains de squelette ne sont plus jointifs mais bien individualisés et séparés par des réseaux de très fines fissures (inf. à 50 µm de largeur) partiellement remplies de plasma argileux.

Les zones 2 et 3 de couleur brun rouge sont moins bien individualisées que dans l'arène. Les zones 2 ont une distribution de type intertextique avec des indices de brassage important, squelette assemblé de façon désordonnée et parsemé de fragments de cutane et de plasma isolés dans les vides (tendance aggloméro-plasmique).

La porosité importante est faite de grandes cavités (C) de forme irrégulière et interconnectées dont les parois sont fréquemment recouvertes de pellicules d'argile orientée brune pouvant atteindre 1 à 2 mm dans leur plus grande dimension.

Les zones 3 ont encore une distribution porphyrique mais la matrice est cette fois mieux organisée mais plus hétérogène avec de nombreux fragments de cutanes, des micas altérés, de petits feldspaths... Elle possède une porosité faite de quelques alvéoles de l'ordre de 200 µm et surtout de très fines fissures (Fi).

Horizon (B) (50 - 60 cm) (photo 5)

L'organisation devient moins hétérogène, les trois zones de l'arène n'existent plus. Celle-ci est de type porphyrique avec de gros grains de quartz de l'ordre du millimètre plus ou moins emballés dans un fond matriciel entièrement réorganisé et comprenant :

- des quartz plus petits (200 à 500 µm) ;
- un certain nombre de feldspaths et micas blancs, certains de la taille des limons ;
- un assemblage plasmique omniseptique.

La porosité est assez irrégulière et comporte :

- des zones peu poreuses avec de petites alvéoles (a) de forme régulière et de taille 50 à 200 µm et un réseau de chenaux ramifiés de largeur inférieure à 50 µm qui réunit parfois les alvéoles entre elles ;

- des secteurs plus poreux formés de vides intergranulaires complexes (V) et de grandes cavités ramifiées, souvent reliées par un réseau de fissures (Fi).

On trouve aussi de très larges fissures transpédiques dont la largeur atteint 200 à 500 µm.

Horizon A(B) (25 - 35 cm) (photo 6)

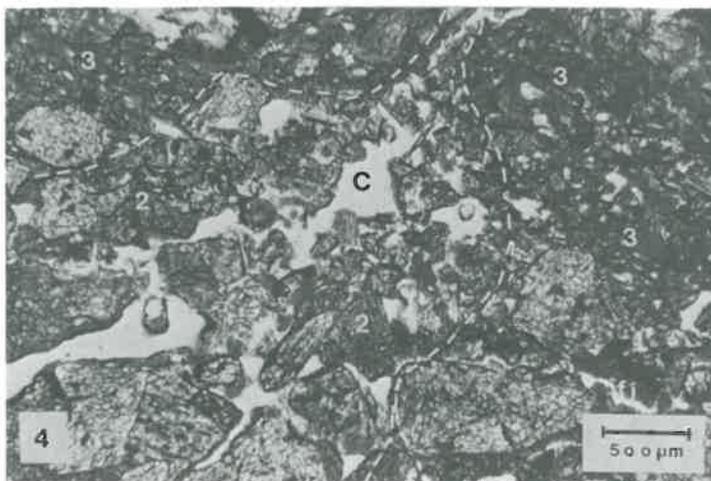
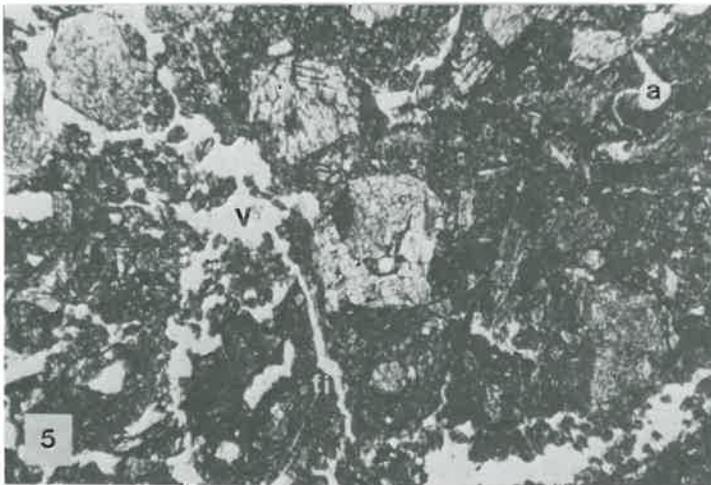
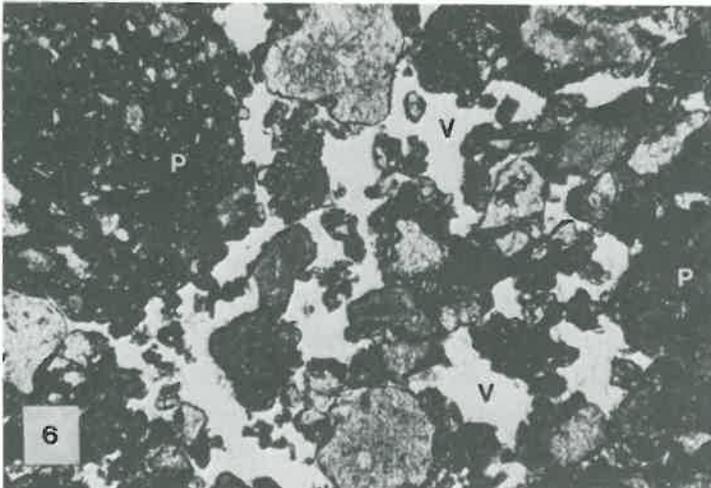
Distribution de type intertextique formée de grains de squelette de 200 µm à 1 mm toujours plus ou moins intégrés dans une matrice hétérogène avec plasma (P) omniseptique contenant des traits pédologiques, fragments de cutanes, boulettes fécales, petites concrétions et d'assez nombreux grains de squelette fin.

Porosité très importante mais irrégulière faite de vides d'entassement intergranulaires complexes (V) très ramifiés. Ils ont des largeurs très variables de 20 à 500 µm et des longueurs pouvant atteindre plusieurs millimètres. On trouve également de grandes cavités souvent reliées par des chenaux (origine faunique). L'ensemble représente une structure biologique en agrégats très typique.

Interprétation : l'organisation de l'arène suggère que d'importants phénomènes de brassage se sont produits. Ils se traduisent par la présence, entre des zones où l'assemblage des minéraux a été peu perturbé, de bandes subhorizontales et obliques, presque continues et d'épaisseur variable, constituées d'un mélange de squelette plus fin et de cutanes fractionnés emballés dans une matrice plasmique. En outre, et postérieurement, une illuviation intense s'est manifestée, marquée par l'abondance et l'épaisseur des revêtements argileux qui tapissent de façon irrégulière l'ensemble du système poral.

Dans les horizons du sol, la pédogenèse liée à une argilification croissante a engendré une organisation moins hétérogène, mais il semble exister une réelle continuité dans l'espace poral, marquée par la présence de bas en haut du profil de grandes cavités irrégulières issues de l'altération des minéraux et en particulier des biotites.

Planche I-2 : Profil SAINT-AGNAN



b) Profil VARENNES

Nous avons choisi ce second site en Auvergne, car il se trouve sur un granite à grain beaucoup plus grossier qu'à SAINT-AGNAN. Il appartient, en effet, à un faciès formant la plus grande partie du rebord oriental du plateau cristallin, au-dessus de CLERMONT-FERRAND, le granite monzonitique porphyrique à biotite, désigné sur le plan régional sous le nom de granite de ROYAT. Le profil décrit se situe dans une prairie naturelle juste au-dessus d'une importante carrière étudiée par D. COLLIER (1961) et J. DEJOU et al (1977) en bordure de la RN CLERMONT-FERRAND - LE MONT DORE. On peut observer sur le front de coupe de bas en haut quelques blocs de roche saine, granite porphyroïde à grains moyens (0.5 à 1 cm) et gros (plusieurs centimètres) et surtout l'arène peu altérée, sillonnée par de larges filons d'aplite, qui garde une forte cohésion et les couleurs de la roche primitive, puis vers 2 m en-dessous de la surface du sol l'arène très altérée peu cohérente et fortement colorée en ocre.

Photo I-2 : La carrière de VARENNES



Il s'agit d'un sol brun mésotrophe (CPCS, 1967) de profil A(B)C très sombre, peu profond, de texture sablo-graveleuse plus grossière qu'à SAINT-AGNAN. Le passage de l'arène au sol est plus progressif. La coupe de carrière ne montre pas de fauchage, ni de déplacement très caractérisé. L'arène encadrée par les filons d'aplite semble avoir conservé la structure primitive du granite.

Les divers éléments concernant ce profil sont rassemblés ci-contre (fiches de description, tableau des caractéristiques physico-chimiques et données micromorphologiques).

PROFIL : VARENNES

Date : 25 juin 1980

Localisation : Auvergne, carrière en bordure de la route CLERMONT-FERRAND - LE MONT
DORE

Altitude : 800 m

Géologie : granite porphyroïde avec filons d'aplite

Géomorphologie : petit replat avec légère pente

Végétation : prairie naturelle

Classification : sol brun mésotrophe sur arène granitique

- 0 - 25 cm : brun sombre (10 YR 4/3) ; texture sablo-argilo-graveleuse ; structure grumeleuse et polyédrique moyenne à fine ; sec ; cohésion moyenne ; assez compact ; friable ; nombreux graviers ; assez poreux ; quelques gros cailloux de quartz ; nombreuses racines et radicelles saines ; quelques galeries de vers ; limite graduelle.
- A**
- 25 - 45 cm : brun sombre (10 YR 4/3) ; texture argilo-sablo-graveleuse ; structure à tendance polyédrique grossière ; frais ; cohésion forte ; assez compact ; assez friable ; assez poreux ; nombreux graviers ; quelques gros cailloux de quartz ; pas d'hydromorphie ; assez nombreuses pellicules ferrugineuses ocrées à la base de l'horizon ; racines moins nombreuses ; quelques galeries de vers ; limite graduelle.
- (B)**
- 45 - 60 cm : brun gris (10 YR 5/2) avec taches brun jaunâtre (10 YR 5/8) ; texture limono-argilo-sableuse de plus en plus graveleuse ; structure à tendance polyédrique ; légèrement humide ; cohésion forte ; assez compact ; légèrement plastique ; pas de cailloux ; très nombreux graviers ; forte individualisation du fer avec nombreuses taches ocrées ; moins poreux ; quelques fines radicelles ; quelques galeries de vers ; limite diffuse.
- (B)C1**
- 60 - 85 cm : multicolore (beige, ocre, noir...) avec teinte de fond grise (10 YR 5/1) ; texture limono-argilo-sableuse avec très nombreux graviers ; structure polyédrique grossière fragile avec débit à tendance particulière ; humide ; légèrement plastique ; peu compact ; cohésion forte ; assez poreux ; zone d'altération avec nombreuses taches ocrées ; pas de cailloux ; pas de racines ; pas de galeries de vers ; limite diffuse.
- C1**
- 85 - 105 cm et au au-delà : arène multicolore (beige clair, ocre noir, gris...) ; texture sablo-argileuse ; structure à tendance particulière ; légèrement humide ; assez friable ; cohésion moyenne ; très compact ; peu poreux ; très graveleux ; nombreux minéraux en cours d'altération ; nombreux quartz qui se fragmentent.
- C2**
- à 2 m : arène très altérée à dominante ocre car forte libération du fer ; cohésion moyenne.
- à 5 m : arène peu altérée de la couleur des minéraux (blanc, noir, vert foncé...) ; cohésion assez forte.

Tableau 1-2 : Caractéristiques physico-chimiques du profil Varennes

Horizons	Profondeur en cm	Graviers %	Granulométrie %					Matière organique %	Densité		Porosité e
			Sg	Sf	Lg	Lf	A		app.	abs.	
A	0 - 25	23	58.2	9.5	4.1	11.1	17.1	1.73	1.642	2.618	59.4
(B)	25 - 45	21	42.8	8.8	5.7	15.4	24.3	1.26	1.660	2.587	55.8
(B) C 1	45 - 60	16	36.9	12.4	10.0	15.1	22.6	0.54	1.879	2.608	38.8
C 1	60 - 85	15	40.1	11.7	11.0	15.2	22.0	0.18	1.889	2.601	37.7
C 2	85 - 105	12	50.2	11.7	8.8	13.0	16.3	0.16	2.051	2.590	26.3

pH _{eau}	C ‰	N ‰	C/N	Complexe absorbant mc/100 g							Fe libre %	Fe total %
				Ca	Mg	K	Na	S	T	S/T		
6.0	10.1	1.14	8.8	8.6	1.69	0.224	0.074	10.58	11.5	92	0.97	2.18
6.2	7.3	0.96	7.6	10.3	2.08	0.290	0.105	12.77	14.1	90	1.61	3.12
6.4	3.2	0.50	6.3	11.9	3.04	0.354	0.129	(15.42)	15.0	100	1.25	4.25
7.0	1.0	0.16	6.4	13.7	4.96	0.352	0.152	(19.16)	17.3	100	0.48	3.20
7.1	0.9	0.11	8.5	13.8	5.60	0.274	0.143	(19.81)	18.2	100	0.32	3.34

DONNEES MICROMORPHOLOGIQUES : VARENNES

(Planche 1-3)

Arène à 2 m de profondeur (photo 1)

Elle est constituée de gros grains de quartz intacts, de feldspaths potassiques (F) et plagioclases (P) un peu altérés et cariés et de gros cristaux de biotite (bi) de 1 à 2 mm nettement exfoliés ou fragmentés. La taille des grains de quartz et feldspaths est de l'ordre de 2 à 5 mm. La porosité est de deux types ; elle comporte :

- de très nombreuses fissures (Fi) inter et transgranulaires, ramifiées et interconnectées de largeur très irrégulière allant de 20 à 100 μm , et qui sont souvent totalement dépourvues de plasma ;
- des cavités très irrégulières de grande taille, 100 à 500 μm , que l'on trouve uniquement à proximité des zones de biotite altérée. Elles sont fréquemment réunies par des fissures et résultent sans aucun doute d'un départ de substances.

Horizon C1 (65 - 85 cm) (photo 2)

Son organisation est identique à celle de l'arène profonde mais les biotites (bi) sont davantage altérées, fragmentées et partiellement transformées en domaines plasmiques non orientés (asépiques), ocres.

Elle ménage une porosité de cavités (C) plus importante et de plus grande taille. Le réseau de fissures est très dense et les fissures de plus en plus larges. Elles contiennent assez souvent de fins revêtements plasmiques continus ou fragmentaires, clairs et orientés mais ne sont jamais colmatées.

Horizon (B) (25 - 45 cm) (photo 3)

Distribution intertextique comprenant un squelette abondant de quartz (Q), feldspaths (F) et quelques biotites de toute taille, 50 μm à 2 mm ou plus, et une matrice très colorée brun à brun sombre qui renferme des grains de squelette fin (limons) et en particulier des cristaux de micas noyés dans un plasma (P) homogène mais fissuré.

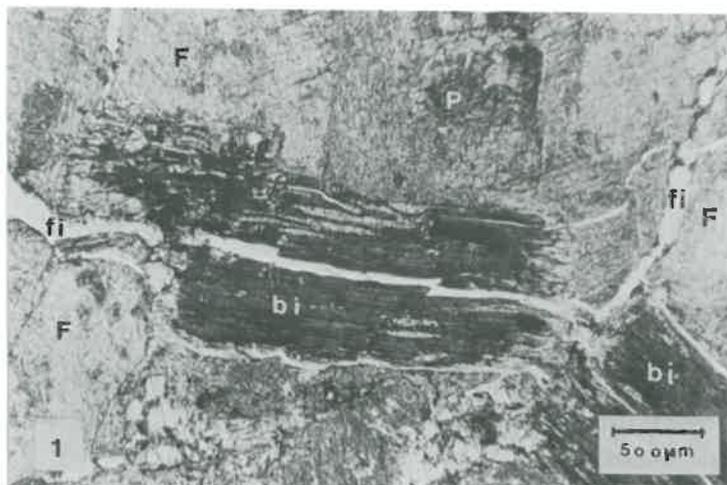
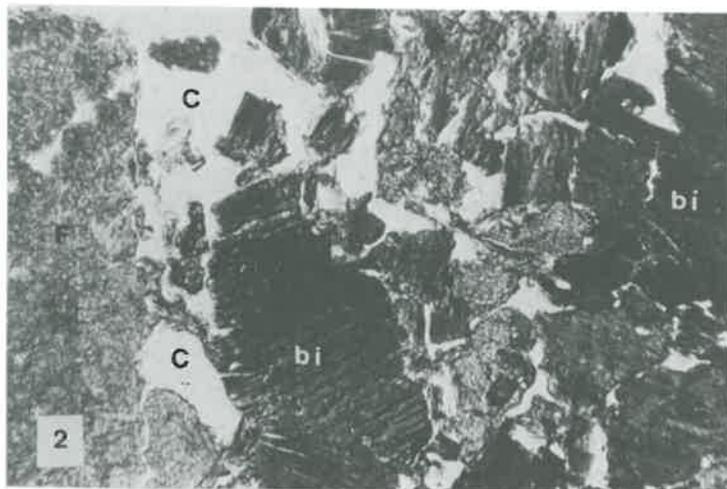
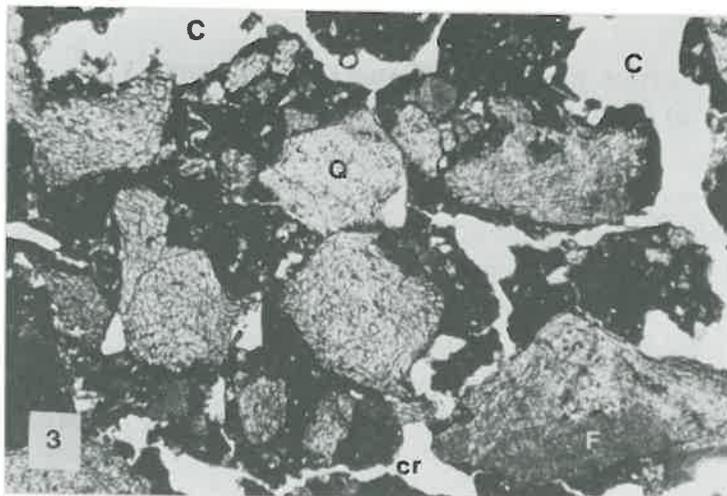
La porosité importante est surtout faite de craquelures (Cr) interconnectées de toute taille, de cavités (C) à bords très irréguliers et de vides d'entassement intergranulaires complexes.

Interprétation : en résumé, par rapport au profil de SAINT-AGNAN, on observe les différences suivantes :

- le squelette est plus grossier ;
- l'organisation de l'arène est plus homogène avec un seul type d'organisation au lieu de trois ;
- l'arène et l'horizon C paraissent non perturbés avec une structure originelle conservée, donc peu ou pas de manifestations de brassage périglaciaire ;
- il existe peu d'accumulations argileuses d'origine illuviale (cutanes) dans les fissures, sur les parois des vides ou sous forme de reliques dans la matrice du (B).

Outre les microfissures, le système poral est essentiellement constitué de cavités résultant de l'altération des minéraux et en particulier des biotites, mais celles-ci sont de plus grande taille qu'à SAINT-AGNAN.

Planche I-3 : Profil VARENNES



II - ETUDE ET EVOLUTION DES CONSTITUANTS

a) Caractéristiques granulométriques

La désagrégation des granites conduit à la séparation plus ou moins complète de leurs minéraux ; les minéraux peu altérés, quartz et feldspaths potassiques constituant la partie grossière (graviers et sables), les minéraux pulvérisés, feldspaths plagioclases et biotite formant la partie fine (limons) (COLLIER, 1961 ; DEJOU et al, 1977).

La comparaison granulométrique des deux sols étudiés à partir des histogrammes de la figure I-1 où nous avons fait figurer volontairement la fraction graviers (2 mm - 2 cm) nous montre :

- des fractions argileuses à peu près équivalentes, de l'ordre de 20 % ; légèrement plus élevées à VARENNES qu'à SAINT-AGNAN. Elles croissent de 6 à 8 points entre les horizons C et (B) ;

- des fractions limoneuses assez faibles ; 10 à 20 % à VARENNES, 20 à 30 % à SAINT-AGNAN ;

- des fractions grossières, sables et graviers très importantes (60 à 80 %), mais avec une nette différence entre les deux profils : à St AGNAN, il s'agit essentiellement de sables grossiers (60 % : en majorité 500 μ m - 2 mm) ; à VARENNES, par contre ces derniers sont proportionnellement moins abondants, tandis que les graviers atteignent 20 % avec une dominante entre 2 et 5 mm.

b) Comportement granulodynamique

A la lumière des résultats présentés récemment par J.P. LEGROS (1982), il nous a semblé intéressant de comparer les comportements granulodynamiques de nos cinq profils développés sur arène. Selon cet auteur, en effet, si l'on se réfère à la seule transformation de la granulométrie de la base au sommet d'un profil, on peut alors évoquer la dynamique granulométrique ou mieux le trajet granulodynamique. Dans le triangle de texture, celui-ci correspond à l'ensemble des points représentatifs des horizons d'un profil donné, lorsqu'ils sont reliés par un trait orienté ayant son origine dans la roche mère C ou R et son extrémité dans l'horizon supérieur A.

Les trajets granulodynamiques de ces 2 profils sur granite sont représentés sur la figure I-2. Nous les commenterons selon la typologie proposée par l'auteur.

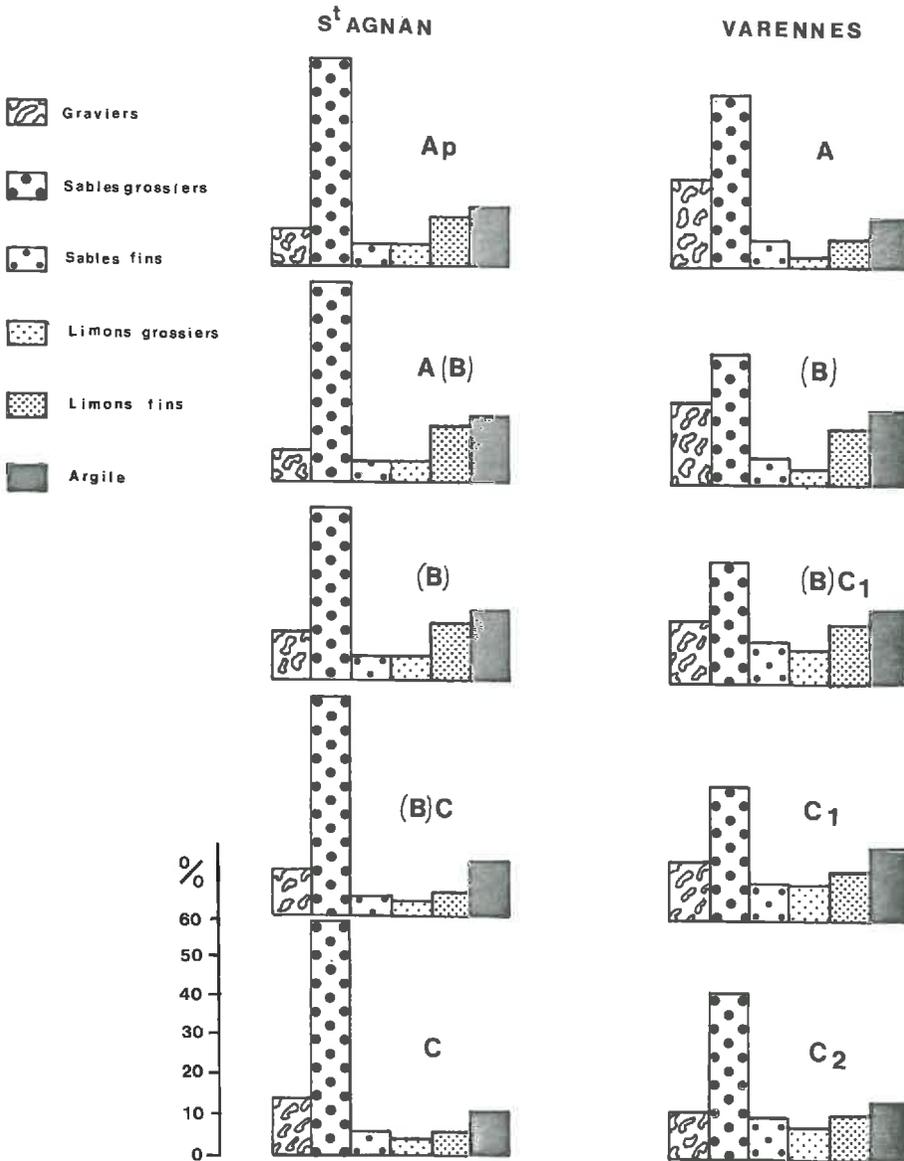


Fig. I - 1 : Histogrammes de la granulométrie des sols sur granite

Il s'agit dans les deux cas de trajets de **type M** en forme de **toit** ou **fer à cheval**, caractéristiques des sols bruns à bruns lessivés développés sur une arène de roche altérée et désagrégée in situ et typiques des grandes plates-formes du Massif Central. C'est bien le cas ici.

Dans ce type d'évolution, on constate que :

- de C vers (B), le déplacement se fait en direction du pôle argile, mais l'inclinaison est importante vers la droite entre (B)C et (B) pour St AGNAN alors qu'elle se situe plutôt vers la gauche pour VARENNES. On peut en conclure que dans le premier cas seulement, il existe une micro-division des sables vers les limons ;

- de (B) vers A, dans les deux profils la droite descend obliquement en direction du pôle sable.

Selon J.P. LEGROS, plusieurs mécanismes interviennent probablement en même temps dans ce type de trajet. Parmi eux, la fragmentation semble jouer un rôle important. Elle permettrait d'expliquer l'allure générale de la différenciation texturale du profil liée, non pas aux transferts d'argile qui existent certes, ainsi que nous l'avons observé en lames minces mais dont le rôle ne paraît pas déterminant, mais à l'intervention dominante de la micro-division des minéraux primaires, qui peut être constatée en particulier grâce à la nette augmentation des taux de limons fins dans les deux profils du C vers le (B) (fig. I-1). Il est enfin probable que la dissolution, qui s'exerce sur les minéraux primaires préalablement micro-divisés, joue un rôle appréciable dans l'apparition des horizons dits "appauvris".

c) Les constituants argileux

A St AGNAN comme à VARENNES, on constate un réel accroissement de 7 à 8 points du taux d'argile entre le C et le (B) (tableaux I-1 et I-2). L'examen micromorphologique nous a montré que celui-ci était la conséquence logique des processus d'altération des minéraux sensibles, en particulier, des plagioclases qui se microfissent et se transforment plus ou moins rapidement dans l'arène en un plasma granuleux, et des biotites qui s'exfolient et se corrodent pour laisser progressivement place à un plasma minéral formé par les produits secondaires "transparents" (kaolinite et vermiculite) et opaques (oxydes de fer d'aspect floconneux) (MEUNIER, 1980).

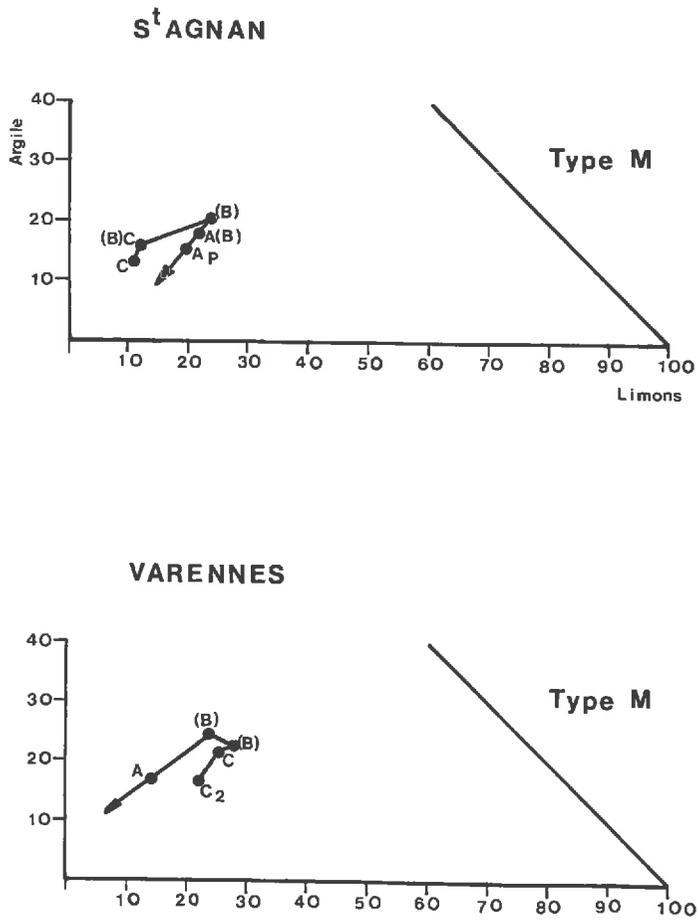


Fig. I - 2 : Trajets granulodynamiques des sols sur granite

Les diagrammes de rayons X (fig. I-3) indiquent dans l'horizon C de St AGNAN (100 - 120 cm) la présence d'un peu de quartz, de kaolinite assez mal cristallisée, d'un peu d'illite et de traces de gibbsite.

Dans l'horizon (B) (45 - 65 cm), on retrouve sensiblement la même composition minéralogique avec en plus un peu de vermiculite.

La kaolinite provient de l'altération des plagioclases mais également de celle des biotites. De même, l'évolution directe d'un plagioclase altéré en gibbsite a été mise en évidence à partir d'une arène granitique du Morvan (DAUTRIA, 1970). Enfin, l'illite est un minéral hérité des phyllites, qui résulte de l'altération des biotites (SEDDOH, 1973 ; DEJOU et al, 1977). Dans ce milieu très désaturé ($\text{pH} = 4.6 - \text{S/T} = 13 \%$), elle s'est transformée partiellement en vermiculite présente dans l'horizon (B).

A VARENNES, le diagramme est sensiblement différent. On note un peu de quartz, beaucoup de kaolinite bien cristallisée, de l'illite très altérée qui se transforme progressivement en montmorillonite, le milieu étant ici, à la différence de celui de St AGNAN, pratiquement saturé ($\text{pH} = 6.4 - \text{S/T} = 100 \%$).

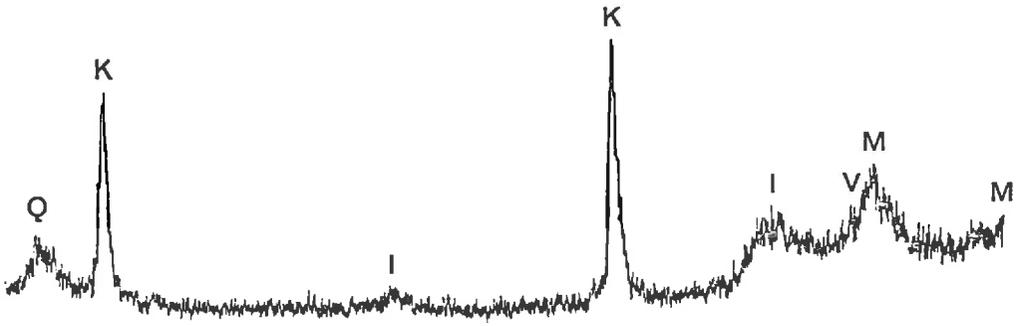
III - SYNTHÈSE ET INTERPRÉTATION

a) Au niveau du squelette

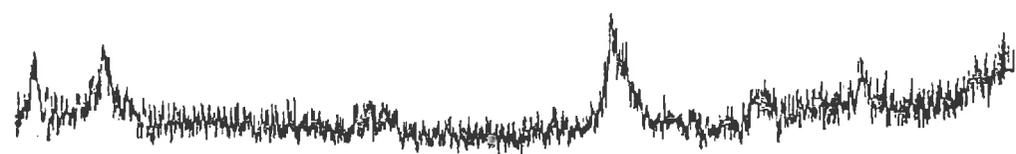
Ces deux sols sur granite sont donc caractérisés par la présence dominante d'un squelette grossier essentiellement constitué de quartz et feldspaths potassiques, mais à St AGNAN ce squelette, issu d'un granite à grain moyen est réparti autour des fractions 500 μm - 2 mm alors qu'à VARENNES, formé à partir d'une roche à structure porphyroïde, il s'étale davantage vers les fractions supérieures à 2 mm. Dans les deux cas, les fractions micacées sont très réduites et tendent presque à disparaître de l'arène au sol, en particulier pour ce qui concerne les biotites. Il reste néanmoins quelques micas blancs mais leur rôle s'avère négligeable.

Il s'agira donc essentiellement d'une organisation des sols articulée autour d'un **squelette quartzo-feldspathique non ou peu altéré et non usé, granulométriquement grossier mais très étalé.**

Varenes
hor. (B) C₁



Saint_Agnan
hor.(B)



Saint_Agnan
hor. C

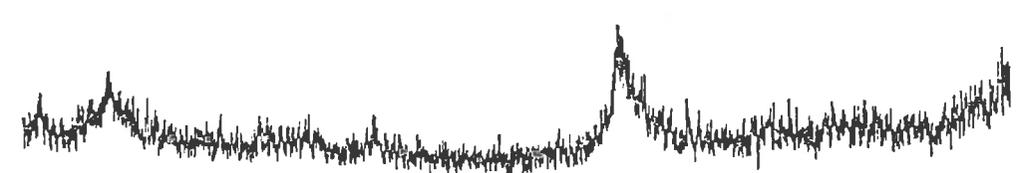


Fig. I - 3 : Diagrammes de rayons X des sols sur granite

b) Au niveau du plasma

Le phénomène d'argilification depuis la roche altérée, en passant par l'arène jusqu'aux horizons (B) est indéniable. On le constate par un accroissement du taux d'argile, par l'apparition d'un plasma argileux à l'examen micromorphologique et par la caractérisation de nouveaux minéraux à l'analyse aux rayons X. Il correspond au processus classique d'individualisation des constituants argileux à partir des minéraux altérables, en particulier plagioclases et biotites, lors du phénomène d'arénisation mis en évidence dans diverses conditions de milieu par de très nombreux auteurs (SEDDOH, 1973 ; SOUCHIER, 1971). On l'observe particulièrement bien à VARENNES où les micas noirs sont de grandes dimensions et parfaitement individualisés.

Cependant à côté de ce plasma argileux qui constitue l'essentiel du fond matriciel, il existe également dans l'arène et les horizons C, davantage à St AGNAN qu'à VARENNES, une argile illuviale orientée, très bien mise en évidence sous forme de cutanes fonctionnels dans certaines cavités du système poral et également de fragments de cutanes plus anciens intégrés à la matrice plasmique (FEDOROFF & AUROUSSEAU, 1981).

c) Au niveau de l'organisation des constituants

Dans les grandes lignes, partant d'une organisation mixte de type granulaire à intertextique que l'on observe de façon plus ou moins hétérogène dans les arènes et les horizons intermédiaires (B)C, on passe brutalement dans ces sols développés sur granite à une organisation porphyrique dans les horizons (B) et A avec des caractères de plus en plus biologiques vers le sommet des profils. **C'est là une des caractéristiques fondamentales qui différencie roche mère et sol.**

On note parallèlement une augmentation de la porosité totale avec différenciation dès l'horizon (B) et encore plus dans le Ap de deux niveaux de porosité, l'une fine liée à la structure plasmique et l'autre grossière liée à l'apparition d'une structure pédologique à caractère de plus en plus biologique.

De plus, alors qu'à VARENNES, la structure de l'arène semble directement héritée, sans perturbation importante, de celle de la roche saine ; à St AGNAN, les matériaux d'altération (squelette et plasma) ont

subi un brassage très intense vraisemblablement d'origine périglaciaire entraînant des réorganisations extrêmement hétérogènes (FEDOROFF, communication personnelle).

Que penser, en conclusion, pour ces deux sols sur granite, de l'évolution des constituants et des hypothèses émises par J.P. LEGROS ?

Quantitativement, cette évolution n'est pas très marquée ainsi qu'en témoignent les données du tableau I-3 relatives à la variation du rapport squelette/argile dans les différents horizons.

Tableau I-3 : Rapport $\frac{\text{squelette (graviers + sables + limons)}}{\text{argile}}$

dans les différents horizons des 2 sols sur granite

SAINT-AGNAN		VARENNES	
Horizons	$\frac{\text{squelette}}{\text{argile}}$		$\frac{\text{squelette}}{\text{argile}}$
Ap	5,6	A	6,2
A (B)	4,9	(B)	4,0
(B)	4,5	(B) C ₁	4,1
(B) C	6,0	C ₁	3,6
C	7,7	C ₂	5,9

Certes, comme l'indique cet auteur, nous avons pu constater que la fragmentation des minéraux, en particulier celle des minéraux altérables joue un rôle important, davantage à St AGNAN qu'à VARENNES où l'on ne constate pas ou peu de microdivision du squelette jusqu'au stade limon, sans doute à cause de la taille très grossière des constituants. Quant à l'apparition progressive de la phase argileuse dans les horizons d'altération, elle nous semble avant tout liée à un processus de transformation cristallo-chimique plutôt qu'à une hyper-fragmentation. Par ailleurs, les phénomènes d'accumulation secondaire d'argile existent, mais il nous est difficile de dire s'il s'agit d'une véritable illuviation à partir d'horizons supérieurs appauvris, même éventuellement disparus à la suite d'une érosion, ou d'une réorganisation locale à l'intérieur même des horizons (B) et C. Pour ce qui concerne la dissolution, nous ne sommes pas en mesure de l'apprécier.

B) SOLS SUR ROCHES METAMORPHIQUES

I - PRESENTATION MORPHOLOGIQUE ET MICROMORPHOLOGIQUE

a) Sols sur micaschistes

Après deux tentatives infructueuses pour trouver des sites d'étude sur micaschistes (l'une en Bourgogne dans le Morvan Nord vers QUARRE-LES-TOMBES où les formations cristallophylliennes sont essentiellement gneissiques et peu riches en micas et l'autre dans le Massif des Maures, à l'initiative de G. DUCLOS (1977) en raison du caractère beaucoup trop superficiel des rankers sous végétation de maquis), notre choix, cette fois encore, a été guidé par une intéressante étude de J. DEJOU et al (1971) sur le rôle du pendage dans l'évolution superficielle des roches schisteuses. En effet ces auteurs, à partir de deux gisements caractérisés par des pendages très différents, ont parfaitement mis en évidence que dans le cas des roches cristallophylliennes où existe une schistosité, d'autres facteurs que ceux précédemment cités pour les granites, peuvent intervenir pour accroître l'intensité du lessivage et par conséquent, celle de l'altération elle-même. C'est ainsi que le pendage des couches métamorphiques suivant qu'il est plus ou moins accusé peut jouer un rôle majeur.

Nous avons pensé que cette dualité de situation vraisemblablement d'origine tectonique à partir de matériaux de même nature pétrographique pouvait être tout à fait féconde dans le cadre de l'étude que nous conduisons sur l'organisation des sols puisqu'elle risquait d'engendrer, outre des différenciations granulométriques, une géométrie de l'espace poral induite par la valeur du pendage de la roche.

- Le premier site est localisé dans le Cantal, à COUFFIN, à une dizaine de kilomètres au sud d'AURILLAC sur le plateau correspondant à la zone métamorphique qui entoure le bassin oligocène de cette ville. Le pendage des couches y est quasi-vertical (photo I-3).

- Le second site nous a posé quelques problèmes. Celui étudié par DEJOU et al dans la zone déprimée de BERSAC à 40 km au nord de LIMOGES étant devenu inexploitable, nous avons eu la chance après un certain nombre de recherches locales réalisées en s'appuyant sur la carte géologique à 1/50 000 de LIMOGES, d'en découvrir un autre qui nous a semblé très comparable. Il est situé à VERNEUIL-SUR-VIENNE, à une dizaine de kilomètres à l'ouest de LIMOGES et fait partie d'une étroite série, large

Photo I-3 : La carrière de COUFFIN



de 500 m environ de micaschistes à biotite, muscovite et sillimanite où les strates phylliteuses sont dans la zone étudiée pratiquement horizontales. Hormis les différences de pendage, le choix de ces sites a été dicté par les analogies qu'ils présentent :

- situation topographique presque plane ;
- données climatiques comparables ;
- structure des roches typiquement lépidoblastique ;
- constitution minéralogique voisine : le quartz est très abondant ; certains cristaux sont allongés et relativement grands (de l'ordre du **mm**), mais la plupart sont très petits (0.1 mm). Les feldspaths abondants sont représentés par une albite-oligoclase. Les lits phylliteux remarquablement parallèles entre eux sont formés de cristaux de biotite intacte, en lames allongées enchevêtrés avec ceux de muscovite (DEJOU et al, 1971).

La composition minéralogique est la suivante à COUFFIN (en %) :

quartz	41.3	biotite	20.0
albite-oligoclase	19.5	Al ₂ O ₃ , restant	2.3
muscovite	15.7	minéraux opaques	1.2

Dans les deux cas, les micaschistes ont subi une puissante altération superficielle et ont donné naissance à deux profils similaires. Au-dessus des micaschistes altérés, que l'on observe sur une épaisseur de plus de 7 m à COUFFIN, on rencontre une zone d'altération ou "gore" surmontée d'un sol brun acide ou mésotrophe (CPCS, 1967). Dans les deux cas également, l'horizon C se situe à 80 cm de profondeur et il présente encore une **schistosité très nette, subverticale à COUFFIN, horizontale à VERNEUIL.**

Ces deux sols offrent donc des morphologies assez semblables de sol à profil A(B)C. L'horizon C, à structure litée caractéristique se prolonge vers le haut par un horizon intermédiaire (B)C dans lequel cette structure, oblique et très poreuse, persiste par endroits à COUFFIN (reliques de C) en alternance avec des structures de (B), alors qu'à VERNEUIL, elle est horizontale et de moins en moins nette vers le sommet de l'horizon.

D'autre part, les horizons A et (B) présentent des caractères morphologiques assez différents sans doute à cause du type de mise en valeur :

- à COUFFIN, il s'agit d'une pelouse naturelle à enracinement très dense où l'horizon très organique à forte porosité passe progressivement au (B) ;

- à VERNEUIL, c'est une prairie pâturée où l'horizon est tassé et peu organique avec une limite distincte par rapport au (B) très argileux. Il est possible d'ailleurs que cet horizon A limoneux qui contient des cailloux siliceux soit en partie allochtone.

Les descriptions détaillées de ces deux profils, leurs caractéristiques physico-chimiques et les données micromorphologiques sont présentées respectivement ci-après :

- pour COUFFIN, au tableau I-4 et sur la planche photographique I-4 ;
- pour VERNEUIL, au tableau I-5 et sur la planche photographique I-5.

1) PROFIL : COUFFIN

Date : 19 octobre 1979

Localisation : Cantal, 10 km au sud d'AURILLAC, carrière en bordure de route

Géologie : micaschistes à biotite et muscovite à pendage sub-vertical

Géomorphologie : petit replat en bordure de pente

Végétation : prairie naturelle

Classification : sol brun acide sur micaschistes altérés

- 0 - 25 cm : brun jaune sombre (10 YR 3,4) ; texture sablo-argilo-limoneuse ; structure grumeleuse ; très fine ; frais ; cohésion faible ; peu compact ; friable ; très forte porosité biologique et structurale ; quelques cailloux de quartz ; nombreux micas blancs luisants ; très nombreuses racines et radicelles ; quelques trous de vers ; limite graduelle.
- A**
- 25 - 50 cm : horizon bicolore avec la moitié de zones brun jaune (10 YR 5/8) et la moitié de zones brun jaune sombre (10 YR 3,4) de la couleur du A ; texture sablo-argileuse ; structure polyédrique fine fragile ; frais ; cohésion moyenne ; peu compact ; friable ; porosité structurale assez forte ; quelques gros cailloux de quartz (5 à 10 cm) ; pas de traces d'hydromorphie ; nombreux micas luisants ; quelques racines fines ; quelques galeries de vers ; limite graduelle.
- A(B)**
- 50 - 80 cm : jaune brun (10 YR 6/8) ; texture sableuse ; structure particulière à tendance polyédrique très fragile, par endroits schistes altérés avec structure litée oblique ; frais ; cohésion très faible ; peu compact ; très friable ; porosité forte inter-particulaire et un peu faunique ; pas d'hydromorphie ; pas de cailloux ; très nombreux micas luisants ; pas de racines ; quelques galeries de vers ; limite graduelle.
- (B)C**
- 80 - 120 cm : brun jaune clair (10 YR 6/4) ; texture sableuse ; structure litée schisteuse sub-verticale avec une alternance de schistes plus ou moins altérés ; frais ; cohésion moyenne ; compact ; assez friable ; porosité forte interfeuillelet ; quelques veines quartzieuses ; alternance de feuillelets cohérents à structure bien conservée et de feuillelets altérés très friables ; pas d'hydromorphie.
- C**

Photo 1-4 : Profil COUFFIN

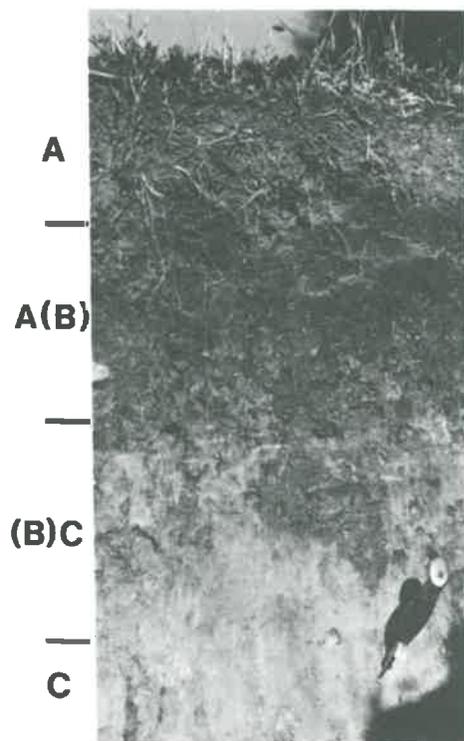


Tableau 1-4 : Caractéristiques physico-chimiques du profil Couffin

Horizons	Profondeur en cm	Graviers %	Granulométrie %					Matière organique c_5	Densité		Porosité e
			Sg	Sf	Lg	Lf	Δ		app.	abs.	
A	0 - 25	2	25.8	26.2	9.4	20.2	18.4	6.00	1.014	2.473	133.9
A (B)	25 - 50	0	32.5	26.3	9.5	15.1	16.6	1.50	1.245	2.579	107.2
(B)C	50 - 80	10	46.4	26.3	7.9	11.4	8.0	0.37	1.411	2.660	88.5
C	80 - 120	3	44.9	28.8	3.7	11.7	5.9	0.17	1.479	2.651	79.2

pH _{eau}	C ‰	N ‰	C/N	Complexe absorbant mc/100 g								Fe libre %	Fe total %
				Ca	Mg	K	Na	S	T	S/T			
5.2	34.7	3.29	10.5	1.8	0.36	0.194	0.046	2.40	12.5	19	1.33	2.92	
5.6	8.7	0.93	9.3	1.5	0.60	0.449	0.029	2.58	7.0	37	1.26	2.68	
5.5	2.1	0.29	7.3	1.5	0.69	0.561	0.025	2.78	5.8	48	1.24	2.29	
5.1	1.0	0.15	6.7	0.5	0.32	0.361	0.018	1.20	6.0	20	1.41	2.90	

DONNEES MICROMORPHOLOGIQUES : COUFFIN

(Planche I-4)

Micaschistes altérés (à 5 m de profondeur) (photo 1)

L'ensemble apparaît comme un matériau poreux très altéré où un litage vertical très net est matérialisé par des alignements de micas d'environ 200 à 500 μm de largeur, essentiellement des muscovites (**mu**) mais également des biotites (**bi**) très altérées et très éclaircies, et quelques domaines plasmiques bruns.

Entre ces alignements verticaux, on trouve de grandes plages d'environ 1 à 2 mm de largeur, très poreuses, essentiellement constituées de petits quartz mal individualisés dont la taille oscille entre 50 et 500 μm .

Parmi ces quartz qui montrent une organisation granulaire, on rencontre d'assez nombreux micas ou fragments de micas, muscovites et biotites très altérés.

La porosité très importante se présente sous forme de cavités (**C**) (orthovides) allongées à orientation sub-verticale, dominante, aux formes très irrégulières, parfois communicantes. Leur longueur est souvent de l'ordre de 200 μm et leur largeur de 20 à 50 μm . Elles sont situées toujours au voisinage et souvent à l'extrémité de fragments de micas très altérés indiquant ainsi qu'elles occupent la place d'un ancien minéral dont les produits d'altération ont été entraînés. Cette structure persiste jusqu'à l'horizon C2.

Horizon C (85 - 95 cm) (photo 2)

En dehors de quelques alignements sub-verticaux ou obliques, l'organisation verticale de l'arène a presque totalement disparu. Le matériau essentiellement granulaire est formé d'un empilement de quartz très fragmentés et d'assez nombreux petits cristaux de micas altérés très clairs accompagnés de domaines plasmiques transparents.

Comme dans l'arène, la porosité est très importante et se présente sous forme d'un réseau de cavités (**C**) très irrégulières, ramifiées, sans orientation préférentielle bien marquée et de taille un peu plus grande que précédemment (jusqu'à 1 mm). Elles n'ont aucun revêtement plasmique.

Horizon (B)C (60 - 70 cm) (photo 3)

On rencontre deux types de zones :

- la plus grande partie (environ les 3/4 de type horizon C présente une distribution très lâche granulaire (**1**) due à l'entassement du squelette quartzueux de toute taille et des micas blancs. Le plasma est presque totalement absent. La porosité très forte est constituée de vides d'entassement intergranulaires (**V**) simples de l'ordre de 50 à 100 μm et de grosses cavités (**C**) comme dans l'horizon précédent (200 μm à 1 mm) ;

- des zones moins importantes (1/4 de la surface) de type horizon (B) à distribution relativement serrée (**2**), à porosité faible, de type aggloméro-plasmique avec un squelette mixte de quartz et micas blancs et de petits flots plasmiques bruns.

La porosité présente des vides d'entassement et cavités moins nombreuses et de taille plus réduite. Certaines de ces cavités possèdent sur leur pourtour de très nets revêtements argileux orientés (cutanes).

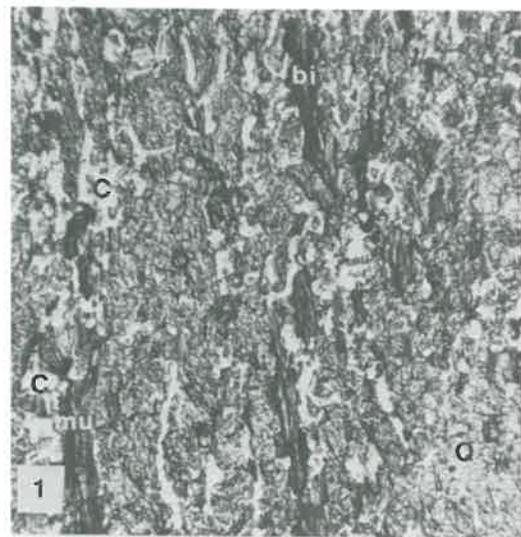
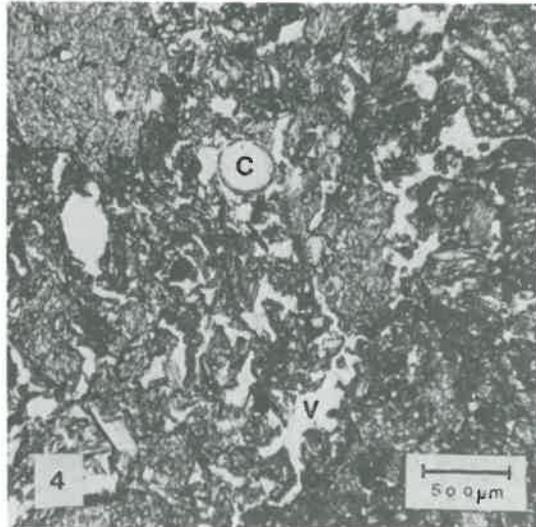
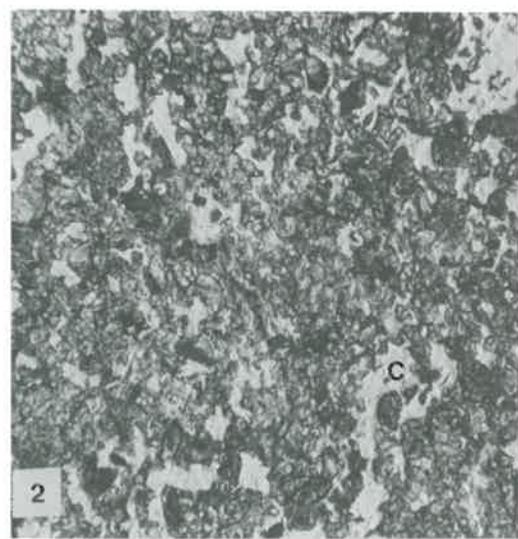
Horizon A(B) (35 - 45 cm) (photo 4)

La distribution est de type intertextique avec un squelette de quartz et micas blancs emballés dans un plasma plus ou moins abondant.

La porosité est assez irrégulière, relativement faible dans les zones où le plasma est abondant ; elle comprend alors essentiellement des vides d'entassement intergranulaires complexes (**V**) de petite taille (50 à 100 μm) ; beaucoup plus importante ailleurs où il existe, en outre de grosses cavités (**C**) ramifiées (500 μm à 1 mm) parfois reliées par des chenaux biologiques avec de nombreuses boulettes fécales ou des sections racinaires.

Interprétation : soumis à un drainage interne très intense dû à la schistosité sub-verticale, les micas altérés apparaissent comme un matériau extrêmement appauvri et très poreux où il ne subsiste guère qu'un squelette de petits quartz et de micas alignés en bandes verticales. Dans les horizons du sol, la porosité intergranulaire reste importante en raison de la faible abondance du plasma.

Planche I-4 : Profil COUFFIN



2) PROFIL : VERNEUIL-SUR-VIENNE

Date : 27 juin 1980

Localisation : Limousin, carrefour sortie nord du village

Altitude : 320 m

Géologie : micaschistes à biotite, muscovite et sillimanite à pendage horizontal

Géomorphologie : bordure de plateau - légère pente (3 %)

Végétation : prairie naturelle

Classification : sol brun mésotrophe sur micaschistes altérés

- 0 - 25 cm : brun (10 YR 5/3) ; texture sablo-argileuse ; structure grumeleuse et polyédrique
A fine ; frais ; friable ; peu compact ; très poreux ; très nombreuses racines fines ; quelques galeries de vers ; assez nombreux cailloux de silice anguleux ; limite distincte.
- 25 - 55 cm : horizon bariolé avec la moitié de plages brunes (10 YR 5/3) et la moitié de
(B) plages brun fort (7.5 YR 5/6) ; texture argilo-limono-sableuse ; structure grossière à tendance prismatique ; sec ; très cohérent à débit friable ; assez compact ; porosité assez faible ; faces des agrégats brunes uniformes avec micas blancs luisants ; pas de cailloux ; aucune stratification ; quelques racines ; quelques galeries de vers ; limite diffuse.
- 55 - 80 cm : brun fort (7.5 YR 5/6) avec très nombreux micas blancs luisants ; texture sablo-
(B)C argileuse ; structure horizontale de plus en plus litée vers le bas ; quelques plages verticales qui prolongent le (B) vers le bas ; frais ; assez friable ; cohésion moyenne ; assez compact ; peu poreux ; pas de cailloux mais schistes très altérés avec libération du fer ; pas de racines ; quelques rares galeries de vers ; limite graduelle.
- 80 - 120 cm : brun fort (7.5 YR 5/6) avec passées rouges (2.5 YR 4/6) ; texture sablo-limoneuse
C structure litée horizontale très nette ; frais ; cohésion faible ; friable avec zones plus consistantes ; peu compact ; peu poreux ; pas de cailloux ; importantes zones d'altération ; pas de racines ; pas de galeries de vers.

Photo 1-5 : Profil VERNEUIL

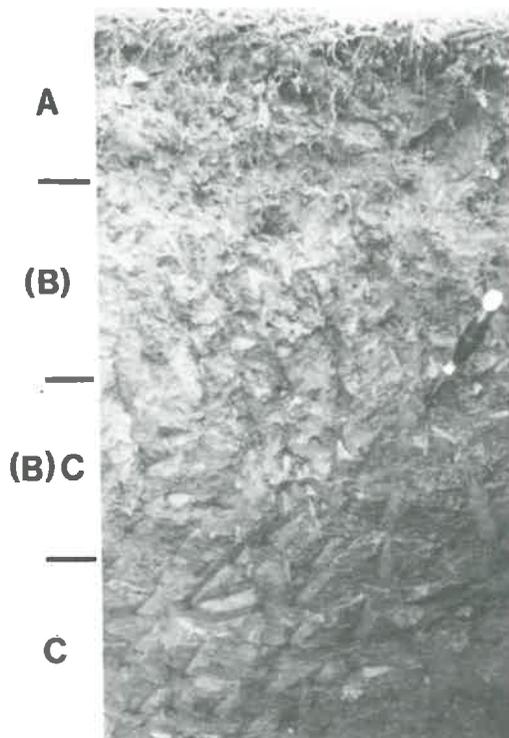


Tableau I-5 : Caractéristiques physico-chimiques du profil Verneuil

Horizons	Profondeur en cm	Graviers %	Granulométrie %					Matière organique %	Densité		Porosité e
			Sg	Sf	Lg	Lf	A		app.	abs.	
A	0 - 25	12	23.5	36.4	9.6	14.5	16.0	1.40	1.592	2.627	65.0
(B)	25 - 55	0	13.6	23.0	13.5	14.0	35.9	0.66	1.464	2.610	78.3
(B) C	55 - 65	0	26.3	22.0	16.0	9.1	26.6	0.33	1.551	2.675	72.5
(B) C	65 - 80	14	20.8	36.2	14.3	9.9	18.8	0.18	1.563	2.621	67.7
C	80 - 105	7	11.5	39.4	23.0	15.7	10.4	0.20	1.509	2.656	76.0

pH _{eau}	C ‰	N ‰	C/N	Complexe absorbant me/100 g							Fe libre %	Fe total %
				Ca	Mg	K	Na	S	T	S/T		
6.0	8.3	0.97	8.5	4.4	0.57	0.080	0.035	5.08	6.5	78	1.04	2.25
6.2	3.9	0.52	7.4	6.1	0.64	0.109	0.071	6.92	9.9	70	2.41	5.35
6.5	1.9	0.32	6.1	4.4	0.63	0.084	0.097	5.21	8.5	61	1.99	5.32
6.5	1.1	0.21	5.1	3.6	0.64	0.092	0.096	4.43	7.4	60	1.69	4.63
6.5	1.2	0.18	6.4	3.7	0.75	0.135	0.121	4.70	2.1	58	1.56	4.93

DONNEES MICROMORPHOLOGIQUES : VERNEUIL

(Planche I-5)

Micaschistes altérés (photo 1)

Ils présentent une orientation sub-horizontale un peu ondulée marquée par les éléments micacés (bi) sans qu'il y ait vraiment de bandes très précises.

Le fond matriciel très poreux de type granulaire est formé de grains de quartz (Q) très fracturés de petite taille (20 à 200 µm) qui représentent environ les deux tiers du squelette, le reste étant constitué de micas, biotites plus ou moins altérées et muscovites.

La porosité est très forte mais irrégulière. Elle est formée de vides d'entassement intergranulaires et de cavités aux contours très irréguliers, ramifiées et anastomosées entre elles. Leur taille se situe entre 50 et 200 µm.

Horizon C (85 - 105 cm) (photo 2)

On observe nettement deux types de zones vaguement disposées en bandes sub-horizontales ou obliques :

- les unes de type dominant granulaire formées d'un squelette comprenant une majorité de quartz de 50 à 100 µm et de nombreux micas blancs et noirs plus ou moins altérés de 100 à 200 µm de longueur. Il présente un empilement irrégulier à tendance "château de cartes" ménageant une porosité de vides intergranulaires de formes très irrégulières et ramifiées ; Il existe, en outre, une porosité de grosses cavités (C) irrégulières parfois réunies par des fissures intergranulaires (Fi) de 50 à 200 µm de largeur ;

- les autres à distribution intertextique où le squelette de quartz et surtout micas blancs, encore abondant est plus ou moins emballé dans un plasma brun issu de l'altération des biotites mais qui comprend également d'épais revêtements argileux brun orangé de 200 à 300 µm.

La porosité apparaît sous forme de chenaux de 100 à 200 µm de diamètre et de cavités circulaires de grande taille tapissées d'épais cutanes, dont certains peuvent atteindre jusqu'à 2 mm d'épaisseur. . -

Horizon (B)C (65 - 85 cm) (photo 3)

La matrice présente un aspect très hétérogène avec une distribution de type intertextique où l'on trouve tous les intermédiaires entre les deux types de zones de l'horizon précédent. Le squelette comprend de nombreux petits grains de quartz anguleux et également de nombreux micas blancs plus ou moins altérés et exfoliés. Par contre les biotites saines n'existent pratiquement plus. L'ensemble est emballé dans un plasma argileux plus ou moins abondant. La porosité importante et très nette est faite de nombreuses cavités (C) de toute taille (50 à 500 µm) aux formes irrégulières, non communicantes, mais à bords francs et arrondis. Les parois de ces cavités sont partiellement et irrégulièrement recouvertes de revêtements argileux, beaucoup moins épais que dans l'horizon précédent.

L'assemblage très anarchique du squelette en particulier des grains de micas blancs et la disposition des cavités indiquent que ce matériau a subi un brassage important.

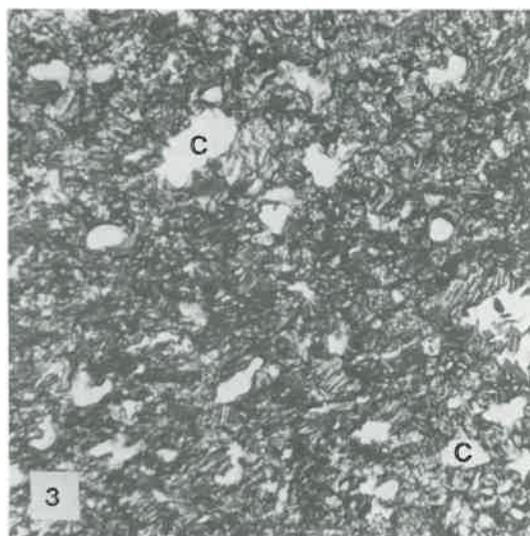
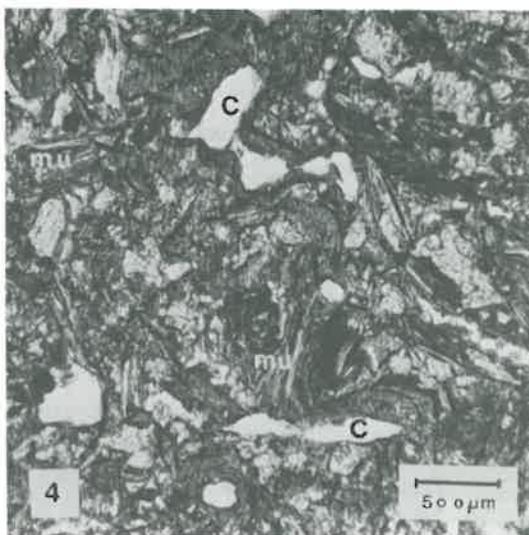
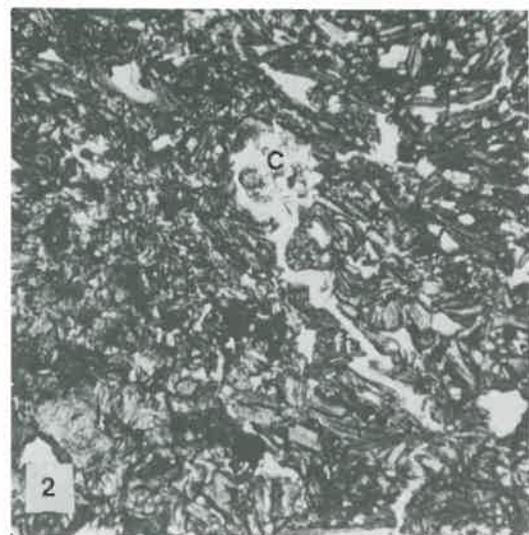
De plus, on trouve quelques bandes obliques fortement colorées brun rouge, plus ou moins ramifiées, très bien visibles à l'oeil nu (1 à 5 mm de largeur) qui se caractérisent par une très forte proportion de micas blancs exfoliés et noirs plus ou moins altérés noyés dans une masse plasmique très dense brun clair ou brun foncé et ferruginisée. En outre, il existe un abondant réseau de cutanes peu épais qui recouvrent partiellement les parois des cavités.

Horizon (B) (25 - 45 cm) (photo 4)

L'organisation de cet horizon est assez semblable à celle du précédent avec une matrice d'aspect très hétérogène à distribution intertextique et par endroit porphyrique.

Le squelette abondant est constitué de petits quartz anguleux et surtout de nombreuses muscovites (mu) assez grosses (100 à 500 µm) isolées ou en paquets dont les feuillets sont très apparents. Il n'y a pratiquement plus de biotites. Par contre, l'ensemble est emballé dans un plasma plus ou moins abondant brun clair ou brun rouge. Des zones plasmiques sans squelette se différencient avec leur porosité fissurale mais également par de nombreuses cavités (C) aux formes arrondies de toute taille. Par contre, on ne trouve plus les zones ferrugineuses et les cutanes de parois. On observe parfois une orientation sub-horizontale ou oblique des muscovites, mais également et par voie de conséquence, des bandes plasmiques et du système poral en cavités allongées (C).

Planche I-5 : Profil VERNEUIL



Interprétation : la caractéristique essentielle qui apparaît à l'examen micromorphologique est une très forte argilification. Elle se manifeste par la présence de plus en plus abondante, de bas en haut du profil, d'un plasma brun qui emballe le squelette et atteint son maximum dans l'horizon (B). On peut penser que celle-ci est une conséquence de la schistosité sub-horizontale peu favorable à l'entraînement en profondeur des produits issus de l'altération des minéraux. En outre, les nombreux et parfois épais cutanes que l'on rencontre dans les horizons (B)C et surtout C sont le signe d'une importante illuviation ou réorganisation locale.

b) Sol sur gneiss

Ce cinquième site a été choisi sur le domaine du Collège Agricole de ROCHEFORT-MONTAGNE en Auvergne. Le profil étudié est situé sur un étroit interfluve de quelques centaines de mètres de largeur entre deux profondes vallées entaillées dans des micaschistes gneissiques, celles des ruisseaux de ROCHEFORT et de LA PLAGNE. Sur la pente, un peu en contrebas du profil la roche affleurante est nettement de type gneissique. Elle est très dure, présente un litage ondulé peu apparent et contient un très fort contingent de quartz assez grossiers et un peu de micas. Nous l'appellerons gneiss à biotite et muscovite.

Ce profil présente une certaine analogie avec celui de VER-NEUIL : horizon C avec litage sub-horizontale, coloration intense, degré d'évolution assez élevé. Toutefois, sans doute en raison de conditions climatiques plus rudes de type sub-montagnard, il montre un niveau d'hydromorphie nettement plus accusé.

La description détaillée est présentée ci-après. Les caractéristiques physico-chimiques sont reportées dans le tableau I-6 et les données micromorphologiques dans la planche photographique I-6.

PROFIL : ROCHEFORT-MONTAGNE

Date : 17 octobre 1979

Localisation : Auvergne, domaine du Collège Agricole

Altitude : 890 m

Géologie : micaschistes gneissiques

Géomorphologie : bordure d'interfluve - pente 2 à 3 %

végétation : prairie naturelle

Classification : sol brun mésotrophe sur micaschistes altérés

- 0 - 20 cm : brun sombre (10 YR 4/3) ; texture limono-argilo-sableuse ; structure grumeleuse à polyédrique fine ; légèrement humide ; cohésion faible ; peu compact ; friable ; mat racinaire de 0 à 5 cm avec racines gainées de rouille ; porosité forte, structurale et faunique ; quelques cailloux et graviers ; légère hydromorphie ; nombreuses racines ; limite graduelle.
- A11**
- 20 - 40 cm : brun sombre (10 YR 4/3) à brun (10 YR 5/3) ; texture sablo-argilo-limoneuse ; structure assez fragile à tendance polyédrique grossière ; légèrement humide ; cohésion moyenne ; assez compact ; assez friable ; porosité moyenne structurale et faunique ; horizon légèrement marmorisé (10 à 20 % de plages ocres) ; quelques schistes non altérés et cailloux de quartz ; revêtements ferro-manganiques noirs assez nombreux sur les faces des agrégats ; assez nombreuses racines et radicelles ; quelques plages verticales prolongeant l'horizon A11 ; limite graduelle.
- A12**
- 40 - 60 cm : horizon marmorisé avec 2/3 de plages brunes (10 YR 5/3) et 1/3 de plages brun jaune (10 YR 5/8) ; texture sablo-argileuse ; structure polyédrique grossière ; humide ; cohésion assez faible ; moins compact que A12 ; assez friable ; porosité structurale assez faible ; hydromorphie intense ; nombreux revêtements ferro-manganiques sur les faces des agrégats ; nombreuses paillettes de micas ; pas de cailloux ; peu de racines ; quelques grosses galeries de vers ; limite graduelle.
- A(B)g**

- 60 - 80 cm : horizon marmorisé avec la moitié de plages brunes (10 YR 5/3) et la moitié de plages brun jaune (10 YR 5/8) ; texture sableuse ; structure polyédrique très grossière ; légèrement humide ; cohésion moyenne ; compacité moyenne assez friable ; ferme ; porosité structurale assez faible ; nombreux revêtements ferro-manganiques ; quelques concrétions peu indurées ; pas de cailloux ; pas de racines ; quelques rares galeries de vers ; limite graduelle.
- (B)gC**
- 80 - 100 cm : arène bicolore avec 3/4 de plages gris clair (2.5 YR 5/2) et 1/3 de plages brun fort (7.5 YR 5/8) ; texture sableuse ; structure feuilletée de micaschistes à feuillets d'environ 5 mm d'épaisseur ; peu humide ; cohésion assez faible ; compact ; ferme à dur ; porosité fissurale assez faible ; quelques fragments de micaschistes peu altérés ; hydromorphie d'ensemble du matériau d'altération ; pas de racines, ni de galeries de vers ; limite graduelle.
- C1**
- 100 - 120 cm : arène de même couleur que le C1 ; texture sableuse ; structure feuilletée très litée ; cohésion assez forte ; compact ; ferme à dur ; porosité interlamellaire ; fortement marmorisé avec alternance de lits noirs et de lits ocres ; ni racines, ni galeries de vers.
- C2**

Tableau I-6 : Caractéristiques physico-chimiques du profil Rochefort

Horizons	Profondeur en cm	Graviers %	Granulométrie %					Matière organique %	Densité		Porosité e
			Sg	Sf	Lg	Lf	A		app.	abs.	
A 11	0 - 20	4	38.6	9.7	7.5	20.3	23.9	4.9	1.235	2.592	109.9
A 12	20 - 40	6	45.1	9.8	6.2	18.1	20.1	1.5	1.354	2.571	89.9
A (B) g	40 - 60	5	50.7	16.4	7.5	12.8	12.6	0.5	1.632	2.630	61.2
(B) g C	60 - 80	5	60.8	15.0	6.1	9.5	8.6	0.4	1.665	2.632	58.1
C 1	80 - 100	10	74.0	11.3	3.5	4.4	6.8	0.2	2.017	2.659	31.8
C 2	100 - 120	11	72.9	9.7	3.2	3.9	10.3	0.2	1.940	2.660	37.1

pH _{eau}	C ‰/‰	N ‰/‰	C/N	Complexe absorbant me/100 g							Fe libre %	Fe total %
				Ca	Mg	K	Na	S	T	S/T		
5.2	28.9	3.62	7.9	5.6	1.76	0.209	0.111	7.68	17.0	45	2.32	4.81
5.8	7.5	1.13	7.5	4.8	1.98	0.148	0.125	7.05	12.5	56	2.71	5.51
5.7	3.2	0.48	6.6	6.4	3.24	0.158	0.074	9.87	12.0	82	2.32	5.28
5.7	2.4	0.44	5.5	6.2	2.60	0.159	0.065	9.02	10.5	86	2.09	4.78
5.7	1.3	0.27	4.7	4.9	2.66	0.127	0.052	7.74	8.3	93	2.56	5.21
5.6	1.4	0.26	5.4	8.3	4.44	0.254	0.071	13.06	14.0	93	3.05	6.78

DONNEES MICROMORHOLOGIQUES : ROCHEFORT-MONTAGNE

(Planche I-6)

Horizon C2 (105 - 115 cm) (photo 1)

L'arène compacte a conservé la structure primitive de la roche de type granolépido-blastique. Elle contient beaucoup de gros quartz (Q), peu de feldspaths, des micas noirs (bi) en quantité peu altérés et un peu de micas blancs présentant une nette tendance à un litage sub-horizontale. Il existe une faible porosité formée de cavités très irrégulières de toute taille entre les grains du squelette.

L'organisation est très proche de celle de la roche altérée.

Horizon C1 (85 - 95 cm) (photo 2)

Organisation très différente de celle de l'arène C2. On ne retrouve plus la structure primitive. La distribution est de type granulaire à intertextique. Le squelette comprend une majorité de gros quartz (500 µm à 1 mm) très anguleux et quelques micas noirs et blancs non altérés. Entre les grains on trouve des plaquettes de micas très claires et des plages de plasma argileux réparties de façon irrégulière.

La porosité assez importante est faite de cavités (C) de toute taille (50 µm à 1 mm) mais aux formes assez irrégulières et à contours arrondis (métacavités) avec souvent, en particulier dans les zones où le plasma est le plus abondant, de petits revêtements argileux bruns réguliers.

Horizon (B)gC (65 - 75 cm) (photo 3)

Organisation assez semblable à celle de l'arène C1 mais avec une dominante de type intertextique.

Le squelette quartzueux constitue l'essentiel, les micas noirs peu altérés ayant gardé leur structure tendent à disparaître. Par contre, le squelette quartzueux est emballé dans un plasma argileux fortement coloré et de plus en plus abondant, présent partout mais irrégulièrement réparti. La porosité est importante. Elle comprend des cavités de taille variée (50 µm à 1 mm) mais de formes assez régulières sphériques ou allongées, souvent réunies entre elles par un important réseau de microfissures plasmiques à orientation dominante sub-horizontale et oblique.

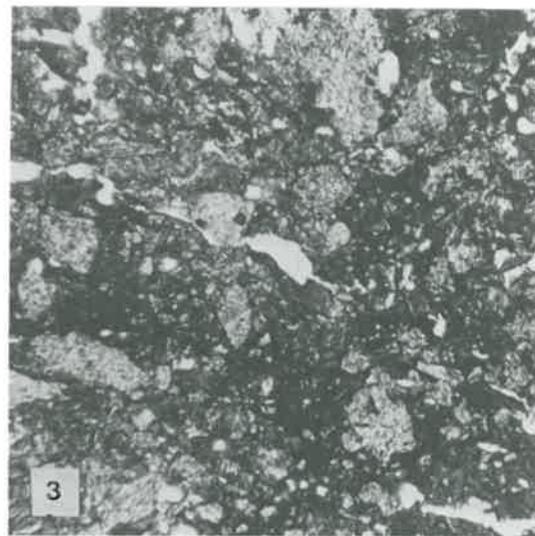
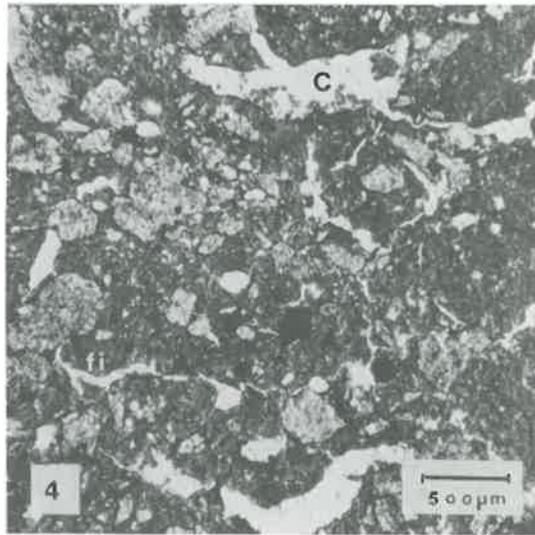
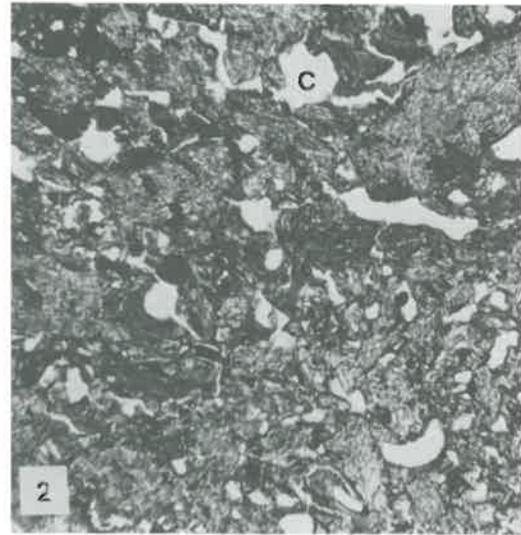
Horizon A12 (25 - 35 cm) (photo 4)

Distribution de type porphyrique avec un squelette de quartz très anguleux de grande taille mais à majorité grossier et quelques micas blancs dispersés dans un plasma abondant, brun clair et assez homogène qui comprend d'assez nombreuses concrétions brun foncé.

La porosité est importante. Elle comprend un certain nombre de cavités (C) de formes assez régulières et de taille très variable (100 µm à 1 mm) et surtout un réseau très dense de microfissures (Fi) très ramifiées dont les sections s'étalent de 20 à 200 µm.

Interprétation : malgré l'abondance du squelette grossier, une matrice à dominante plasmique existe déjà dans l'horizon C1 et devient de plus en plus importante dans les horizons du sol (B)C et surtout A1 ; conséquence d'une nette argilification. La quasi-absence de cutanes indique que les phénomènes d'illuviation sont très réduits. La porosité comporte essentiellement des cavités nettement moins grossières que dans les sols sur granite mais également un important réseau de microfissures.

Planche I-6 : Profil ROCHEFORT



II - ETUDE ET EVOLUTION DES CONSTITUANTS

a) Caractéristiques granulométriques

Il est tout à fait apparent au vu des tableaux I-4, I-5 et I-6 et surtout des histogrammes (fig. I-4) que la composition granulométrique des roches mères de ces 3 sols est très différente. En effet, si les taux d'argile des horizons C sont faibles et très voisins (6 à 10 %), le squelette s'avère de plus en plus grossier quand on passe de VERNEUIL à COUFFIN, puis ROCHEFORT :

- à VERNEUIL, il est très étalé des limons fins aux graviers avec un net maximum au niveau des sables fins ;

- à COUFFIN, il est nettement dominé par la fraction sableuse grossière et fine ;

- à ROCHEFORT, il est en grande majorité constitué par les sables grossiers et s'apparente beaucoup quantitativement à celui de St AGNAN sur granite.

Par ailleurs, sur l'ensemble du profil, la composition du squelette reste stable à VERNEUIL, alors qu'à COUFFIN et surtout à ROCHEFORT, elle tend vers une diminution de taille ainsi qu'en témoigne l'évolution du rapport sables/limons :

	<u>C (80 - 120 cm)</u>	<u>A(B) ou (B) (25 - 50 cm)</u>
VERNEUIL	1.32	1.33
COUFFIN	3.6	2.3
ROCHEFORT	10.8	2.2

La troisième différence importante tient au taux d'argile qui s'accroît de façon modérée du C vers le A à COUFFIN et ROCHEFORT pour atteindre respectivement 18 à 23 %, alors qu'à VERNEUIL, on assiste à une très forte et progressive augmentation conduisant à un matériau franchement argileux dans le (B) ; l'horizon A étant par contre appauvri.

b) Comportement granulodynamique

La figure I-5 nous montre que deux sols ont des trajets granulodynamiques très voisins : COUFFIN et ROCHEFORT. Il s'agit de trajet de type F. Son origine (horizon C) correspond toujours à un matériau très sableux. Le parcours sur le triangle de texture est quasi-rectiligne et il se dirige à la fois vers le pôle argileux et vers le pôle limoneux.

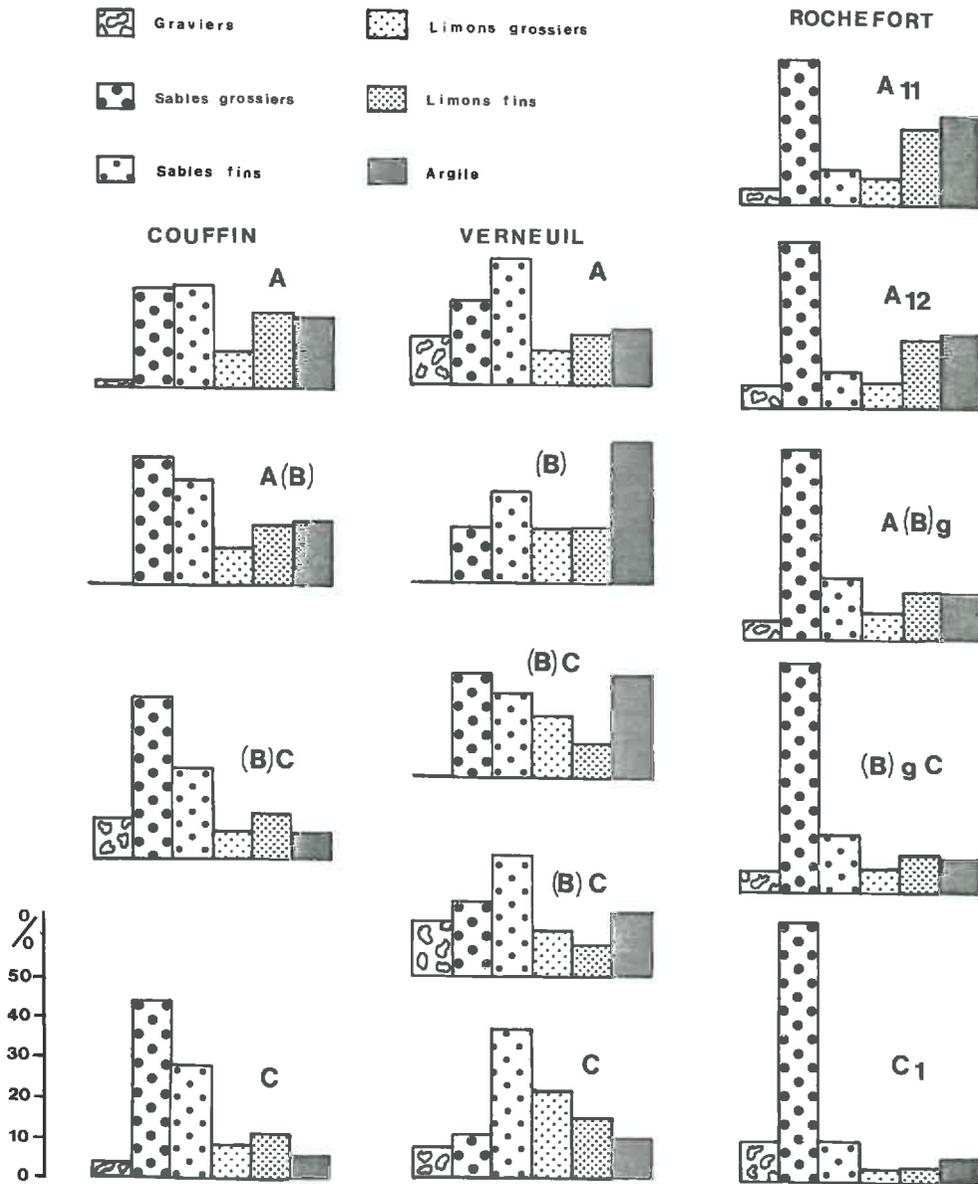


Fig. I - 4 : Histogrammes de la granulométrie des sols sur roches métamorphiques

De façon plus précise, J.P. LEGROS (1982) distingue deux sous-types qui semblent parfaitement correspondre à ces sols :

- d'une part, un sous-type F1, que l'on rencontre en général dans les sols podzolisés, y compris les sols bruns ocreux où l'inflexion du trajet se fait vers la droite comme à COUFFIN. Ce type de transformation paraît lié à la fragmentation qui intéresserait globalement une faible proportion des particules, les quartz étant résistants mais provoquerait une forte division des particules affectées. On songe évidemment à une pulvérisation sélective des minéraux altérables, en particulier des micas dans le cas de COUFFIN ;

- d'autre part, un sous-type F2 qui oblique vers le haut du triangle de texture encore plus nettement à partir du (B) ; c'est le cas de ROCHEFORT. Le matériau mère (issu des micaschistes et gneiss à biotite) est généralement bien pourvu en minéraux phylliteux assez facile à fragmenter. Le phénomène peut sans doute expliquer la genèse de l'importante fraction de limons fins.

Le cas de VERNEUIL est très singulier. Il s'agit d'un trajet complexe impossible à situer dans les différents types proposés par LEGROS. On peut, en effet, distinguer :

- un trajet amont en deux parties. De C à (B)C, c'est un comportement de type F3 avec un tracé assez inexplicable qui se dirige des limons vers les sables. Peut-être est-ce dû, tout simplement à une irrégularité lithologique dans la schistosité horizontale, ce qui paraît également suggéré par la présence d'un taux plus élevé en graviers et sables grossiers. De (B)C à (B), c'est le type F1 le plus absolu avec trajet vertical, c'est-à-dire accroissement du taux d'argile sans modification des proportions du squelette. On peut penser que l'altération des phyllites, en particulier des biotites de grande taille fournit de l'argile en quantité massive ;

- et un trajet aval de (B) à A vertical de haut en bas qui pourrait être de type E, caractérisé par le départ de la seule fraction argileuse (sols lessivés), mais que nous nous contenterons d'interpréter très prudemment, étant donné qu'il n'est pas exclu, comme nous l'avons déjà précisé, que le matériau de l'horizon A soit allochtone.

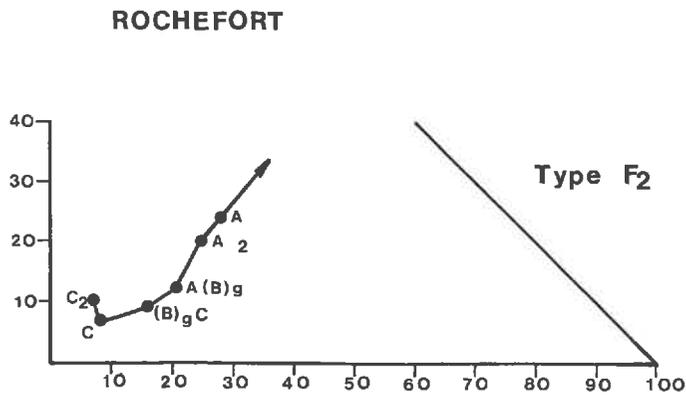
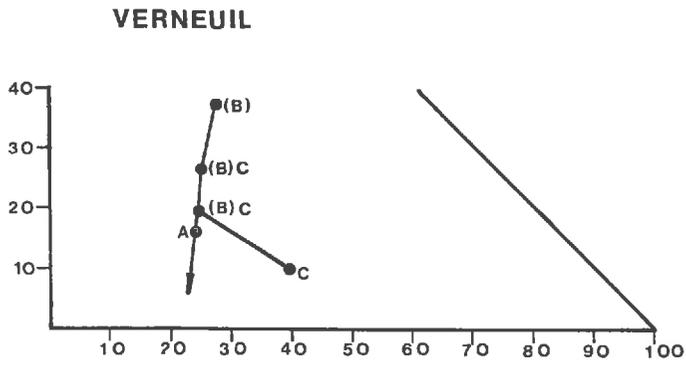
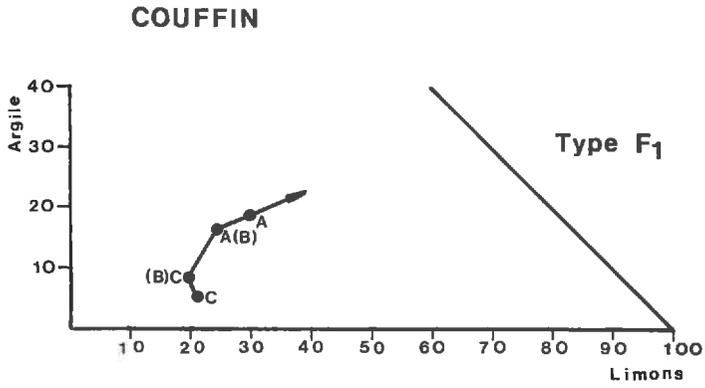


Fig. I - 5 : Trajets granulodynamiques des sols sur roches métamorphiques

c) Les constituants argileux (fig. I-6)

- COUFFIN - horizon (B)C : ils sont très peu abondants (8 % d'argile). Le diagramme de rayons X nous indique la présence d'un peu de kaolinite mal cristallisée. On note également des traces d'illite et de vermiculite. Les minéraux proviennent vraisemblablement de l'altération des biotites et forment les petits îlots plasmiques qui ont été observés à l'examen micro-morphologique. On peut penser que l'illite s'est partiellement transformée en vermiculite compte tenu de l'évolution.

- VERNEUIL - horizon (B) : la fraction argileuse est très importante (36 %). Le diagramme est beaucoup plus net que celui de COUFFIN. On y trouve un peu de plagioclases, beaucoup de kaolinite assez mal cristallisée, un peu d'illite hydratée mais pas de minéraux gonflants (micas peu altérés).

- ROCHEFORT - horizon A(B)g : le cortège minéralogique est varié et les minéraux argileux y sont bien individualisés. Il comprend un peu de plagioclases, de la kaolinite, un peu de goethite, une proportion importante d'illite qui reste nette et pas trop altérée et un peu de vermiculite ; le milieu est d'ailleurs peu désaturé.

III - SYNTHÈSE ET INTERPRÉTATION

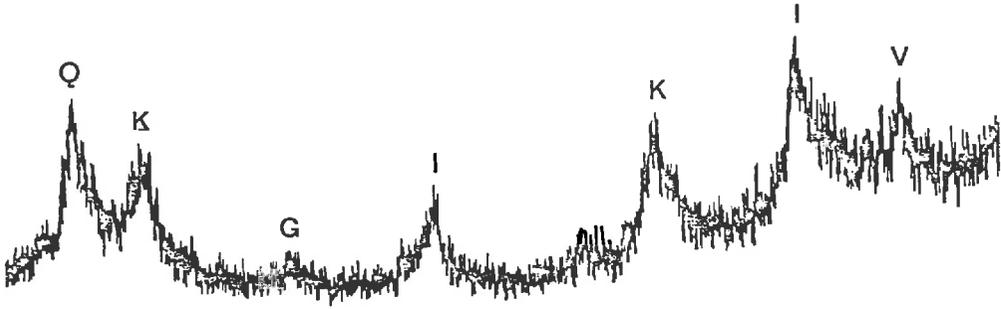
a) Au niveau du squelette

Ces trois sols formés sur les matériaux d'altération de roches métamorphiques possèdent un squelette grossier et abondant, essentiellement constitué de quartz et de micas mais dont les caractéristiques granulométriques sont nettement différentes. En effet, la dominante est axée autour :

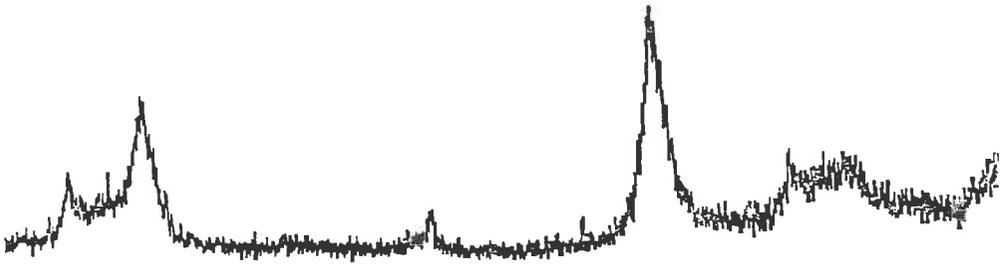
- des sables fins à VERNEUIL ;
- des sables fins et grossiers à COUFFIN ;
- des sables grossiers à ROCHEFORT.

De bas en haut des profils, en fonction de l'évolution pédogénétique, on constate une diminution de la taille des grains bien marquée à COUFFIN et surtout à ROCHEFORT par une baisse très nette du rapport sables/limons mais également du rapport squelette/argile (tableau I-7).

Rochefort
hor. A(B)g



Verneuil
hor.(B)



Couffin
hor.(B)C



Fig. I - 6 : Diagrammes de rayons X des sols sur roches métamorphiques

Tableau I - 7 : Rapports $\frac{\text{squelette (graviers + sables + limons)}}{\text{argile}}$
dans les différents horizons des sols sur roches métamorphiques

COUFFIN		VERNEUIL		ROCHEFORT	
Horizons	$\frac{\text{squelette}}{\text{argile}}$	Horizons	$\frac{\text{squelette}}{\text{argile}}$	Horizons	$\frac{\text{squelette}}{\text{argile}}$
A	4,5	A*	6,2	A ₁₁	3,4
A(B)	5,0	(B)	1,8	A ₁₂	4,3
(B)C	12,7	(B)C	2,8	A(B)g	7,3
		(B)C	5,1	(B) g	11,2
C	16,5	C	9,3	C ₁	15,2

* Pour cet horizon, il n'a pas été tenu compte des éléments supérieurs à 2 mm, ceux-ci étant constitués de cailloux vraisemblablement allochtones.

Les minéraux altérables en particulier les micas noirs tendent à disparaître dans les horizons des sols. En définitive, ces sols sur roches métamorphiques sont caractérisés par la présence d'un **squelette quartzo-micacé**. Celui-ci est très **grossier et abondant** à ROCHEFORT sur gneiss, où il est quantitativement, très comparable à celui de St AGNAN sur granite, **plus fin sur micaschistes** à COUFFIN et VERNEUIL.

b) Au niveau du plasma argileux

Dans les horizons C, les **matériaux argileux sont très peu abondants** (6 % à COUFFIN, 7 % à ROCHEFORT, 10 % à VERNEUIL). Ces teneurs en argile sont nettement inférieures à celles des horizons correspondants sur granite (13 % à St AGNAN, 16 % à VARENNES). Il semblerait, de ce fait, à première vue que plus les roches sont à grains grossiers, plus les arènes sont riches en argile. C'est une hypothèse qu'il conviendrait de vérifier. Quand on s'élève dans les profils, l'évolution pédogénétique conduit toujours à une argilification croissante et progressive à travers les horizons (B)C, (B) et A. Toutefois, l'intensité de cette argilification est très variable en fonction des différents sols : faible à COUFFIN (18.4 % d'argile dans l'horizon A), moyenne à ROCHEFORT (23.9 % dans le A11) et très forte à VERNEUIL [35.9 % dans le (B)].

En fait, le trait le plus marquant de cette étude concerne l'évolution des sols sur micaschistes qui conduit à **une faible teneur en argile à COUFFIN**, et au contraire, à **une très forte argilification à VERNEUIL**, essentiellement marquée par la présence de **kaolinite**.

Jusqu'alors, nous avons attribué cette différence fondamentale à l'incidence du pendage des roches. Nous reviendrons largement sur ce problème dans la suite de ce travail.

c) Au niveau de l'organisation des constituants

Dans les arènes, l'organisation des constituants semble liée à l'altération des minéraux et en particulier des biotites qui crée des **vides par départ de matière** (BLOT, 1980). Ce départ est le plus intense dans les conditions de drainage interne les plus favorables, c'est-à-dire lorsque la schistosité des roches est à orientation **sub-verticale**.

Dans les horizons intermédiaires C et (B)C, cette schistosité tend à disparaître et l'on assiste à une ouverture de la porosité à Couffin et, au contraire, à une certaine fermeture à VERNEUIL, consécutive à un phénomène de tassement mais également à la présence d'épais revêtements argileux.

Enfin à VERNEUIL, la très forte argilification dans le (B) conduit à une organisation intertextique, voire porphyrique dans certaines zones.

C) CARACTERISATION DE L'ESPACE PORAL DES SOLS SUR ARENES

La porosité d'un matériau est une réalité complexe, que depuis longtemps de nombreux chercheurs préoccupés des problèmes de transmission des fluides ont tenté d'approcher. Ainsi, GRAS (1969) a présenté certaines "considérations sur la porosité et l'étude des milieux poreux" où il distinguait une porosité ouverte et fermée et envisageait le rôle de différentes caractéristiques de configuration de l'espace poral ouvert, telles que l'isotropie du matériau, la tortuosité du système poral, la connexion entre les pores, la forme et dimension des pores. Depuis quelques années, grâce à la mise en oeuvre de méthodologies nouvelles, porosimétrie au mercure, analyses d'images, morphologie mathématique, de réels progrès dans la connaissance de ces phénomènes peuvent être envisagés. Nous tenterons d'y apporter notre contribution dans le cadre de ce travail orienté vers la caractérisation de l'espace poral des sols riches en squelette, la partie relative aux sols sur arènes ayant déjà été présentée succinctement (CHRETIEN, 1985).

Par ailleurs, l'espace poral d'un échantillon de sol peut être caractérisé en termes quantitatif, c'est-à-dire par des valeurs de porosité, ou qualitatif, sous forme de distribution de la taille des pores. Pour ce second point, en particulier, une classification adaptée de la porosité est indispensable. Or, les données bibliographiques présentées à ce sujet, par exemple (VAN OORT, 1984) indiquent que diverses classifications existent, établies sur des limites de classes très différentes.

Pour notre part, nous avons décidé d'adopter la classification proposée par VAN OORT (1984), soit :

- microporosité : inférieure à 1 μm
- mésoporosité : de 1 à 30 μm
- macroporosité : supérieure à 30 μm

la valeur de 30 μm représentant approximativement une limite sur le plan hydrique entre la porosité qui constitue la réserve en eau du sol et celle qui permet une circulation de l'eau gravitaire.

I - DETERMINATION DE LA POROSITE TOTALE

La porosité totale a été mesurée in situ sur chacun des horizons par la méthode du densitomètre à membrane. Nous nous contenterons dans ce paragraphe d'analyser les résultats obtenus, la présentation de cette méthode étant exposée en annexe I-2.

Les résultats chiffrés de l'ensemble des mesures de porosité totale, exprimés en indice des vides $e = \frac{V_v}{V_s} = \frac{\text{Vol. vides}}{\text{Vol. solide}}$

figurent dans les tableaux analytiques qui caractérisent chacun des profils (tableaux I-1 et I-2 pour les sols sur granites, tableaux I-4, I-5 et I-6 pour les sols sur roches métamorphiques). La précision de la méthode est de l'ordre de 2 points de porosité (cf. Annexe I-2).

Pour permettre des comparaisons entre ces diverses données, la représentation graphique est plus expressive. Elle conduit à des **courbes de porosité** qui matérialisent les valeurs de porosité totale in situ à différents niveaux de profondeur correspondants à chacun des horizons. Les courbes de porosité des cinq sols sur arènes sont rassemblées sur un même graphique (fig. I-7).

Un rapide examen de ces courbes nous montre qu'elles sont très différentes l'une de l'autre :

- elles ne se situent pas au même niveau de porosité
- elles n'évoluent pas de la même façon de bas en haut des profils.

Seules, les courbes de St AGNAN et ROCHEFORT sont très proches (sauf dans l'horizon de surface).

Nous étudierons ces diverses données en les comparant par types de roche-mères.

a) Sols sur granite

- dans les deux profils, la porosité **croît** nettement de l'arène vers les horizons de surface du sol : $\Delta e = 42.6$ points à St AGNAN et 33.1 points à VARENNES, ce qui est très important ;

- cet accroissement est **progressif** et se manifeste à chaque passage d'un horizon à l'horizon supérieur, sauf à VARENNES entre le C1 et le (B)C1 ;

- à tous les niveaux, la porosité est plus faible à VARENNES qu'à St AGNAN. Les différences sont peu importantes, de l'ordre de 10 points, dans les horizons d'altération C et (B)C, beaucoup plus, 25

à 35 points environ dans les horizons supérieurs (B), A(B) et A.

Sur le plan d'une première interprétation, on peut en déduire que l'arénisation, puis la pédogenèse engendrent quantitativement **un espace poral de plus en plus important de bas en haut des profils**. Ceci confirme les observations micromorphologiques qui nous ont montré dans le même sens une augmentation du nombre, un accroissement de la taille et une diversification de la morphologie des pores.

Par ailleurs, on peut se demander pourquoi la porosité est nettement plus faible à VARENNES qu'à St AGNAN. Est-ce dû à la taille des constituants, à la largeur de l'éventail granulométrique du squelette ou à un type d'organisation différent ? Ce sont, pour le moment, des questions encore sans réponse.

b) Sols sur micaschistes

De très grandes différences existent entre les deux profils dans l'évolution de la porosité totale. Partant, en effet, dans les deux cas, d'un horizon C où la porosité est très élevée et quantitativement identique (76 et 79 points), on aboutit dans le solum à des résultats très divergents.

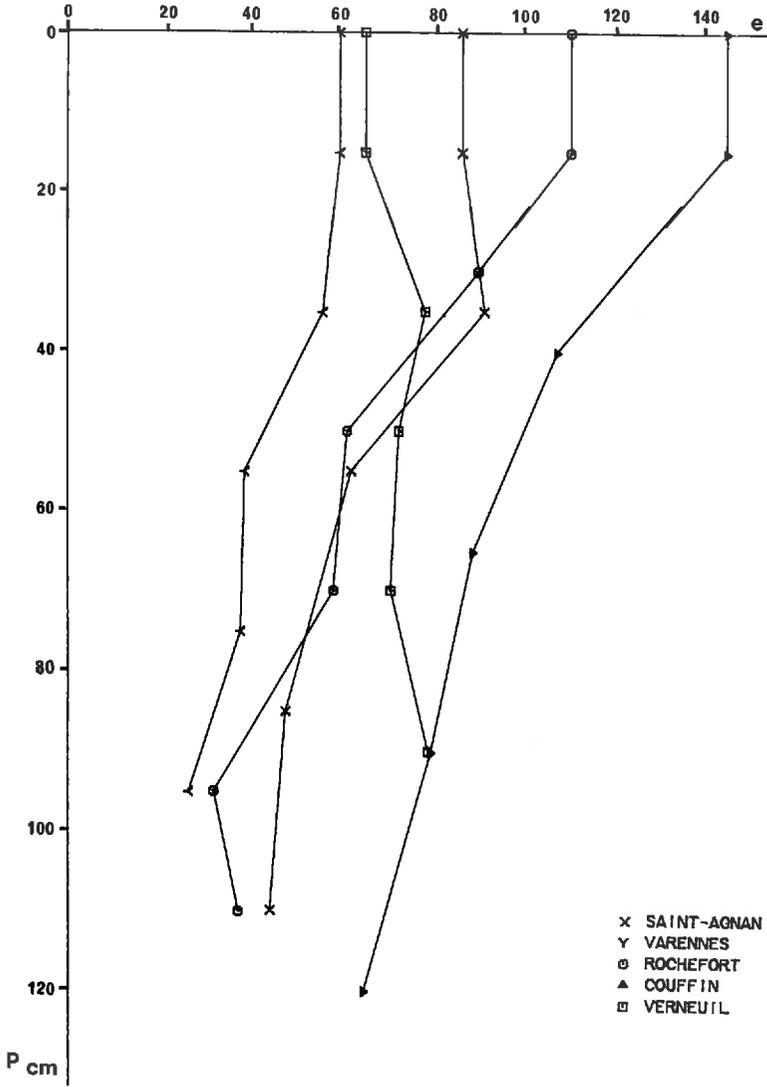
A COUFFIN, la porosité totale ne cesse de croître à chaque passage d'un horizon à l'horizon supérieur au cours de l'évolution pédologique pour atteindre un chiffre extrêmement élevé : plus de 140 points dans l'horizon A.

A VERNEUIL, elle évolue peu globalement mais présente tout de même des différences sensibles et significatives d'un horizon à l'autre :

- du C au (B)C, elle diminue de 8 points, ce qui constitue une **exception** sur l'ensemble des sols que nous avons étudiés et confirme les observations de l'étude micromorphologique qui nous avait montré une organisation du matériau nettement plus serrée. Il est plausible d'attribuer cette diminution de porosité à un tassement consécutif à la perte de la structure schisteuse originelle horizontale.

- du (B)C au (B), elle croît progressivement pour atteindre

Fig I - 7 : Sols sur arènes - Courbes de porosité totale in situ.



à nouveau 78 points. Il s'agit là de l'apparition d'une porosité pédobiologique et structurale au sein d'un matériau argileux.

- enfin, elle décroît (65 points) dans l'horizon A à la suite de l'apparition d'une texture beaucoup plus légère et aussi, sans doute, d'un tassement consécutif à une pâture.

c) Sol sur gneiss

Avec 37 points, la porosité d'arène de ces gneiss est du même ordre de grandeur que celle des arènes granitiques de St AGNAN et VARENNES, alors qu'elle est beaucoup plus faible que celle des micaschistes pourtant très proches pétrographiquement. Pourquoi cette différence ? Vraisemblablement parce que, comme on l'a constaté au chapitre précédent, les caractéristiques granulométriques du sol de ROCHEFORT sont très proches de celles des granites et en particulier de celles du granite de St AGNAN centrées autour des sables grossiers.

Cette porosité s'accroît brutalement de 20 points lors du passage au (B) sans doute à cause de la perte de la structure schisteuse et peut-être de l'apparition d'une porosité fine du plasma argilo-limoneux. Enfin, elle s'accroît à nouveau de 30 points et plus avec l'apparition de structures biologiques dans les horizons A sous prairie.

En conclusion, on peut dire que, d'une façon générale la **porosité totale croît progressivement de bas en haut des profils** depuis l'arène jusqu'aux horizons de surface. Seul fait exception le profil de VERNEUIL où elle varie peu ; nous en étudierons les causes tout au long de ce travail, mais nous savons déjà qu'elles sont d'ordre pédogénétique (forte argilification).

Par ailleurs, les **niveaux de porosité sont nettement différents**. Schématiquement, on observe :

- des porosités faibles sur granite à grain grossier (VARENNES),
- des porosités moyennes sur granite à grain moyen (St AGNAN) et gneiss (ROCHEFORT),
- des porosités fortes sur micaschistes à pendage vertical (COUFFIN).

II - UTILISATION DE LA POROSIMETRIE AU MERCURE

Il a été possible dans le cadre de ce travail de bénéficier de l'apport de cette technique grâce à l'obligeance de R. PROST de la Station de Science du Sol de l'INRA à VERSAILLES disposant d'un porosimètre à mercure Carlo-Erba 65 A ; les mesures sont dues à J. DRIARD. Nous donnerons, (annexe I-3) les grandes lignes de son principe, celui-ci ayant été développé antérieurement (VACHIER, 1979), ainsi que des indications utiles pour l'interprétation des courbes d'intrusion du mercure et des spectres de porosité. A l'aide de cette technique, on caractérise le système poral d'un échantillon sec dont la taille est de l'ordre du cm^3 , par sa porosité au mercure et par des caractéristiques de taille des pores (rayons équivalents correspondants aux abscisses du maximum ou des maxima du spectre de porosité). Il est évident qu'il ne nous a pas été possible, pour des raisons matérielles, de traiter l'ensemble des horizons des profils de sols étudiés dans ce travail. Nous avons donc fait un choix parmi les profils, et parmi les horizons d'un même profil, ce qui nous a conduit à retenir 20 échantillons.

Dans le cas des sols sur granite, ce choix s'est porté sur les horizons Ap, (B) et C de St AGNAN. En effet, les mesures étant effectuées sur des échantillons de faible volume, il semblait d'emblée peu opportun de retenir le profil de VARENNES qui contient une proportion importante de grains grossiers de la taille des graviers, d'un diamètre de plusieurs mm. Pour les sols sur roches métamorphiques, nous avons retenu les horizons A ou (B), (B)C et C de COUFFIN et VERNEUIL, le profil de ROCHEFORT étant sur le plan de ses caractéristiques porales assez semblable, semble-t-il, à celui de St AGNAN.

a) Courbes de pénétration de mercure

Les courbes de pénétration de mercure (fig. I-8) présentent les caractéristiques suivantes :

1) Allure générale des courbes

- A St AGNAN, leur allure est assez régulière avec des tangentes hautes presque horizontales indiquant que la porosité fine est entièrement prise en compte et des tangentes basses légèrement obliques dont la pente croît du C vers le Ap. On peut en déduire qu'une partie de plus en plus importante de la porosité correspondant aux pores grossiers supérieurs à $80\mu\text{m}$ est exclue de cette mesure.

- A COUFFIN, dans les trois horizons, les tangentes hautes et basses sont sub-horizontales ; l'ensemble de la porosité est donc prise en compte. Il en est de même dans les horizons C et (B)C de VERNEUIL.

- En revanche dans l'horizon (B) de VERNEUIL où le matériau est argileux, il semble qu'à la fois une porosité très fine et une porosité grossière échappent à la mesure, alors que la porosité au mercure est déjà légèrement supérieure à la porosité totale. Il y a là une anomalie qu'il sera nécessaire d'examiner dans le cadre d'une étude critique de la porosimétrie au mercure.

En définitive, il apparaît, qu'hormis dans ce dernier cas, le système poral des horizons étudiés ne contient **pratiquement pas de porosité très fine** (inférieure à 35 Å) en particulier à COUFFIN, et **peu de porosité grossière** (supérieure à 80 µm).

2) Evaluation de la porosité au mercure

Ces valeurs sont celles des ordonnées maximales des courbes de pénétration du mercure. Elles figurent, exprimées en indice des vides e , pour chacun des horizons sur les graphiques de la figure I-8. On peut constater que :

- A St AGNAN et COUFFIN, la porosité au mercure varie très peu de l'horizon C à l'horizont A(B) ou (B)C. Par contre, elle augmente nettement (6 points) entre le A(B) et le Ap à St AGNAN et considérablement (47 points) entre le (B)C et le A1 à COUFFIN ;

- A VERNEUIL, elle est très élevée dans le C, diminue beaucoup (- 36 points) du C au (B)C et croît à nouveau dans le (B). La porosité au mercure passe donc par un minimum très marqué dans l'horizon (B)C.

Si l'on compare ces porosités d'un profil à l'autre, il apparaît que :

- dans les horizons C, elle est du même ordre de grandeur à St AGNAN et COUFFIN, mais beaucoup plus élevée à VERNEUIL ;

- dans les horizons (B) et (B)C, elle se situe à peu près au même niveau sauf à VERNEUIL où elle est beaucoup plus élevée dans le (B) argillique.

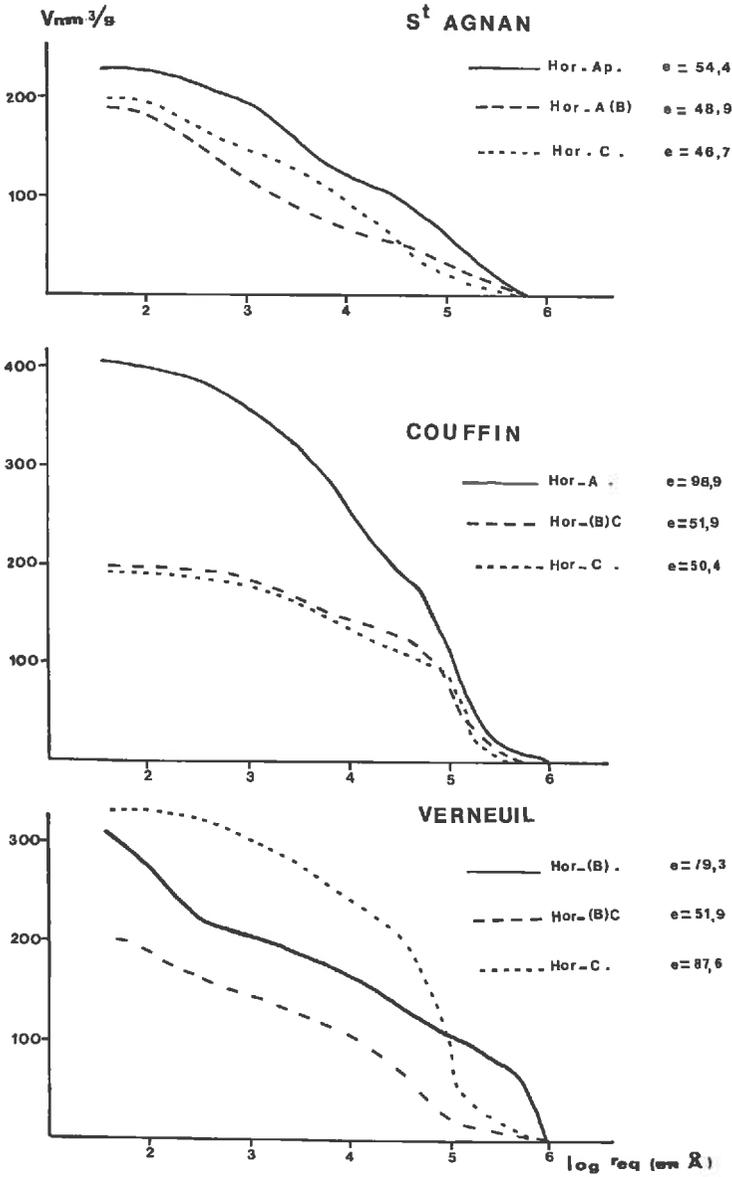


Fig. I - 8 : Courbes de pénétration du mercure des principaux horizons des sols sur granite et micaschistes

b) Spectres de porosité

- A St AGNAN, les spectres de porosité (figure I-9) sont très aplatis indiquant ainsi une distribution assez régulière de la taille des pores en particulier dans l'arène C. Dans les horizons (B) et Ap, on voit apparaître pourtant un caractère **bimodal** avec une classe de pores assez grossiers vers 10 et 18 μm de rayons de constriction et une autre de pores très fins vers quelques centaines d'angstroem pour A(B) et 0.3 μm pour Ap.

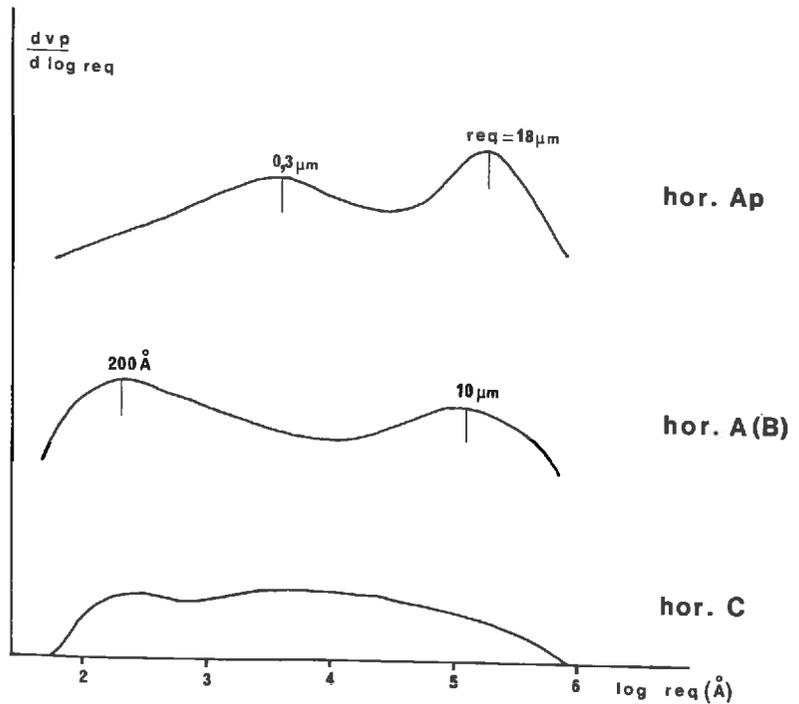


Fig. I - 9 : Spectres de porosité - SAINT- AGNAN.

On peut penser que l'apparition progressive de ce caractère bimodal traduit, de C vers Ap en passant par (B), **la mise en place d'une structure plasmique à porosité très fine** et également le développement d'une **organisation pédologique plus grossière** dont la porosité, elle aussi, grossière échappe en partie lors de la mesure faite sur des échantillons de la taille du cm^3 .

- A COUFFIN et VERNEUIL, ces spectres de porosité (fig. I-10 et I-11) sont très significatifs :

. dans les horizons C, ils présentent des courbes **unimodales** avec des pics très accusés et très serrés : l'un (COUFFIN) autour d'un rayon de constriction de $14 \mu\text{m}$, l'autre (VERNEUIL) un peu plus faible à environ $9 \mu\text{m}$. La porosité fine est très réduite ;

. dans les horizons (B)C, ces pics se retrouvent, sensiblement aux mêmes valeurs, mais un peu atténués et moins serrés. Parallèlement, une porosité très fine apparaît à VERNEUIL ;

. enfin, dans les horizons supérieurs, les spectres se différencient nettement. A COUFFIN dans l'horizon A, il reflète bien l'évolution précédente avec la persistance d'un maximum à $12 \mu\text{m}$ sans porosité fine, tandis qu'à VERNEUIL dans le (B), on trouve deux maxima : l'un peu accusé vers les porosités grossières, l'autre très net dans les porosités très fines de l'ordre de 100 \AA .

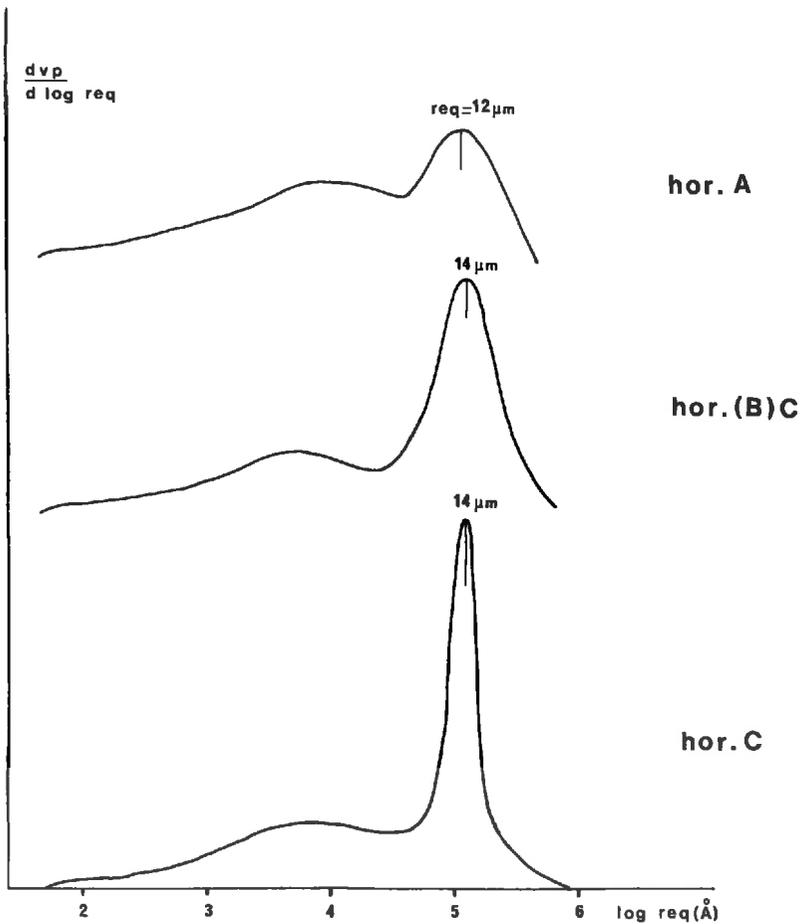


Fig. I - 10 : Spectres de porosité - COUFFIN.

Il apparaît très nettement dans ces deux profils sur micaschistes que les matériaux d'altération, arène et horizon C, possèdent un **système poral très unidimensionnel**. Ce système persiste dans les horizons (B)C, un peu atténué par l'apparition d'un plasma argileux. On le retrouve encore à COUFFIN dans l'horizon A1, mais il disparaît totalement à VERNEUIL au sein de l'horizon (B) argillique.

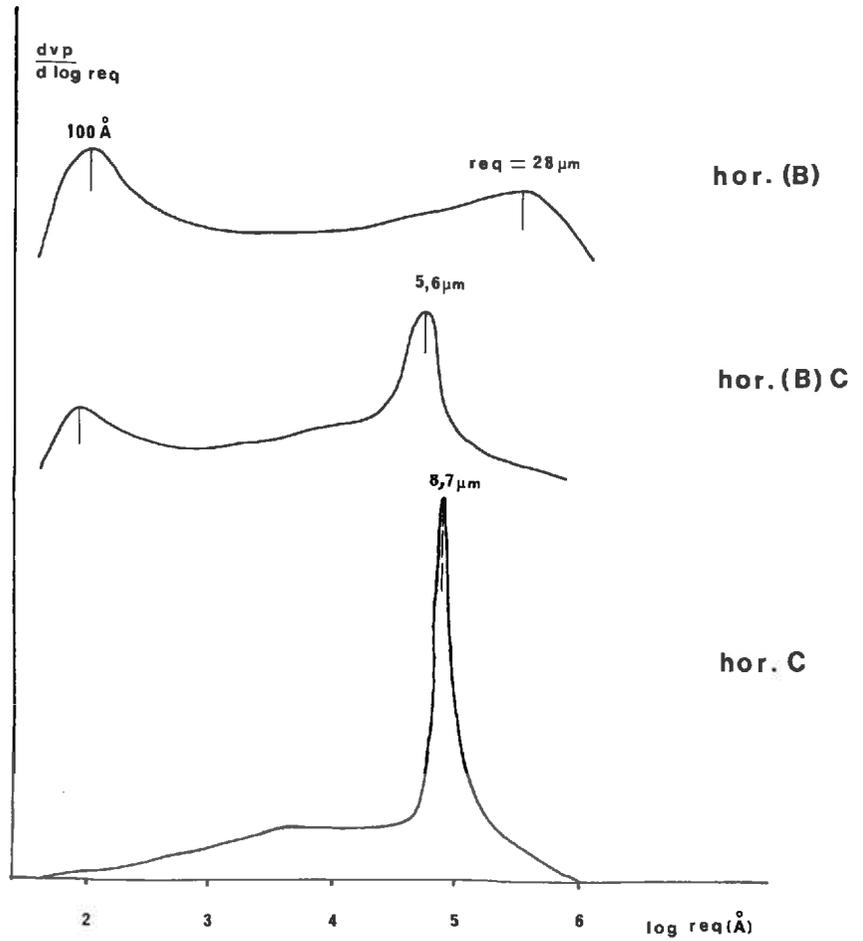


Fig. I - 11 : Spectres de porosité - VERNEUIL.

III - DETERMINATION DE LA MACROPOROSITE PAR L'ANALYSE D'IMAGES

L'utilisation des analyseurs d'image, tels que le Quantimet 720 a rendu possible depuis quelques années la mesure rapide et précise des constituants à partir de lames minces de sols. En introduisant une variété de paramètres, dont la plupart n'étaient pas mesurables par les méthodes optiques antérieures, la microscopie peut maintenant assumer un rôle quantitatif dans les études de sols notamment celles qui concernent la porosité, la structure et les caractéristiques pédologiques.

De nombreuses applications de l'analyse d'images à la mesure des vides dans les lames minces de sols ont été présentées, d'abord par des chercheurs du Netherlands Soil Survey Institute de Wageningen (JONGERIUS et al, 1972, 1974 ; ISMAEL, 1975 ; JONGERIUS et BISDOM, 1981), puis par d'autres du Soil Survey Institute of England and Wales de Rothamsted (MURPHY, BULLOCK et TURNER, 1977 ; MURPHY et BANFIELD, 1978 BULLOCK et THOMASSON, 1979 ; RINGROSE-VOASE et BULLOCK, 1984). Pour notre part, nous avons pu disposer depuis 1982 à la Station de Science du Sol de l'INRA à DIJON d'un analyseur d'images BAUSCH et LOMB, Omnicon Alpha 500, dont les performances sont nettement plus modestes que celles du Quantimet 720. Son principe ainsi qu'une étude critique de la méthode utilisée sont présentés en annexe I-4.

Afin de permettre une étude comparative des résultats, les analyses d'images ont été effectuées sur des photogrammes de lames minces prélevées dans les principaux horizons des profils SAINT-AGNAN, COUFFIN et VER-NEUIL précédemment étudiés en porosimétrie au mercure. Ces résultats concernent trois types de données relatives à la macroporosité (pores de taille supérieure à 30 μm) :*

- les valeurs de la macroporosité,
- la distribution spatiale de la macroporosité,
- la distribution dimensionnelle des pores.

*La limite inférieure (30 μm) de la méthode est imposée par l'épaisseur de la lame. En effet, pour qu'un pore soit détectable en lumière naturelle, il faut que sa taille fasse au moins deux fois 15 μm . En revanche, la limite supérieure n'est pas bien définie (ISMAIL, 1975 ; VAN OORT, 1984).

Ils ont été obtenus sur des secteurs de lames minces correspondant à des rectangles de 32 x 23 mm. Les photogrammes de grande taille (grossissement de 7,5) ont été réalisés à l'INA Paris-Grignon par P. GUILLORE selon une technique qu'il a récemment mise au point (GUILLORE, 1985).

Des portions de ces photogrammes sont présentées ci-après pour les trois profils étudiés, SAINT-AGNAN (PI I-7), COUFFIN (PI I-8) et VERNEUIL (PI I-9).

a) Valeurs de la macroporosité

Les valeurs de la macroporosité sont présentées au tableau I-8.

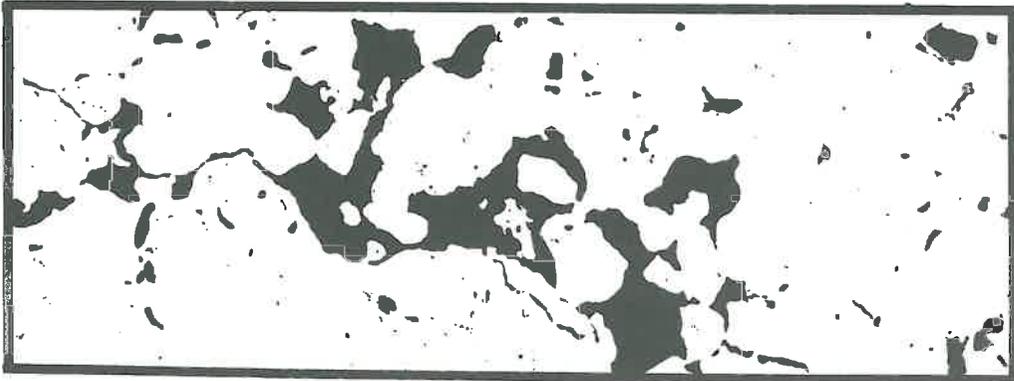
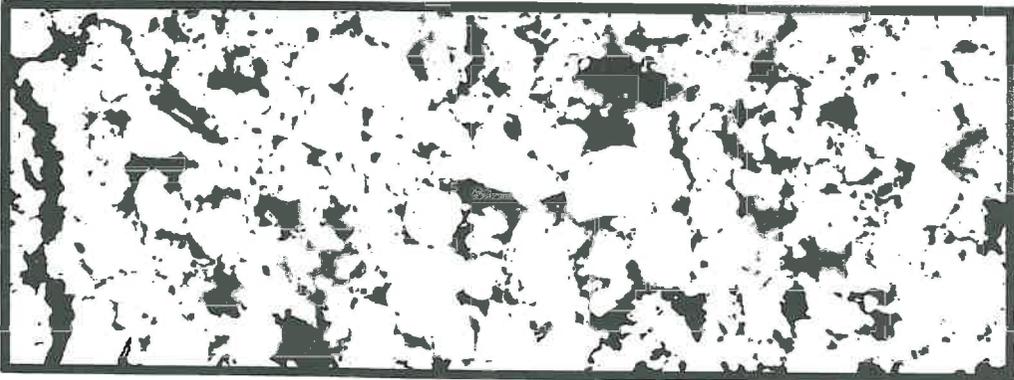
Tableau I-8 : Valeurs de la macroporosité (pores supérieurs à 30 μm) des principaux horizons des profils SAINT-AGNAN, COUFFIN et VERNEUIL (exprimées en indice des vides e).

	SAINT-AGNAN	COUFFIN	VERNEUIL
A (B)	24,9	16,8	
(B)	6,7		4,6
(B) C	14,8	19,3	4,7
C	9,5	16,7	10,9

Il en ressort que :

- la macroporosité a des valeurs très différentes d'un profil à l'autre, et même d'un horizon à l'autre à l'intérieur d'un même profil.
- à SAINT-AGNAN, elle subit de fortes variations de bas en haut du profil; assez faible dans le C, elle augmente dans le (B)C, puis diminue fortement dans le (B) pour devenir très élevée dans le A(B).
- dans les trois horizons de COUFFIN, elle est élevée et à peu près du même ordre de grandeur.
- enfin, à VERNEUIL, elle est, au contraire, très faible notamment dans

Planche I-7 : Photogrammes - Profil SAINT AGNAN



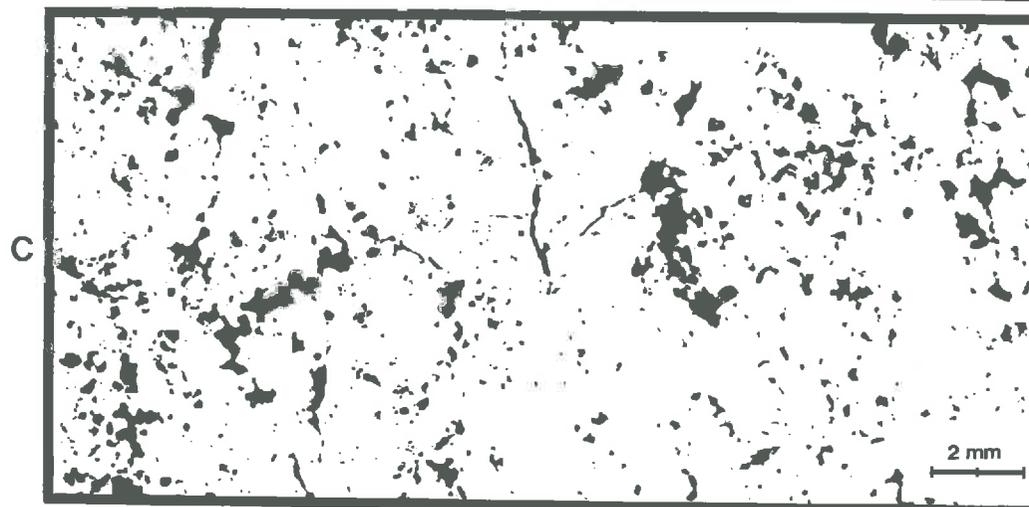
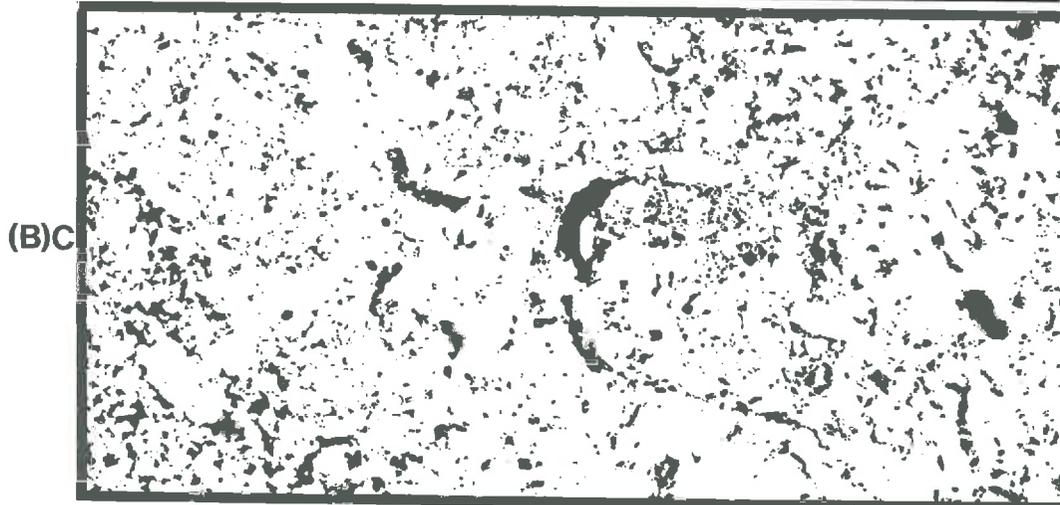
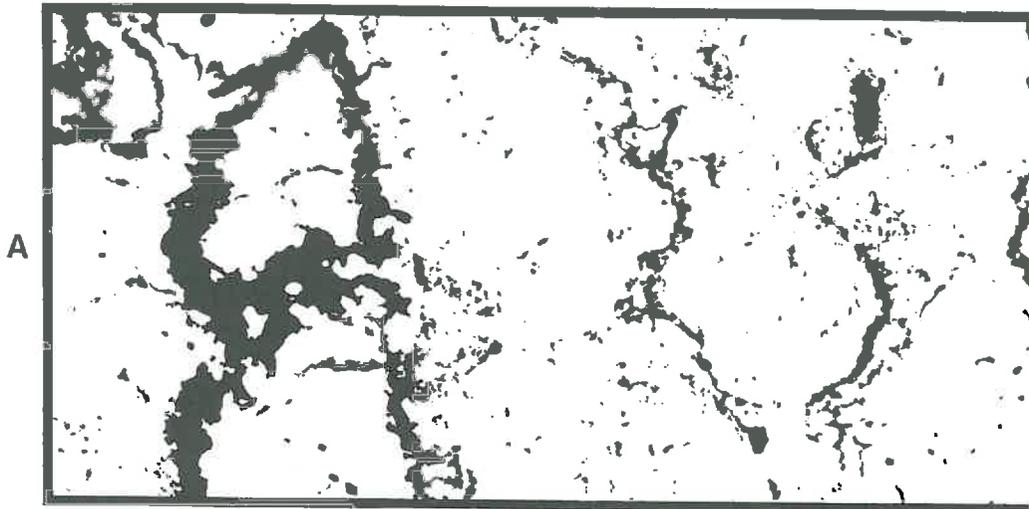
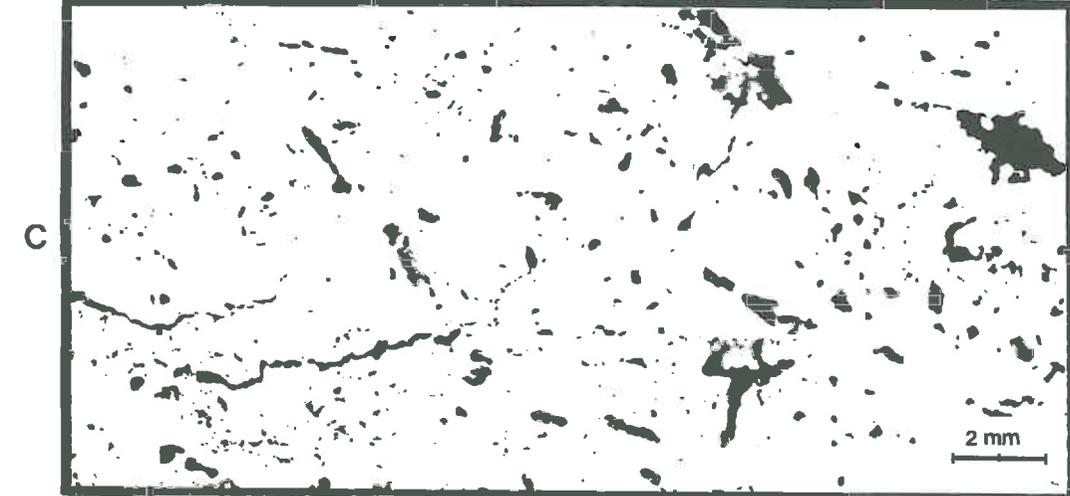
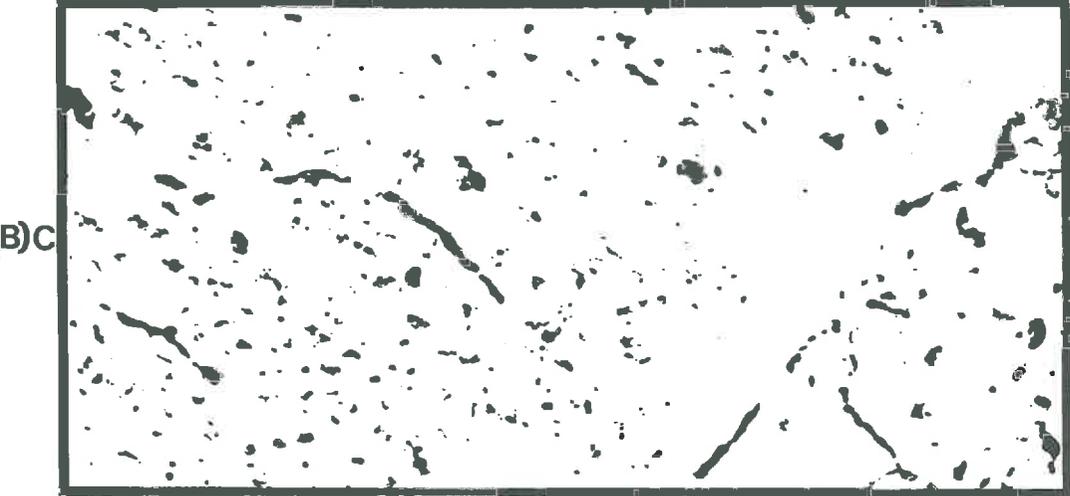
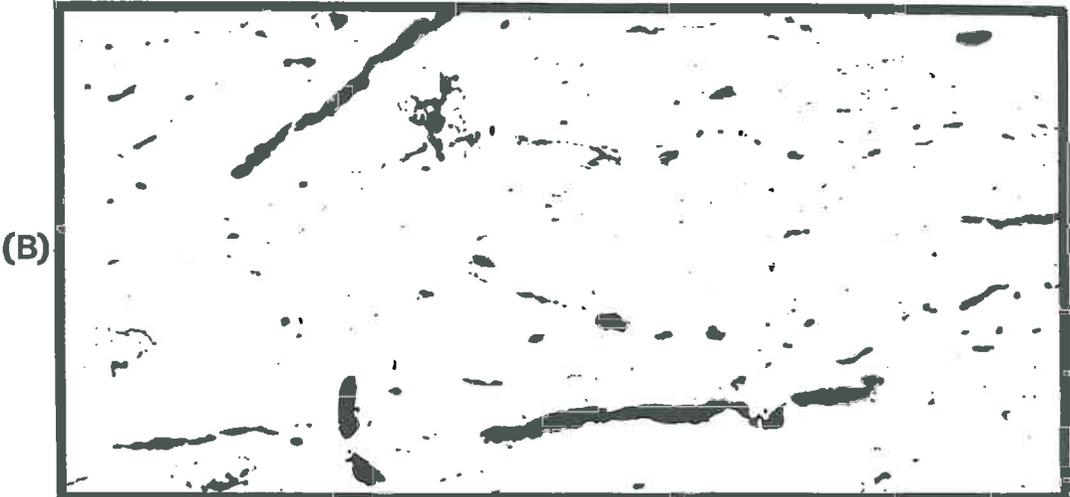


Planche I-9 : Photogrammes - Profil VERNEUIL



les horizons (B) et (B)C. Elle diminue fortement au passage du C vers le (B)C.

b) Distribution spatiale de la macroporosité

Afin de prendre en compte au maximum la porosité la plus fine matérialisée sur les photogrammes, chacun d'eux a fait l'objet de 9 mesures distinctes réalisées sur des secteurs juxtaposés dont l'ensemble couvre la totalité de la portion de lame mince analysée.

On obtient ainsi 9 valeurs de porosité, chacune caractérisant un secteur de la lame ; la figure I-12 matérialise leur répartition fréquentielle. On constate que :

- à SAINT-AGNAN, dans les différents horizons, la macroporosité se répartit de façon hétérogène. Ses valeurs s'étalent de :

- 5.8 à 15.6 points dans le C
- 6.6 à 27.5 points dans le (B)C
- 2.4 à 11.4 points dans le (B)
- 12.4 à 29 points dans le A(B) où une mesure atteint même 46.4.

- A COUFFIN, cette répartition est encore plus hétérogène dans les trois horizons

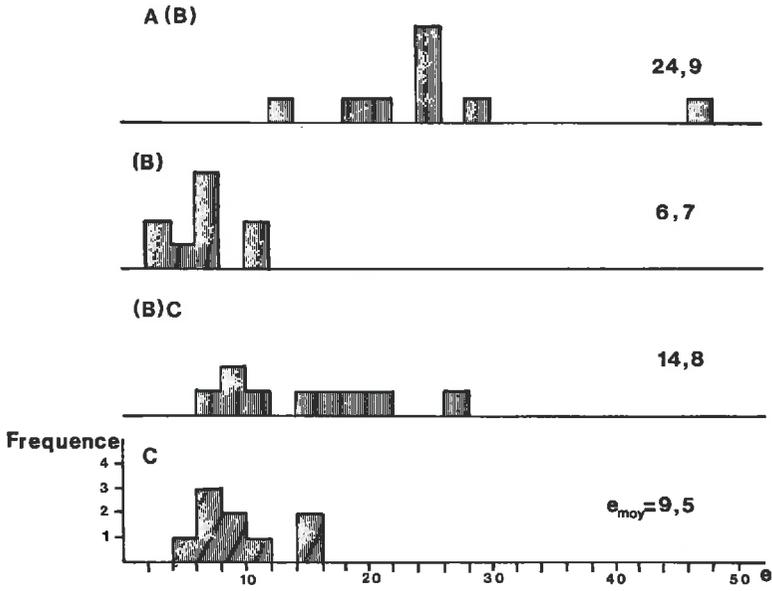
- 7.7 à 37.7 points dans le C
- 11.3 à 31.4 points dans le (B)C
- 7.9 à 31.3 points dans le A1

- En revanche, la faible macroporosité des trois horizons de VERNEUIL est relativement homogène :

- 5.4 à 17,0 points dans le C
- 4.4 à 7.0 points dans (B)C
- 3.5 à 6.4 points dans le (B)

Sur l'ensemble des horizons, il apparaît nettement que **plus la macroporosité est forte, plus elle est distribuée de façon hétérogène** cette hétérogénéité étant due le plus souvent à la fraction la plus grossière de la macroporosité.

S^t AGNAN



COUFFIN

VERNEUIL

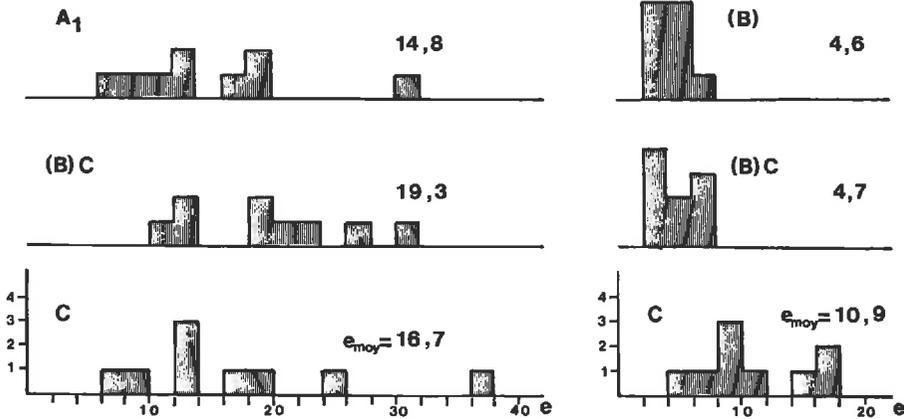


Fig. I - 12 : Distribution spatiale de la macroporosité dans les sols sur granite et micaschistes

c) Répartition dimensionnelle des macropores

Celle-ci est indiquée sous forme de courbes de distribution du nombre de pores par classes de taille sur l'ensemble des photogrammes. Cette présentation a été préférée à une distribution fréquentielle en % à peu près constante dans les différents horizons, car elle permet de mieux exprimer l'importance numérique de chaque classe de pores. Pour plus de commodité dans l'exposé, et pour mieux rendre compte de la réalité, nous distinguerons trois fractions dans la macroporosité : une fraction fine de 30 à 100 μm , une fraction moyenne de 100 à 500 μm et une fraction grossière au-delà de 500 μm .* Les fractions fines et moyennes apparaissent bien sur les courbes ; en revanche, la macroporosité grossière qui ne comporte qu'un nombre restreint de pores a été reportée sur un tableau annexe pour chacun des profils.

Les résultats obtenus pour chacun des sols sont présentés sur la figure I-13. Ils permettent de constater que toutes les courbes relatives aux différents horizons se caractérisent par une distribution unimodale. Elles se distinguent, en cela, de celles des sols sur calcschistes où elles sont bimodales dans les horizons C et (B)C et unimodales dans les horizons (B) (VAN OORT, 1984).

St AGNAN :

Le nombre total de macropores est assez variable d'un horizon à l'autre. Il croît de 750 à 1 100 environ du C vers le (B)C, puis diminue fortement à 500 dans le (B) ; enfin, il devient très élevé (1 100) au sein de l'horizon A(B). Dans tous les horizons, on constate une dominante de la classe 50 - 100 μm qui tend à s'accroître de bas en haut du profil, sauf dans le (B) où la macroporosité fine et moyenne est faible. La répartition dans chaque classe est sensiblement proportionnelle au nombre total de pores qui caractérise chaque horizon C et (B)C, mais elle diminue fortement dans le (B) en même temps que la macroporosité totale. Elle devient très importante dans l'horizon A(B) surtout entre 0.5 et 2 mm. Enfin, dans chacun des horizons, on trouve quelques très gros pores de taille supérieure à 2 mm, certains pouvant atteindre 5 mm.

* Les limites de ces trois classes de macropores sont strictement arbitraires. De ce point de vue, il ne semble pas exister de pratique courante chez les spécialistes, bien qu'ISMAIL (1975) distingue six classes entre 30 et 300 μm .

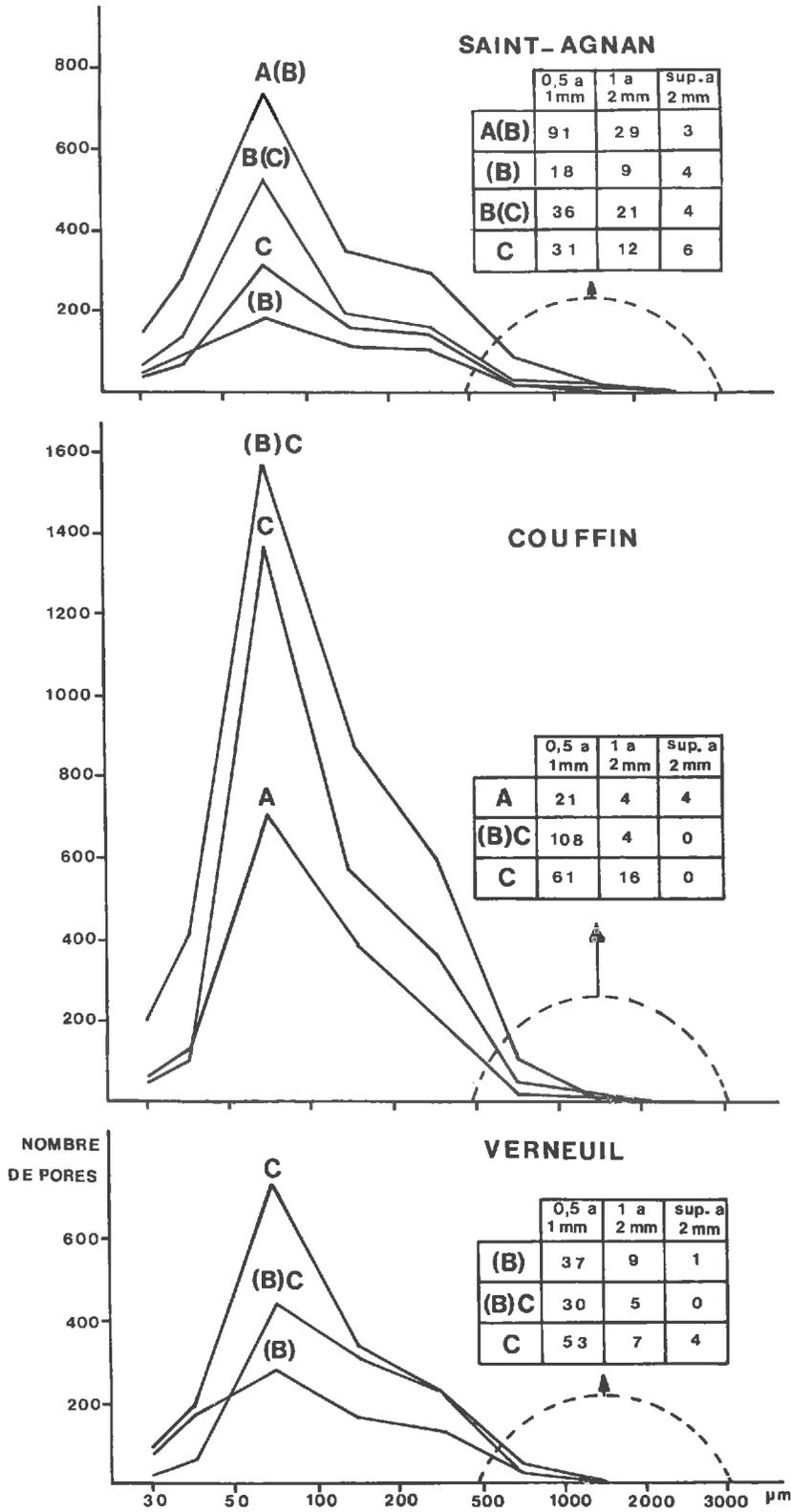


Fig. I - 13 : Courbes de répartition dimensionnelle des macropores dans les sols sur granite et micaschistes

COUFFIN

La macroporosité comporte dans les trois horizons un nombre très élevé de pores, mais ce nombre croît du C (2 500) vers le (B)C où il atteint 3 600 pour descendre à 1 500 dans le A₁. La classe de taille 50 - 100 µm est nettement dominante, mais on observe également surtout dans les horizons C et (B)C de très nombreux pores de 100 à 500 µm.

La macroporosité grossière est caractérisée par :

- de très nombreux pores de 500 µm à 1 mm dans le C, et surtout le (B)C. En revanche, ils sont peu nombreux dans le A₁.
- très peu de pores entre 1 et 2 mm, sauf dans le C.
- quelques très gros pores supérieurs à 2 mm, uniquement dans le A₁.

VERNEUIL

Le nombre de macropores, environ moitié moins abondant qu'à COUFFIN, décroît régulièrement et fortement de bas en haut du profil: 1 600 dans le C, 1 100 dans le (B)C et 800 dans le (B). La classe 50 - 100 µm nettement dominante dans l'horizon C, diminue dans le (B)C et (B) pour faire place à une répartition plus régulière de la macroporosité fine et moyenne.

La macroporosité grossière existe. Elle est à peu près constante dans les trois horizons entre 0,5 et 2 mm. Les très gros pores supérieurs à 2 mm ne sont présents que dans l'horizon C.

IV) - SYNTHÈSE ET INTERPRÉTATION

Nous disposons maintenant de l'ensemble des données concernant l'espace poral des sols sur arènes ; les unes qualitatives concernant la nature et la forme des pores obtenues par l'examen micromorphologique ; les autres quantitatives qui résultent de la caractérisation de la porosité par trois méthodes différentes :

- une mesure de la porosité totale au champ à l'échelle du dm³ par une méthode densimétrique ;
- une mesure volumétrique au laboratoire par porosimétrie au mercure à l'échelle du cm³. Elle concerne les pores inférieurs à 80 µm environ, soit la micro et mésoporosité et une partie de la macroporosité ;

- une mesure des surfaces porales par analyse d'images sur lames minces (sections de quelques cm²) relative aux pores supérieurs à 30 µm, c'est-à-dire à la macroporosité.

Il convient maintenant d'en comparer les résultats sur les trois profils les mieux étudiés : SAINT-AGNAN, COUFFIN et VERNEUIL.

a) Comparaison des valeurs de porosité

Les données chiffrées ont été rassemblées au tableau I-9.

Tableau I-9 : Comparaison des valeurs de porosité obtenues sur les principaux horizons de SAINT-AGNAN, COUFFIN et VERNEUIL avec les trois méthodes utilisées densitomètre à membrane, porosimétrie au mercure et analyse d'images.

	Horizons	Porosité totale	Porosité mercure	Porosité image
SAINT-AGNAN	Ap	86,2	54,4	
	A (B)	91,2	48,9	24,9
	(B)	62,0		6,7
	(B) C	47,6		14,8
	C	44,1	46,7	9,5
COUFFIN	A	143,9	98,9	14,8
	(B) C	88,5	51,9	19,3
	C	79,2	50,4	16,7
VERNEUIL	(B)	78,3	79,3	4,6
	(B) C	72,5	51,9	4,7
	C	76,0	87,6	10,9

Il en ressort quelques points importants qu'il est bon de rappeler :

- la porosité totale varie nettement d'un profil à l'autre. Elle augmente en général de bas en haut des profils, sauf à VERNEUIL.

- la porosité au mercure varie dans le même sens. Elle représente toujours une fraction importante de la porosité totale souvent plus des deux tiers. Parfois, elle lui est supérieure, ce qui constitue une anomalie sur laquelle nous reviendrons dans le chapitre "aspects méthodologiques" de la synthèse générale où nous procéderons à une analyse comparative des méthodes utilisées.

- la porosité "image" qu'on peut assimiler à la macroporosité est beaucoup plus faible et irrégulière. elle correspond à environ 10 % de la porosité totale dans certains horizons : (B) de SAINT-AGNAN, A₁ de COUFFIN, (B)C et (B) de VERNEUIL, et le plus souvent environ au quart.

- la somme porosité au mercure et porosité "image" est en général inférieure à la porosité totale (sauf dans les cas où la porosité mercure est surestimée), ce qui semble indiquer qu'une part de la porosité totale échappe aux mesures par suite du changement d'échelle. On peut penser qu'il s'agit d'une macroporosité très grossière macrofissurale ou macrofaunique non prise en compte dans l'analyse d'image d'une fraction de lame mince de sol.

b) Caractéristiques de l'espace poral

Un des points importants qui ressort, en particulier, de la visualisation de la macroporosité sur les photogrammes et des résultats de l'analyse d'images est que, à l'intérieur de chaque profil, c'est **le même type de porosité qui évolue quantitativement de bas en haut.**

1) Sol sur granite : SAINT-AGNAN

La principale caractéristique de l'espace poral de ce sol sur granite est la présence dans l'ensemble des horizons d'une **forte macroporosité grossière constituée d'un réseau de grandes cavités de taille supérieure au mm.** Celles-ci ont pour origine, dans la roche altérée et l'arène, les cavités de "vidage" dues à l'altération des minéraux et en particulier des biotites de grande taille. Elles sont de forme irrégulière, mais à parois nettes et plus ou moins interconnectées par de fines fissures. Très nombreuses dans l'horizon (B)C, elles deviennent moins abondantes dans le (B) par suite de l'extension du réseau plasmique. Dans les horizons A, elles augmentent beaucoup en nombre, en taille pour certaines et se diversifient quant à leur nature en donnant des vides d'entassement interagrégats, tandis qu'apparaissent de nombreuses fissures. C'est la caractéristique d'une struc-

ture grumeleuse.

Il existe en outre, **une macroporosité fine et moyenne** (30 - 500 μm) plutôt localisée dans les zones à distribution intertextique et porphyrique plus riches en plasma. Elle s'accroît de l'horizon C au (B)C où elle apparaît surtout sous forme de petites cavités de 50 à 100 μm . En revanche, elle diminue très nettement dans l'horizon (B) au fur et à mesure qu'une organisation de type porphyrique se met en place. Cette évolution apparaît tout à fait clairement au vu des photogrammes et sur les courbes de distribution des pores. Enfin, dans l'horizon A(B), cette fraction redevient très abondante. Elle est constituée de petites cavités inter-agrégats, alvéoles et fragments de chenaux liés à une structure biologique.

Enfin, **la micro et mésoporosité** nous est essentiellement explicitée par la porosimétrie au mercure, puisqu'elle n'apparaît pas dans les descriptions micromorphologiques faites à faible grossissement. Les spectres de porosité indiquent qu'elle est importante et très uniformément répartie en taille dans l'horizon C. Dans l'horizon A(B), deux dominantes semblent s'individualiser. L'une très fine (pores de quelques centaines d'Å) liée vraisemblablement au développement des minéraux argileux et l'autre grossière au niveau de la mésoporosité (pores de 10 à 30 μm et plus) qui apparaissent très nombreux à l'analyse d'image. Ce sont de petites cavités incluses dans le plasma. Enfin dans l'horizon Ap, on retrouve également ces deux dominantes, mais la microporosité devient proche du μm et la mésoporosité s'accroît avec une très nette dominante de pores compris entre 10 et 50 μm .

2) Sols sur micaschistes

Quantitativement, nous l'avons déjà signalé, la porosité totale des arènes et horizons C sur micaschistes est très élevée et du même ordre de grandeur à COUFFIN et à VERNEUIL. Mais là s'arrête la similitude, car l'espace poral est différent et son évolution vers le sommet du profil entièrement divergente.

- Sol à pendage vertical : COUFFIN

Dans les grandes lignes, on peut dire que **l'espace poral de ce sol sur micaschistes à pendage vertical montre une réelle continuité de bas en haut**. Celle-ci est caractérisée par :

- une très forte dominante d'une classe de pores qui s'étale en

gros de 30 à 100 μm . Elle apparaît très nettement dans les spectres de porosité par un pic axé autour de 14 μm de rayon équivalent et dans les courbes fréquentielles de l'analyse d'image par un maximum de la classe 50-100 μm . Ce phénomène est particulièrement net dans les horizons C et (B)C. Il s'atténue dans l'horizon A₁. Il est difficile de préciser davantage les dimensions de cette classe de pores, compte tenu des différences de méthode dans l'appréciation de leur taille, rayon équivalent d'un côté, longueur horizontale d'une section de l'autre. Nous reviendrons sur ce problème dans les aspects méthodologiques de la synthèse générale.

- **la quasi-absence de microporosité**, mais en revanche la présence d'une proportion assez élevée de **mésopores fins situés entre 0.5 et 10 μm environ**. En outre, il apparaît dans l'horizon A₁ une macroporosité très grossière constituée de fissures interagrégats.

L'examen micromorphologique de l'arène nous permet d'interpréter l'origine de cette dominante de pores bien dimensionnés entre 30 et 100 μm . En effet, nous y avons décrit tout un réseau de cavités très irrégulières et ramifiées aux dimensions assez constantes proches de 20 à 50 μm . Elles caractérisent les vides simples résultant de l'altération des biotites incluses dans les lits phylliteux et dont la largeur serait de cet ordre de grandeur. Ce même type de porosité persiste dans l'horizon C et dans l'horizon (B)C en dépit de la disparition progressive de la structure litée sub-verticale. Enfin la mésoporosité, assez constante sur l'ensemble du profil, caractérise un réseau de fines cavités liées aux zones de type aggloméro-plasmique.

- Sol à pendage horizontal : VERNEUIL

L'espace poral de ce sol sur micaschistes à pendage horizontal présente **une nette évolution de bas en haut du profil** marquée par une diminution de la méso et macroporosité et une augmentation de la microporosité liée à une forte argilification.

- L'horizon C à forte porosité totale se caractérise par :

- **l'absence de microporosité**

- **une classe de mésopores très dominante et très serrée** autour de 20 μm (req = 8.7 μm) qu'on peut attribuer comme précédemment à l'altération des biotites

- **une macroporosité** relativement importante faite de grosses cavités irrégulières de 50 à 500 μm de dimensions, quelques-unes étant de très grande taille, supérieures à 2 mm.

- Dans l'horizon (B)C, marqué par une forte diminution de la porosité au mercure, **une microporosité très fine (100 Å) apparaît**, tandis que les mésopores sont moins abondants. La macroporosité devient très faible. Elle est formée d'un réseau de cavités de toutes tailles (50 à 500 µm) et de forme irrégulière. Les très grosses cavités ont disparu. Cette évolution paraît due à un début d'argilification et à des phénomènes de brassage et de tassement.

- Enfin, dans l'horizon (B) fortement argillique, **la microporosité fine devient très importante** la mésoporosité disparaît. La macroporosité très faible est constituée essentiellement d'un réseau de **fissures** en lanières sub-horizontales.

D) TABLEAU DE SYNTHÈSE

Ces cinq sols que nous venons d'étudier développés sur arènes de roches silicatées appartiennent tous aux sous-groupes des sols bruns acides ou mésotrophes. Ils présentent le même type de profil A (B) C, ces trois horizons typiques étant plus ou moins épais et apparaissant à plus ou moins grande profondeur.

Par ailleurs, dans tous les cas, l'origine de leur système poral se situe dans les cavités de dissolution créées par l'altération des minéraux altérables, en particulier des micas noirs.

Le tableau 1 - 10 a pour but de présenter au lecteur, en cette fin de chapitre, l'essentiel de leurs caractéristiques spécifiques sous une forme synthétique.

Tableau 1 - 10 : Synthèse des principales caractéristiques des sols sur arènes.

	ROCHES - MERES		SOLS						
	Nature	Pendage	Squelette			Plasma	Espace poral		
			Nature	Classe dominante	Forme dominante	Argilification	Porosité	Nature	Ta dornir
ST AGNAN	granite		quartzo - feldspa - thique	sables grossiers	anguleuse	moyenne	moyenne	grandes cavités	de l' du 1
VARENNES	pegmatite			sables grossiers graviers					
COUFFIN	mica - schistes	vertical	quartzo - micacée	sables fins et grossiers	anguleuse et aplatie	faible	forte	petites cavités	30 100
VERNEUIL	mica - schistes	horizontal		sables fins					
ROCHFORT	gneiss	horizontal		sables grossiers	anguleuse	moyenne	moyenne	cavités	

CHAPITRE II

LES SOLS SUR TERRASSES FLUVIATILES

INTRODUCTION

Par rapport aux sols développés sur matériau d'altération en place, les sols sur sables transportés présentent plusieurs points particuliers en ce qui concerne notamment les matériaux et les sols eux-mêmes.

1. Les matériaux, éléments du squelette sableux issus de roches primaires ont tous subi au cours de leur transport, de façon plus ou moins intense, l'action des agents d'érosion ; **ils ont donc toujours perdu leur forme primitive**. Ils sont constitués des **minéraux les plus résistants** aux phénomènes d'altération et d'érosion : quartz, feldspaths potassiques et micas blancs essentiellement au détriment des minéraux très altérables : plagioclases et biotites. Selon le mode de transport qu'ils ont subi, éolien, marin ou fluvial, ils se situent dans des classes granulométriques différentes et avec un étalement plus ou moins serré.

2. L'organisation des sols ne peut jamais être héritée directement d'un matériau altéré en place qui conserverait le plus étroitement possible sa structure primitive ; elle résulte, au contraire, d'un **assemblage de nature stérique de constituants allochtones** déposés selon des processus variés dans des milieux différents et durant des périodes géologiques plus ou moins longues.

En raison des conditions de mise en place très variées, il s'avère très difficile de trouver des sols représentatifs, sur les sables stampiens de FONTAINEBLEAU, par exemple. Aussi avons-nous préféré concentrer notre étude sur un milieu géographique que nous connaissons bien, puisqu'il constituait l'essentiel du territoire de la carte pédologique à 1/100 000 de DIJON que nous avons levée entre 1967 et 1972 : **celui des terrasses fluviales de la Saône**.

A) LA SEQUENCE DE SEURRE

I - CADRE GENERAL DE L'ETUDE

L'étude se situe dans le cadre de l'unité structurale septentrionale de la Plaine de la Saône, ancienne dépression de Bresse, effondrée

à l'oligocène et comblée par des formations fluvio-lacustres. Au cours des périodes quaternaires, les variations du niveau de base de la Saône ont entraîné par alternance de périodes de creusement et de comblement la formation de terrasses emboîtées, dont les plus récentes de nature sableuse se présentent actuellement sous forme d'îlots répartis de part et d'autre du fleuve (JOURNAUX, 1956 ; CLAIR & LENEUF, 1971). La caractérisation d'une séquence de sols, perpendiculaire à la Saône au niveau de SEURRE nous a permis de mettre en évidence une variation texturale progressive en relation avec la proximité de la Saône et le niveau des terrasses (CHRETIEN & VERMI, 1971). Afin de rechercher la portée générale de cette observation dans l'ensemble du bassin versant, nous avons sélectionnés 135 profils décrits et analysés lors de la réalisation de la carte pédologique de DIJON. Ceux-ci ont été subdivisés en **cinq** types granulométriques d'après la teneur en sable des horizons A lesquels présentaient une certaine constance en argile ; les deux premiers types ont reçu le nom du massif où ils étaient présents à plus de 70 % (LONGCHAMP et CITEAUX). Les types granulométriques sont représentés par leurs courbes cumulatives (fig. II-1), leurs caractéristiques étant rapportées dans le tableau II-1. Cette étude (S. MERIAUX et al, 1971) qui a apporté des données intéressantes sur l'influence de la Saône dans la distribution granulométrique des matériaux de son bassin, nous a semblé être également un cadre tout à fait opportun pour conduire notre recherche sur l'influence du squelette sableux dans l'organisation des sols ; dans le cas présent des sols sur matériau de transport **fluvial**.

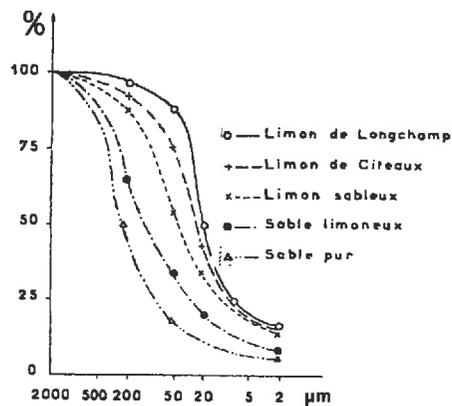


Fig. II - 1 : Courbes cumulatives des cinq types granulométriques des matériaux des terrasses de la Saône

En effet, la présence d'une organisation spatiale sous forme d'une **séquence texturale progressive, perpendiculaire au fleuve**, entre un pôle sableux (sols sur sables purs répartis en chapelet) et un pôle limoneux dans un **même** contexte géomorphologique nous permettra, d'une part de faire une analyse cohérente de l'incidence quantitative des sables dans l'organisation des matériaux, et d'autre part de resituer celle-ci dans l'ensemble d'un bassin versant fluviatile typique, ce qui présente incontestablement un caractère de généralisation.

Tableau II - 1 : Caractéristiques moyennes des cinq types granulométriques des matériaux des terrasses de la Saône

Type	Limites de sables	Nombre	Argile (%)	Sables (%)	S/L	Médiane (μ)	Indice de triage So	Indice de symétrie
Limon de Longchamp...	< 15 %	32	16,8	10,8	0,15	20	2	0,63
Limon de Cîteaux	15-35 %	44	15,0	23,1	0,4	25	2,5	0,63
Limon sableux	35-55 %	23	13,9	44,7	1,1	40	3,2	0,63
Sables limoneux.....	55-75 %	23	8,6	66,3	2,6	125	2,8	0,50
Sables purs	> 75 %	13	6,5	82,4	7,6	200	2,2	0,80

II - PRESENTATION DE LA SEQUENCE

Dans la région de SEURRE, le substratum géologique est constitué par une formation fluvio-lacustre appelée "sables et argile de SAINT-COSME" d'une dizaine de mètres d'épaisseur et qui constitue en fait le premier système fluviatile organisé de la Bresse. Les niveaux supérieurs de cette formation témoignant d'une certaine reprise de l'activité fluviatile ont été interprétés par certains auteurs comme une terrasse alluviale dite de 15 - 17 m (DEPERET et al, 1920). Les matériaux superficiels de la pédogenèse sont constitués de façon très constante par des limons fortement évolués dont l'origine est mal connue.

Entre cette formation et la vallée alluviale récente de la Saône se situe une nappe d'alluvions anciennes de quelques mètres d'épaisseur, dite "terrasse de 5 - 8 m ou de SAINT-USAGE" constituée pour partie de matériaux à dominante sableuse apporté par la Saône et pour l'autre part de matériaux à dominante limoneuse déposés dans la vallée fossile du Doubs

Figure II - 2 : Extrait de la carte pédologique de France à 1/100 000
Feuille de Dijon (minute 1/25 000)



Sol brun alluvial argileux à hydromorphie de nappe



Sol brun faiblement lessivé sableux des basses terrasses



Sol brun lessivé sablo-limoneux des basses terrasses



Sol lessivé hydromorphe limoneux-sableux des moyennes et basses terrasses



Sol lessivé hydromorphe limoneux de culture partiellement resaturé sur limons anciens des moyennes et hautes terrasses



Sol brun lessivé limoneux-argileux des pentes et basses terrasses

(FLEURY, 1982). Il est évident que ces deux grands types de matériaux : pôle sableux proche de la rivière, pôle limoneux plus lointain, se sont mutuellement contaminés en donnant naissance à des types **intermédiaires** faiblement triés, sables limoneux et limons sableux. La figure II-2 représente un extrait de la minute 1/25 000 de la carte pédologique de DIJON (CHRÉTIEN, 1976) sur laquelle sont représentées les principales unités de sols rencontrées. Elles font apparaître un gradient d'évolution depuis les sols bruns faiblement lessivés sur sable pur jusqu'aux sols lessivés hydromorphes sur limon ancien.

C'est dans ce **contexte géo-pédologique précis** que se situe la **séquence texturale de SEURRE** que nous allons étudier et qui comporte cinq profils de sols correspondants aux types granulométriques précédemment définis, répartis sur un transect de 3 km perpendiculaire à la Saône et offrant une faible dénivellée, de 10 m environ (fig. II-3).

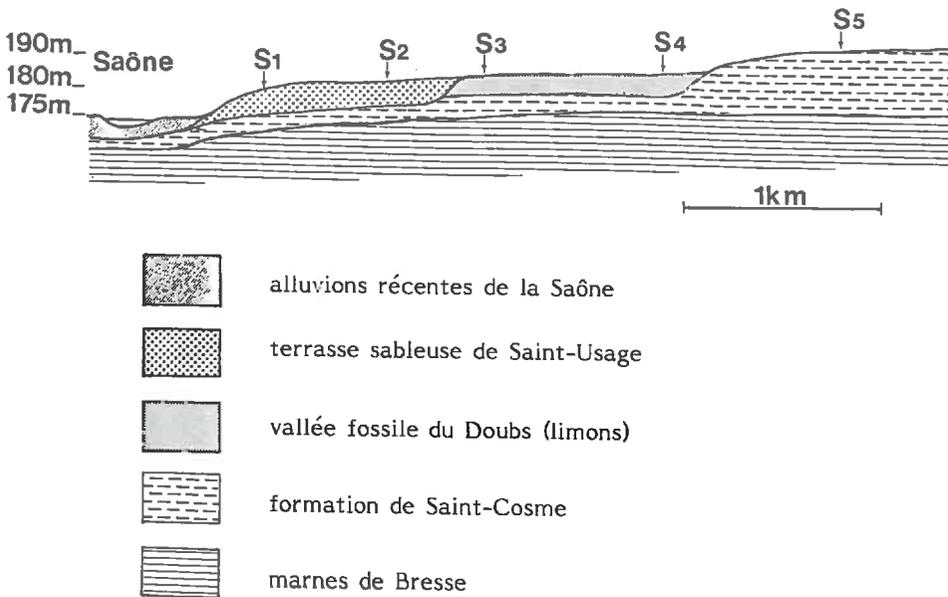


Fig. II - 3 : Séquence de Seurre (extrait de la carte géologique - Seurre 1/50 000).

III - ETUDE DES PROFILS TYPES : DONNEES MORPHOLOGIQUES, MICROMORPHOLOGIQUES ET ANALYTIQUES

Nous présenterons successivement les cinq profils de la séquence de SEURRE, leurs descriptions et leurs caractéristiques physico-chimiques. Pour trois d'entre eux (SEURRE 1, 2 et 4), il s'y ajoutera des données micromorphologiques qui seront exposées en partant du sommet vers la base des profils. Enfin, les horizons B de SEURRE 2 et 4 ont fait l'objet d'une analyse aux rayons X.

a) Profil SEURRE 1 (tableau II-2, planche II-1)

Ce sol établi sur une terrasse sableuse, non inondable, à dominante de sables grossiers, contenant de très faibles quantités d'argile présente jusqu'à 90 cm de profondeur un aspect très uniforme qui nous l'a fait classer sur la carte pédologique de DIJON dans les sols bruns. En fait, il existe en profondeur un horizon B argillique caractéristique (12 % d'argile) qui représente sans doute la marque d'un lessivage. La granulométrie très grossière et régulière sur l'ensemble du profil lui confère une très grande perméabilité et le très faible taux d'argile, un complexe absorbant et des réserves en eau extrêmement limitées. A l'oeil, le matériau apparaît très tassé, sans porosité structurale, mais avec une certaine porosité biologique. Par contre, en lame mince, on observe une porosité d'entassement, importante, grossière et continue.

Ces sols qui représentent une unité très caractéristique du Val de Saône sont fréquemment voués à la culture maraîchère de plein champ. Ils constituent, en effet, un support facile à travailler, très perméable, où il est nécessaire d'apporter en fonction des besoins de chaque culture, les éléments fertilisants et l'eau par pompage direct dans la nappe située à quelques mètres de profondeur.

PROFIL : SEURRE 1

Date : 12 novembre 1981

Localisation : carte 1/25 000è IGN SEURRE 5-6, coordonnées 813.7 x 226.8

Altitude : 180.4 m

Géologie : alluvions anciennes de bas niveau - terrasse dite de SAINT-USAGE

Végétation : chaume

Classification : sol brun faiblement lessivé

- 0 - 25 cm : brun gris (10 YR 5/2) ; texture de sable ; structure continue à débit polyédrique
Ap grossier fragile ; humide ; non compact ; non plastique ; non collant ; cohésion faible ; porosité biologique faible ; quelques pores de 2 - 3 cm ; assez nombreuses racines et radicelles ; limite abrupte.
- 25 - 50 cm : gris brun clair (10 YR 6/2) ; texture de sable ; structure continue très fragile ;
A12 légèrement humide ; non compact ; non plastique ; non collant ; cohésion très faible ; porosité biologique faible ; quelques galeries de vers ; quelques racines et radicelles saines ; limite diffuse.
- 50 - 70 cm : gris brun clair (10 YR 6/2) ; texture de sable ; structure continue très fragile ;
A21 légèrement humide ; non compact ; non plastique ; non collant ; cohésion très faible ; quelques galeries de vers ; porosité très faible ; quelques racines et radicelles ; limite diffuse.
- 70 - 90 cm : gris brun clair (10 YR 6/2) ; texture de sable ; structure continue extrêmement
A22 fragile ; humide ; non compact ; non plastique ; non collant ; cohésion très faible ; limite graduelle.
- 90 - 120 cm : brun jaune (10 YR 5/6) ; texture de sable argileux ; structure continue à tendance polyédrique grossière ; humide ; légèrement compact ; un peu plastique ; non collant ; cohésion faible ; pas de traces d'hydromorphie ; aucun concrétionnement ; pas de zones de battement de nappe alluviale.
Bt

Tableau II-2 : Caractéristiques physico-chimiques du profil Seurre I

Horizons	Profondeur en cm	Granulométrie %					Matière organique %	Densité		Porosité e
		Sg	Sf	Lg	Lf	A		app.	abs.	
Ap	0 - 25	51.2	27.9	7.9	7.4	5.6	1.20	1.588	2.639	66.2
A ₁₂	25 - 50	54.9	28.5	6.6	6.1	3.9	0.20	1.581	2.648	67.5
A ₂₁	50 - 70	62.2	26.3	3.6	3.4	4.5	0.10	1.519	2.667	75.6
A ₂₂	70 - 90	62.2	30.2	3.5	2.3	1.8	0.05	1.526	2.674	75.2
B _t	90 - 120	40.5	25.6	7.9	13.4	12.6	0.08	1.738	2.668	53.5

pH _{eau}	C ‰	N ‰	C/N	Complexe absorbant meq/100 g						Fe libre %	Fe total ‰	
				Ca	Mg	K	Na	S	T			S/T
6.2	6.8	0.68	10.0	3.7	0.13	0.273	0.017	4.12	3.6	100	0.72	1.10
6.8	1.3	0.12	8.1	2.4	0.13	0.203	0.021	2.75	1.8	100	0.53	0.99
6.7	0.7	0.13	5.3	2.1	0.14	0.187	0.008	2.43	1.7	100	0.63	1.13
7.9	0.3	0.06	5.0	3.8	0.13	0.114	0.014	4.06	1.4	100	0.55	1.03
6.5	0.5	0.18	2.8	6.5	0.88	0.373	0.031	7.78	6.7	100	1.39	2.25

DONNEES MICROMORPHOLOGIQUES : SEURRE 1

(Planche II-1)

Horizon A22 (70 - 90 cm) (photo 1)

Ce matériau est presque exclusivement constitué de grains de sables (quartz (Q), feldspaths potassiques et minéraux opaques (o) à angles émoussés et même arrondis et de taille dominante 200 - 500 μm . Les domaines plasmiques sont pratiquement inexistantes.

La distribution est de type granulaire. Le système poral est constitué de vides d'entassement intergranulaires (V) de forme complexe souvent communicant de taille comprise entre 100 et 500 μm , et de quelques métacavités pouvant atteindre 1 à 2 mm.

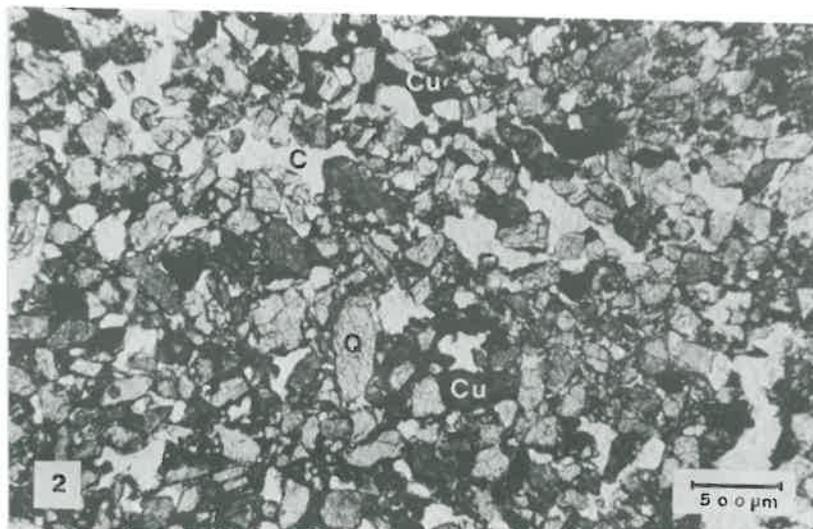
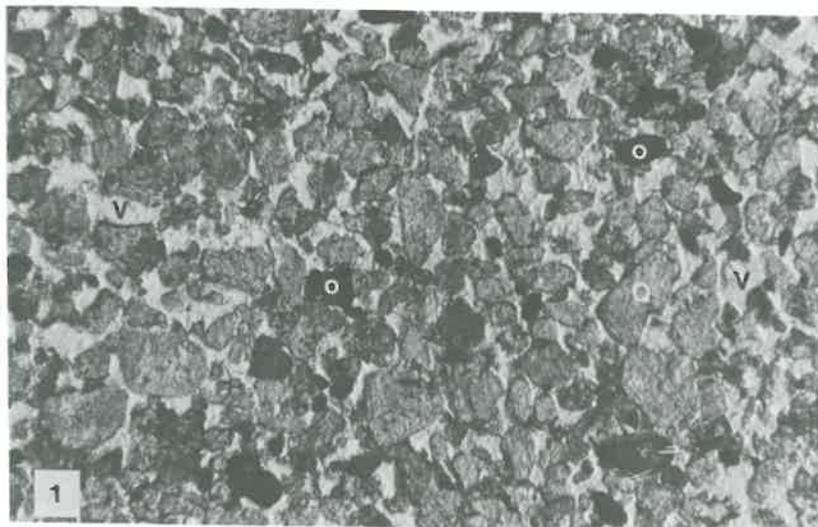
Horizon Bt (100 - 120 cm) (photo 2)

Le squelette sableux est identique à celui de l'horizon précédent, mais de nombreux cutanes (Cu) bruns d'environ 20 à 100 μm d'épaisseur apparaissent. On observe ainsi deux types de zones :

- sur la plus grande partie de la lame, ces cutanes sont discontinus, ils n'occupent qu'une faible part de la surface des pores, souvent les angles. La distribution est de type aggloméroplasmique. La porosité comprend de très nombreuses orthocavités (C) de taille supérieure à 200 μm , irrégulières et souvent communicantes ;
- dans certaines zones, qui semblent s'aligner en bandes sub-horizontales, les cutanes sont beaucoup plus denses et presque continus à la surface des grains qui sont plus serrés. La distribution devient à dominante intertextique. La porosité est plus réduite. Elle est faite de petites cavités irrégulières, non communicantes, inférieures à 200 μm .

Interprétation : ces données micromorphologiques indiquent nettement que l'on est en présence d'un sol lessivé avec un horizon A22 très appauvri et un horizon Bt illuvial caractérisé par de nombreux cutanes. La porosité est très grossière sur l'ensemble du profil jusqu'à plus d'un mètre de profondeur.

Planche II-1 : Profil SEURRE 1



b) Profil SEURRE 2 (tableau II-3, planche II-2)

Ce profil se situe dans une plage de sols qui borde, selon un schéma régulier, en s'éloignant du fleuve le noyau de sable pur de la terrasse de 5 m. La granulométrie y est encore à dominante sableuse mais :

- les sables fins sont plus abondants que les sables grossiers ;
- les limons apparaissent en proportion non négligeable (20 %) ;
- le taux d'argile est un peu plus élevé que dans le profil précédent (8 à 10 % dans les horizons A).

Il en résulte un développement de profil plus contrasté de type brun lessivé (CPCS, 1967) avec l'apparition d'un horizon B1 dès 70 cm de profondeur. Son évolution se traduit par une différenciation texturale nette mais très progressive entre les horizons A et B, ce dernier présentant une structure massive assez fragile sans porosité apparente. Cependant, la perméabilité reste bonne et les traces d'hydromorphie sont très faibles (quelques concrétions). Ceci s'explique, par la présence à l'examen micromorphologique d'une porosité interagrégats importante et qui varie quantitativement assez peu sur l'ensemble du solum. La capacité d'échange devient plus élevée dans le B2 où le taux d'argile atteint 21 %. L'analyse aux rayons X révèle, dans cet horizon, une présence importante de quartz, des minéraux argileux variés mais peu abondants : un peu de kaolinite, d'illite et de vermiculite (fig. II-4).

PROFIL : SEURRE 2 (photo II-1)

Date : 21 mars 1979

Localisation : carte 1/25 000^e SEURRE 5-6, coordonnées 814,5 x 226,9

Altitude : 181,8 m

Géologie : alluvions anciennes de bas niveau - terrasse dite de SAINT-USAGE

Végétation : chaume de blé

Classification : sol brun lessivé

- 0 - 30 cm : brun sombre (10 YR 3/3) ; texture sablo-limoneuse ; structure polyédrique moyenne fragile ; humide ; friable ; non plastique ; non collant ; porosité faible ; quelques pores tubulaires contenant de petites racines et radicelles ; limite abrupte.
Ap
- 30 - 50 cm : brun jaune sombre (10 YR 4/4) ; texture sableuse ; structure massive à débit polyédrique fragile ; moyennement humide ; non plastique ; non collant ; porosité
Az

structurale faible ; assez nombreuses galeries de vers (5 à 8 mm) ; quelques racines et radicelles ; quelques graviers de silex ; limite diffuse.

50 - 70 cm : brun jaune sombre (10 YR 4/4) ; texture sablo-limoneuse ; structure massive
A₃ à débit polyédrique ; moyennement humide ; peu plastique ; non collant ; pas de porosité fine visible à l'oeil ; quelques grosses galeries de vers à surface lissée de couleur plus brune ; quelques racines ; limite graduelle.

70 - 90 cm : brun (7.5 YR 4/4) avec réseau d'anciennes galeries de couleur brune plus sombre
B₁ (7.5 YR 4/2) ; texture sablo-argilo-limoneuse ; structure massive assez fragile ; légèrement humide ; plastique ; non collant ; pas de porosité structurale apparente ; nombreuses racines et radicelles dans les galeries ; quelques concrétionnements friables ; limite graduelle.

90 - 110 cm : brun (7.5 YR 4/4) avec réseau d'anciennes galeries de couleur brune plus sombre
B_{2t} (7.5 YR 4/2) ; texture sablo-argilo-limoneuse ; structure massive moins fragile ; légèrement humide ; plastique ; un peu collant ; pas de porosité structurale apparente ; quelques galeries de vers ; pas de racines.

Tableau II-3 : Caractéristiques physico-chimiques du profil Seurre 2

Horizons	Profondeur en cm	Granulométrie %					Matière organique %	Densité		Porosité e
		Sg	Sf	Lg	Lf	A		app.	abs.	
A _p	0 - 30	27.7	34.6	18.1	11.2	8.4	1.4	1.575	2.588	64.3
A ₂	30 - 50	29.2	38.5	12.2	11.7	8.4	0.6	1.596	2.615	63.9
A ₃	50 - 70	23.6	33.9	17.7	14.8	10.0	0.4	1.631	2.615	60.4
B ₁	70 - 90	20.3	28.1	20.0	13.6	18.0	0.3	1.693	2.614	54.4
B _{2t}	90 - 100	16.2	29.1	18.9	14.8	21.0	0.4	1.675	2.618	56.4

pH _{eau}	C ‰	N ‰	C/N	Complexe absorbant meq/100 g							Fe libre %	Fe total %
				Ca	Mg	K	Na	S	T	S/T		
7.2	8.3	0.88	9.4	5.3	0.35	0.155	0.024	5.83	4.9	100	0.76	1.14
7.5	3.8	0.43	8.8	4.0	0.34	0.107	0.026	4.47	3.4	100	0.74	1.09
7.6	2.3	0.31	7.4	3.9	0.52	0.098	0.021	4.53	3.5	100	0.80	1.17
7.5	1.9	0.31	6.1	6.7	0.66	0.152	0.042	7.55	6.4	100	1.27	1.85
7.6	2.4	0.30	8.0	8.9	0.53	0.172	0.045	9.64	7.9	100	1.47	2.31

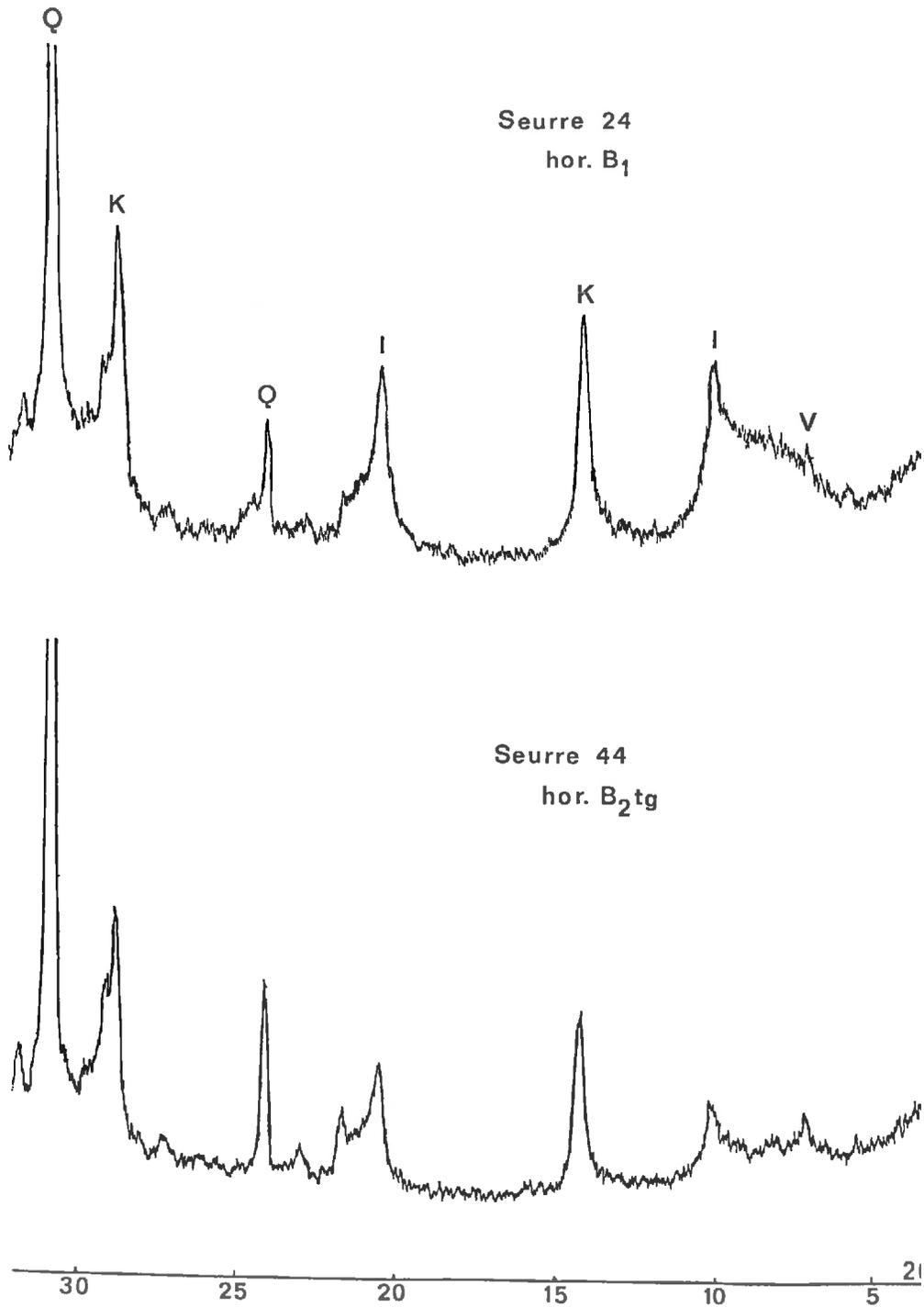
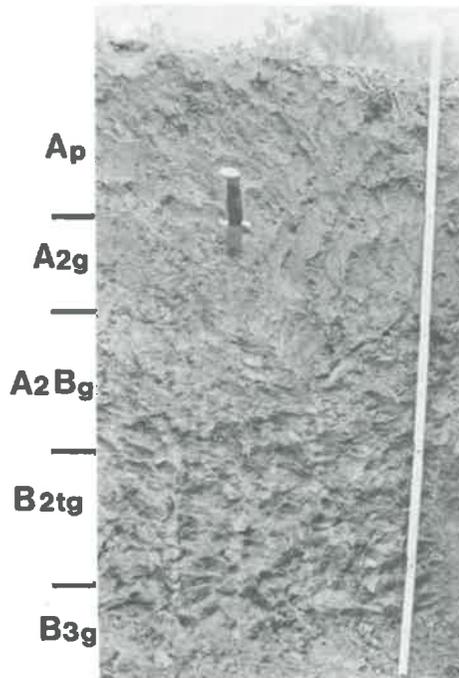


Fig II - 4 : Diagrammes de Rayons X - Horizons B des profils SEURRE 2 et 4.



Photo II-1 : Profil SEURRE 2

Photo II-2 : Profil SEURRE 4



DONNEES MICROMORPHOLOGIQUES : SEURRE 2
(Planche II-2)

Horizon Ap (0 - 30 cm) (photo 1)

Matériau riche en squelette sableux formé essentiellement de grains de quartz et feldspaths de formes sub-anguleuses ou sub-arrondies et de taille dominante entre 100 et 500 μm . Un peu de squelette fin de la taille des limons avec quelques micas. Assez nombreuses petites concrétions brunes et boulettes fécales. Le plasma peu abondant est de type insquelsepique. La distribution assez homogène est aggloméroplasmique ou intertextique selon les endroits observés. La porosité comporte :

- quelques cavités de grande taille (du mm au cm) et de formes très irrégulières contenant souvent des grains de squelette et des glomérules épars ;
- de nombreuses petites cavités (C) et vides d'entassement (V) de quelques centaines de μm et de formes irrégulières (orthocavités) dans les zones à tendance aggloméro-plasmique. Peu de cavités dans les zones intertextiques ;
- quelques fissures de l'ordre de 100 μm de largeur reliant des cavités entre elles ;
- quelques chenaux de grande taille de l'ordre du mm de largeur et d'autres assez nombreux plus fins (100 μm).

Horizon A2 (30 - 50 cm) (photo 2)

Le fond matriciel est plus clair que dans l'horizon Ap, relativement homogène avec le même squelette quartzo-feldspathique très hétérogène (500 μm à 10 μm) comprenant quelques zones plus riches en limons fins et quelques micas. Les variations sont diffuses et irrégulières.

Le plasma est très peu abondant et assez "poussièreux". Quelques petites concrétions. La distribution est de type aggloméro-plasmique.

Porosité : il n'existe pas comme dans le Ap de grandes cavités. Par contre, on trouve d'assez nombreuses cavités (C) moyennes de l'ordre de quelques centaines de μm et des vides d'entassement plus petits (de l'ordre de 10 à 50 μm). Pas de fissures, ni de chenaux.

Horizon B1 (70 - 90 cm) (photo 3)

Matériau brun à distribution dominante intertextique par endroits porphyrique comprenant un squelette hétérogène du même type que dans les horizons A et un plasma insquelsepique beaucoup plus abondant. Assez nombreuses petites concrétions arrondies de 100 à 500 μm et quelques zones ferruginisées brun orangé, lités, souvent fragmentés dont l'épaisseur est toujours inférieure à 200 μm . Ils tapissent les parois de nombreuses cavités et fissures et sont répartis dans l'ensemble du fond matriciel.

Très nombreux ferri-argilanes brun orangé, lités, souvent fragmentés dont l'épaisseur est toujours inférieure à 200 μm . Ils tapissent les parois de nombreuses cavités et fissures et sont répartis dans l'ensemble du fond matriciel.

Porosité : quelques cavités de grande taille (1 à 5 mm) et de forme assez régulière. Quelques tronçons de chenaux de l'ordre de 500 μm de largeur.

Assez nombreuses cavités (C) de forme régulière, souvent allongées, aux parois lisses (métacavités) de taille proche de 100 à 500 μm . Certaines sont tapissées de cutanes (Cu) plus ou moins épais.

Réseau important et assez irrégulier de fines fissures (20 à 100 μm) très sinueuses (Fi) de toutes orientations que l'on rencontre surtout dans les zones où le plasma est le plus abondant.

Horizon B2t (90 - 110 cm) (photo 4)

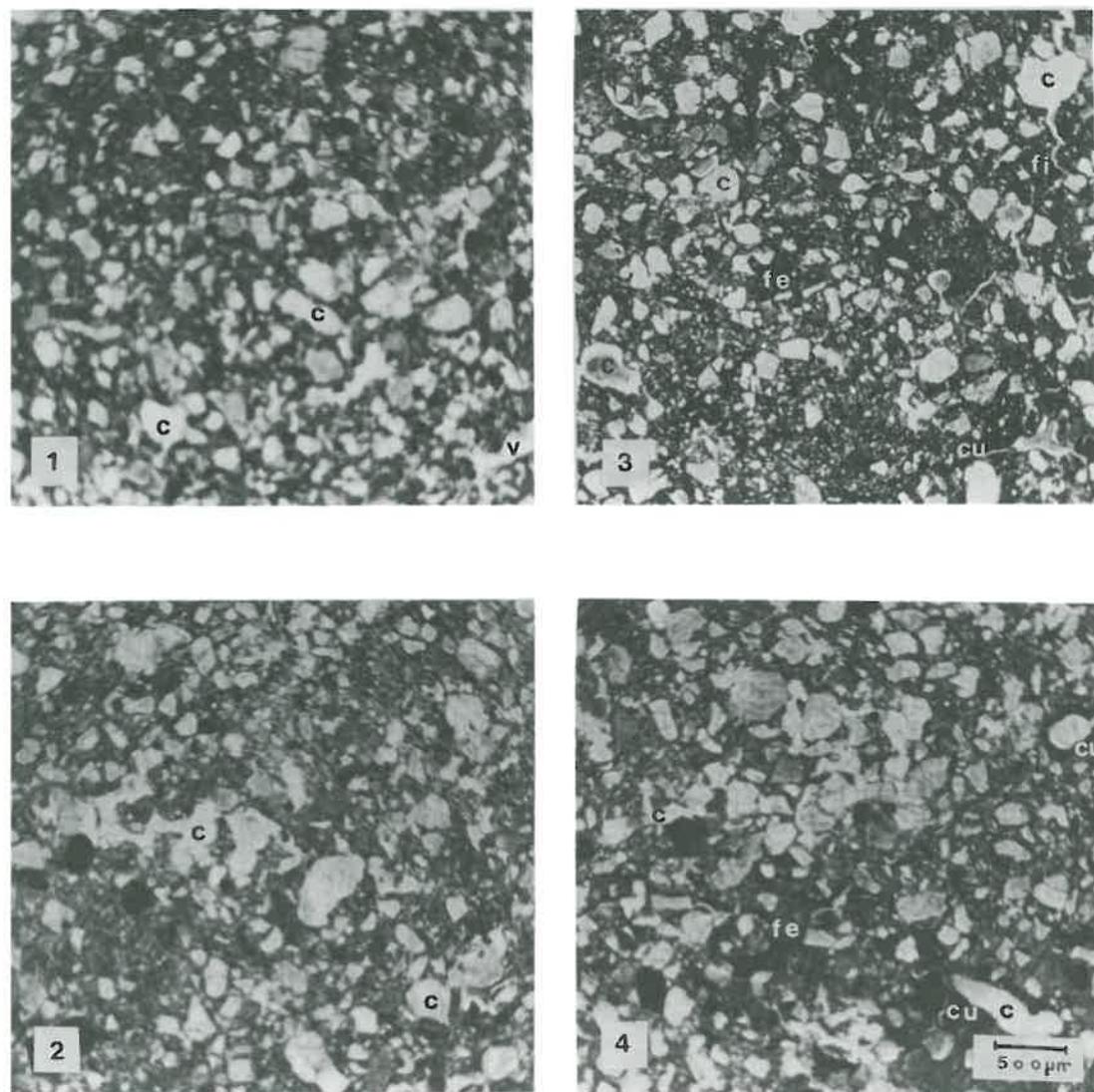
Le fond matriciel est semblable à celui de l'horizon B1, un peu plus clair dans certaines zones. Même squelette et même plasma insquelsepique. Les zones qui apparaissent les plus claires sont plus riches en plasma que dans le A2. Elles correspondent à une distribution de type aggloméro-plasmique.

Quelques concrétions. Nombreux cutanes (Cu) microfissurés et assez épais (100 μm).

Porosité : grosses et moyennes cavités (C) (sup. à 100 μm) interconnectées par des fissures. Quelques tronçons de chenaux. Ces cavités et chenaux n'ont pas de revêtements sur leurs parois. Pas de vides d'entassement.

Importante porosité fissurale fonctionnelle de toutes dimensions avec nombreux cutanes assez épais (100 μm) dans l'ensemble du fond matriciel. Le plasma est également microfissuré (petites fissures de l'ordre de 5 μm).

Planche II-2 : Profil SEURRE 2



Interprétation : le squelette est constitué d'un matériau sablo-limoneux de composition assez constante. Les horizons A sont très pauvres en plasma. L'illuviation est nettement marquée dans les horizons B par la présence de nombreux cutanes répartis assez irrégulièrement dans l'ensemble du système poral, cavités et fissures ; mais ces cutanes sont souvent peu épais et bien colorés, indice d'une absence d'hydromorphie.

c) Profil SEURRE 3 (tableau II-4)

Le profil 3 en limite de plage est vraiment très intermédiaire entre les matériaux sableux et limoneux. On constate même tout au long du solum un équilibre constant entre les taux de sables et de limons avec toutefois une légère dominante des sables fins. Il s'agit véritablement là d'une texture dite "équilibrée".

Son évolution n'est pas plus marquée, si l'on s'en réfère à l'indice d'entraînement de l'argile et du fer, que dans le profil précédent, mais, par contre, la structure du B est plus massive et plus grossière avec l'apparition de nets revêtements argileux et surtout de concrétions ferromanganiques. Les traces d'hydromorphie bien accusées apparaissent dès le A2Bg reflétant ainsi un réel engorgement du profil.

Les caractéristiques physico-chimiques sont très semblables à celles du profil précédent, en particulier la porosité totale des divers horizons. On peut se demander, dans ces conditions pourquoi il présente des caractères d'hydromorphie nettement plus accusés. Est-ce dû aux légères différences granulométriques, à la présence d'un substrat géologique moins perméable ou simplement à une position topographique plus plane ?

Sur le plan de l'utilisation agricole, en tout cas, à partir de ce 3ème type, les cultures maraîchères disparaissent pour faire place à des assolements céréaliers où les problèmes d'excès d'eau commencent à se manifester.

PROFIL : SEURRE 3

Date : 23 mars 1979

Localisation : carte 1/25 000è IGN SEURRE 5-6, coordonnées 815.0 x 226.7

Altitude : 184.0 m

Géologie : alluvions anciennes de bas niveau

Végétation : chaume de blé

Classification : sol lessivé hydromorphe

0 - 27 cm : brun sombre (10 YR 4/3) ; texture limono-sableuse ; structure à tendance polyédrique fragile ; frais ; friable ; peu compact ; peu de porosité structurale mais nombreux pores tubulaires fins empruntés par des racines et radicelles ; quelques galeries de vers ; pas de traces d'hydromorphie ; limite distincte.

27 - 55 cm : brun (10 YR 5/3) de plus en plus marmorisé vers le bas ; texture limono-sablo-argileuse ; structure polyédrique grossière fragile ; frais ; friable ; peu compact ; nombreuses galeries de vers avec radicelles ; quelques concrétions ferrugineuses non indurées ; limite graduelle.

A₂

55 - 75 cm : matrice brun jaune (10 YR 5/4) avec taches ocre et noires ; texture limono-sablo-argileuse ; structure massive à débit polyédrique grossier à prismatique ; frais ; cohésion moyenne ; assez compact ; assez friable ; nombreuses concrétions ferro-manganiques indurées ; porosité structurale non visible mais assez nombreuses galeries de vers ; limite graduelle.

A₂B_g

75 - 110 cm : matrice brun jaune (10 YR 5/4) avec forte marmorisation ocre et noire et langues verticales plus claires ; texture limono-argilo-sableuse ; structure massive à tendance prismatique ; cohésion moyenne ; compact ; assez ferme ; nombreux concrétionnements ferro-manganiques et légers revêtements argileux luisants sur les faces des agrégats.

B_{tg}

Tableau II-4 : Caractéristiques physico-chimiques du profil Seurre 3

Horizons	Profondeur en cm	Granulométrie %					Matière organique %	Densité		Porosité e
		Sg	Sf	Lg	Lf	A		app.	abs.	
A _p	0 - 27	14.6	33.5	29.3	15.7	6.9	1.6	1.516	2.647	74.6
A ₂	27 - 55	21.3	28.1	20.4	18.9	11.3	0.5	1.604	2.639	64.5
A ₂ B _g	55 - 75	19.9	25.2	19.7	19.3	15.9	0.3	1.679	2.660	58.4
B _{tg}	75 - 90	18.0	24.6	19.3	16.9	21.2	0.2	1.644	2.648	61.1
B _{tg}	90 - 110	18.0	25.1	18.8	17.0	21.1	0.2	1.701	2.634	54.8

pH _{eau}	C ‰	N ‰	C/N	Complexe absorbant meq/100 g							Fe libre %	Fe total %
				Ca	Mg	K	Na	S	T	S/T		
6.8	9.1	0.90	10.1	4.1	0.28	0.484	0.012	4.87	4.3	100	0.63	0.97
6.9	3.1	0.40	7.7	3.1	0.21	0.226	0.016	3.55	3.3	100	0.68	1.13
6.9	1.7	0.29	5.9	4.9	0.34	0.117	0.033	5.39	4.9	100	1.08	1.64
6.9	1.3	0.26	5.0	7.9	0.61	0.150	0.046	8.71	7.7	100	1.55	2.29
6.9	1.4	0.22	6.4	7.9	0.80	0.144	0.049	8.89	7.8	100	1.49	2.29

d) Profil SEURRE 4 (tableau II-5, planche II-3)

Il s'agit, cette fois, d'un sol lessivé hydromorphe typique sur limon présentant des horizons A2g, A2Bg et B2tg ayant des caractéristiques morphologiques bien marquées, une hydromorphie de subsurface visible dès le A2g par la présence de taches ferro-manganiques et une tendance à la dégradation du B, où l'on observe de nombreux revêtements argileux, et des langues verticales bien visibles.

Sur le plan granulométrique, d'après le triangle de texture GEPPA, les horizons A ont une texture de limon sableux comme dans le précédent profil, mais les taux de sables grossiers sont beaucoup plus faibles (moins de 10 %) et ceux de limons fins nettement plus élevés (supérieur à 25 %). Il s'agit donc d'un matériau nettement plus fin distribué autour des limons grossiers. En profondeur, le taux d'argile du B2tg atteint 28 % et celui de limon fin s'accroît beaucoup aux dépens des autres fractions du squelette, marquant un manque d'homogénéité dans la granulométrie des dépôts. L'analyse aux rayons X de cet horizon révèle la présence d'un peu de plagioclases, de beaucoup de quartz (20 % environ), de kaolinite et d'un ensemble de minéraux argileux gonflants : illite, interstratifiés illite-vermiculite et vermiculite alumineuse (indice de dégradation) (fig. II-4).

Bien que situé dans les mêmes conditions topographiques que le précédent, ce profil marque un nouveau pas vers des phénomènes d'engorgement temporaire plus accusés.

PROFIL : SEURRE 4 (photo II-2)

Date : 20 avril 1979

Localisation : carte 1/25 000è IGN SEURRE 5-6, coordonnées 815.8 x 227.3

Altitude : 184,5 m

Géologie : alluvions anciennes de bas niveau

Végétation : chaume de blé

Classification : sol lessivé hydromorphe

- 0 - 28 cm : brun jaune (10 YR 5/4) ; texture limono-sableuse ; structure assez massive à
Ap tendance polyédrique grossière ; frais ; ferme ; assez compact ; présence d'une certaine porosité structurale et faunique ; assez nombreuses racines et radicelles ; lit de paille mal décomposée à la base de l'horizon ; limite abrupte.
- 28 - 45 cm : horizon marmorisé avec matrice brune (10 YR 5/3) et nombreuses taches brun
A2g jaune sombre (10 YR 4/4) ; texture limono-sablo-argileuse ; structure assez massive à tendance polyédrique grossière fragile ; légèrement humide ; assez compact ; non plastique ; non collant ; porosité structurale très faible ; quelques pores biologiques et galeries de vers ; nombreuses traces d'hydromorphie sous forme de taches non indurées ; limite graduelle.

45 - 70 cm : horizon marmorisé avec matrice brune (10 YR 5/3) mais de nombreuses taches de teintes plus vives ocres et grises et environ un quart de plages brun jaune sombre (10 YR 4/4) ; texture limono-sablo-argileuse ; structure à tendance polyédrique grossière ; légèrement humide ; friable ; assez compact ; non plastique ; non collant ; un peu de porosité structurale ; quelques galeries de vers ; nombreux concrétionnements friables, d'autres nettement plus indurés ; nombreuses traces d'hydromorphie ; limite graduelle.

A2Bg

70 - 90 cm : horizon marmorisé avec une matrice dominante brun jaune sombre (10 YR 4/4) et des langues verticales plus grises ; texture limono-argilo-sableuse ; structure à tendance prismatique et débit polyédrique fin ; porosité structurale peu visible ; légèrement humide ; compact ; non plastique ; un peu collant ; nombreux revêtements argileux luisants rosés et ferro-manganiques noirs sur les faces des agrégats ; hydromorphie nette ; limite graduelle.

B2tg

90 - 110 cm : matrice brun rouge (5 YR 4/4) avec nombreuses plages brunes et rosées ; texture limono-argilo-sableuse ; structure à tendance prismatique et débit polyédrique grossier ; porosité structurale très faible ; légèrement humide surtout dans les langues grises verticales ; peu compact dans les langues ; compact dans la matrice ; peu plastique ; peu collant ; nombreux revêtements argileux luisants rosés et ferro-manganiques noirs sur les faces des agrégats ; hydromorphie nette.

B3g

Tableau II-5 : Caractéristiques physico-chimiques du profil Seurre 4

Horizons	Profondeur en cm	Granulométrie %					Matière organique %	Densité		Porosité e
		Sg	Sf	Lg	Lf	A		app.	abs.	
Ap	0 - 28	11.2	28.0	27.0	23.3	10.5	1.3	1.643	2.631	60.1
A _{2g}	28 - 45	9.4	23.2	25.3	25.0	17.1	0.5	1.636	2.642	61.5
A _{2B} _g	45 - 70	9.9	20.0	24.1	28.2	17.8	0.3	1.660	2.668	60.7
B _{2tg}	70 - 90	6.2	8.2	14.8	42.8	28.0	0.4	1.561	2.609	67.1
B _{3g}	90 - 110	10.1	14.9	26.7	25.4	22.9	0.3	1.658	2.619	58.0

pH _{eau}	C ‰	N ‰	C/N	Complexe absorbant meq/100 g						Fe libre %	Fe total %	
				Ca	Mg	K	Na	S	T			S/T
6.4	7.4	0.75	9.8	4.0	0.27	0.268	0.016	4.55	4.8	95	0.54	0.96
6.3	3.0	0.35	8.6	3.5	0.32	0.162	0.019	4.00	4.5	89	0.70	1.28
6.1	1.6	0.35	4.6	3.5	0.40	0.121	0.034	4.05	4.9	83	0.73	1.38
6.1	2.6	0.49	5.3	6.2	0.76	0.201	0.054	7.21	8.7	83	1.48	2.59
5.6	1.8	0.38	5.6	6.3	1.34	0.204	0.059	6.69	9.1	74	1.41	2.53

Horizon Ap (0 - 28 cm) (photo 1)

Matériau clair homogène comprenant un squelette sableux, assez abondant, de taille 100 à 500 μm environ, constitué en majorité de quartz sub-anguleux ou sub-arrondis. De très nombreux petits quartz de la taille des limons sont inclus dans le fond matriciel pauvre en plasma silasepique.

La distribution est de type aggloméro-plasmique avec certaines zones granulaires. Assez nombreux petits nodules et concrétions de l'ordre de 100 μm , quelques uns plus gros. Des boulettes fécales et fragments racinaires.

La porosité est faible ; elle comporte :

- une seule grande cavité ronde de 5 mm ;
- une grosse fissure sinueuse sub-horizontale ;
- des cavités de forme irrégulière (orthocavités), de quelques centaines de μm ,

assez peu nombreuses mais régulièrement réparties ;

- très peu de microporosité d'entassement, les grains de limons étant très imbriqués.

Quelques petits tronçons de chenaux mais pas de microfissures.

Horizon A2 (28 - 45 cm) (photo 2)

L'essentiel du matériau est clair et constitué d'un squelette essentiellement quartzueux de sables fins et de limons. La distribution est à dominante aggloméro-plasmique pauvre en plasma asepique. Quelques zones sans plasma sont de type granulaire. Très nombreux petits nodules et concrétions de toutes tailles (du mm à 10 μm).

La porosité est très forte, elle comporte de nombreuses cavités (C) de forme très irrégulière et de toutes tailles. Certaines sont très grandes (5 mm), d'autres petites (100 μm). Elles sont parfois interconnectées par des fissures. Très peu de microporosité d'entassement. Quelques chenaux de quelques centaines de μm d'épaisseur. Quelques zones ferruginisées (fe) (moins de 5 %) avec un squelette identique, et un peu plus de plasma. La distribution est intertextique. Pas de cavités, ni de porosité d'entassement.

Horizon A2Bg (45 - 70 cm) (photo 3)

On distingue deux types de zones :

- une grande zone claire de type A2 avec une distribution aggloméro-plasmique et granulaire et une très forte porosité. Le squelette est identique à celui de l'horizon A2. Très peu de plasma. Très nombreux petits nodules et concrétions brun noir de toutes tailles. Pas de cutanes.

La porosité comprend de très grandes cavités (C) (de l'ordre de 1 à 5 mm) de forme assez régulière aux contours sinueux sub-arrondies ou allongées (anciens chenaux); d'autres plus petites (500 à 10 μm) de forme irrégulière. Pas de vides d'entassement dans les zones riches en limon ni de fissures ;

- plusieurs zones brunes de type B2 avec une distribution aggloméro-plasmique à porphyrique. Le squelette sableux est le même et aussi abondant. Par contre, le fond matriciel très coloré comprend moins de grains de limons et un plasma insquelsepique abondant. Assez nombreux ferri-argilanes brun orangé et brun foncé intégrés à la matrice. Certaines zones noires fortement ferruginisées (fe) avec d'épais cutanes lités.

Porosité assez faible avec de petites fissures (10 à 20 μm) et d'assez nombreuses cavités de formes régulières aux parois lisses (métacavités) souvent recouvertes de ferri-argilanes brun orangé ou noirs assez diffus et poussiéreux, de quelques centaines de μm ou moins.

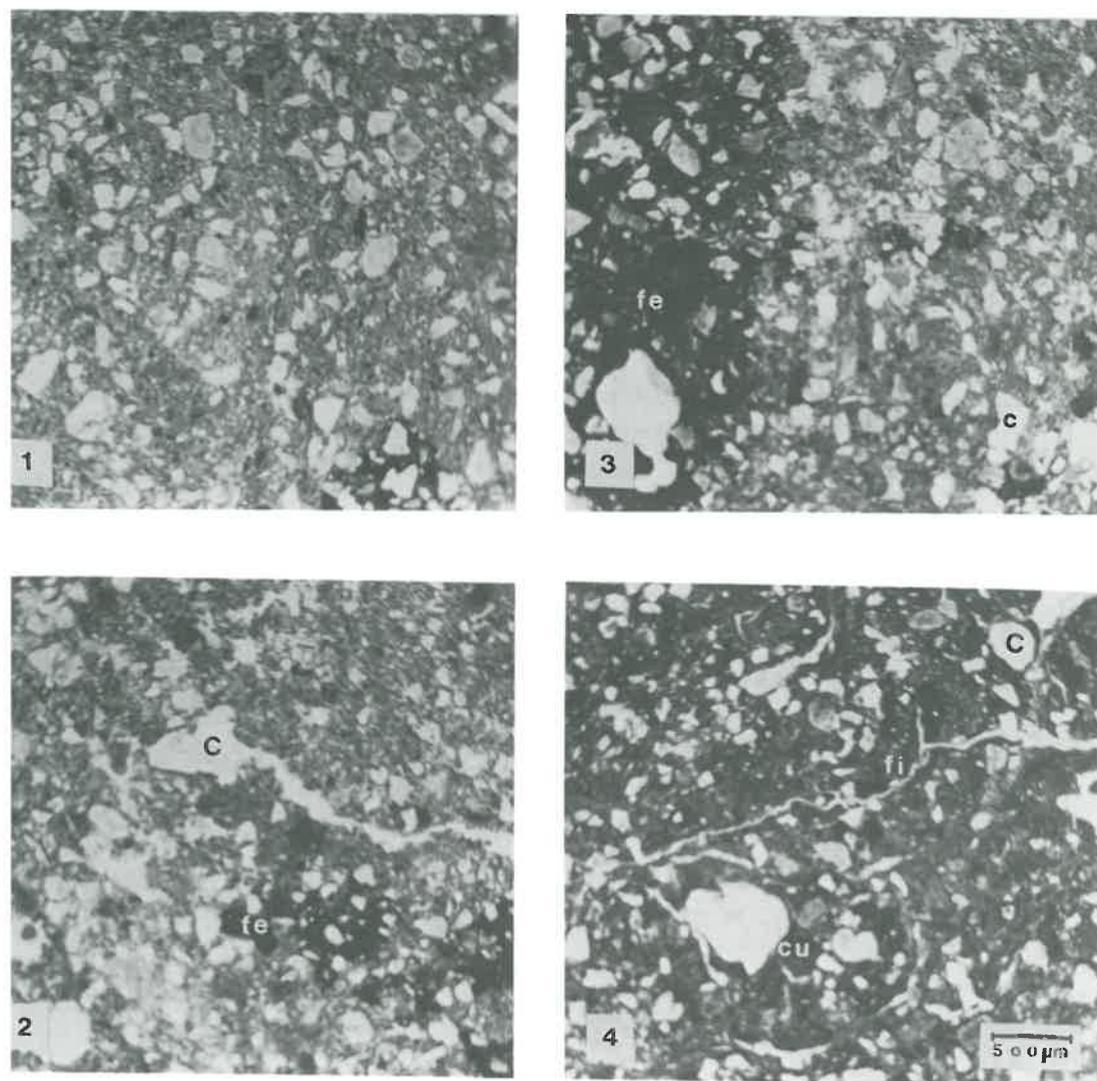
Horizon B2tg (70 - 90 cm) (photo 4)

Deux types de zones irrégulièrement réparties sur la lame, des zones brunes les plus importantes et des zones blanchâtres. Dans les deux cas, le squelette est le même que celui des horizons A. Les différences existent essentiellement au niveau de l'assemblage plasmique et des revêtements.

- Zones brunes : assez riche en plasma insquelsepique ; l'assemblage est tout juste porphyrique. Assez nombreux revêtements (Cu), les uns bruns poussiéreux avec intercalations limoneuses, d'autres brun rouge plus nets et réguliers, certains microlités. Des petits nodules et concrétions.
- Zones blanchies : distribution porphyrique à plasma clair et déferrifié un peu moins abondant, légèrement insquelsepique (pas de descentes de A). Revêtements très complexes, plus ou moins bien triés, hyalins, clairs et poussiéreux, relativement épais.

Dans les deux types de zones, la porosité est assez semblable, faite de cavités (C) assez arrondies, interconnectées par des fissures (fi).

Planche II-3 : Profil SEURRE 4



Interprétation : le squelette est constitué d'un limon sableux de composition assez constante. Les horizons A sont très pauvres en plasma, ce qui laisse à penser qu'une partie de la fraction argileuse obtenue à l'analyse granulométrique est sans doute composée de quartz très fins. Trois phénomènes apparaissent nettement :

- l'illuvation bien marquée par la présence de nombreux et parfois épais cutanes dans le système fissural des zones brunes de l'horizon B2tg ;
- l'hydromorphie qui se traduit par la couleur claire des cutanes dans le B2tg et l'apparition de concrétionnements dans le A2 et le A2Bg.
- une certaine dégradation qui se manifeste par la présence de grandes zones blanchies essentiellement constituées de squelette dans le A2Bg, mais également dans le B2tg, ainsi que de zones brunes, reliques de B, avec de légers cutanes dans le A2Bg.

e) Profil SEURRE 5 (tableau II-6)

Les 4 premiers profils de la séquence texturale de SEURRE se situent sur la terrasse de 5 - 8 m à des cotes relativement voisines. Ce cinquième terme appartient, lui, à la terrasse de 15 - 17 m ; il se trouve sur sa bordure en position presque plane, mais la dénivellée de 6 m apparaît nettement dans le paysage.

Il s'agit encore d'un sol lessivé dégradé hydromorphe mais la différenciation texturale entre le A2 et le B1 est si brutale (de 20 à 39 % d'argile) qu'il est difficile de l'expliquer uniquement par des phénomènes de lessivage. CLAIR (1980) invoque une superposition de matériaux formée par l'apport de limons éoliens recouvrant une terrasse ancienne argileuse. A notre avis, cette situation serait plutôt l'indication d'une pédogenèse à dominante planosolique où les langues de dégradation verticale sont peu apparentes, avec éventuellement des remaniements locaux en surface.

Sur le plan granulométrique, ce profil marque une ultime étape vers le pôle limoneux avec la quasi-disparition des sables grossiers et une augmentation correspondante des limons fins (type limon de CITEAUX). Quoi qu'il en soit, il constitue un exemple typique des sols de Bresse à forte différenciation texturale et engorgement accentué et prolongé de subsurface par imperméabilité ou presque des horizons B. A noter sur le plan de la porosité totale que les valeurs sont relativement élevées dans le B1 et le B2 et chutent brutalement dans le B3, pourtant moins riche en argile mais particulièrement compact.

Ces sols qui bordent la forêt de CITEAUX, occupés par la grande culture où la prairie nécessitent impérativement un assainissement.

PROFIL : SEURRE 5

Date : 10 mai 1979

Localisation : carte 1/25 000è IGN SEURRE 5-6, coordonnées 816.7 x 226.8

Altitude : 190.1 m

Géologie : formation de SAINT-COSME. Ensemble fluvio-lacustre terrasse de 15 - 17 m

Végétation : chaume de maïs

Classification : sol lessivé hydromorphe

0 - 25 cm : brun jaune sombre (10 YR 4/4) ; texture de limon sablo-argileux ; structure massive à débit polyédrique grossier ; légèrement humide ; peu compact ; plastique ; non collant ; racines et radicelles abondantes ; pas de porosité structurale mais porosité biologique racinaire importante ; galeries de vers assez nombreuses ; quelques traces d'hydromorphie ; lits de paille mal décomposée par endroits ; limite abrupte.

25 - 40 cm : horizon marmorisé avec dominante bicolore brun sombre (7.5 YR 4/4) et brun gris (10 YR 5/2) ; texture de limon sablo-argileux ; structure massive à débit polyédrique fin fragile ; légèrement humide ; peu compact ; peu plastique ; non collant ; racines moins abondantes ; quelques galeries de vers ; traces d'hydromorphie ; limite graduelle.

A2g

40 - 50 cm : horizon marmorisé avec dominante bicolore brun sombre (7.5. YR 4/4) et brun gris (10 YR 5/2) ; texture d'argile limono-sableuse ; structure massive à débit polyédrique fin ; légèrement humide ; assez compact ; plastique ; un peu collant ; porosité structurale peu visible ; quelques concrétions ferro-manganiques noires peu indurées ; quelques revêtements argileux ; hydromorphie très nette ; quelques racines et radicelles ; limite graduelle.

II B1g

50 - 95 cm : horizon bicolore avec plages brun fort (7.5 YR 5/6) et brun gris (10 YR 5/2) ; texture argileuse ; structure prismatique à débit polyédrique moyen et fin ; pas de porosité structurale visible ; quelques galeries de vers ; frais ; très compact ; friable ; nombreux revêtements argileux déferrifiés plus humides sur les faces des agrégats ; quelques galeries de vers ; quelques rares racines ; limite diffuse.

II B2g

95 - 110 cm : horizon bicolore avec plages brun fort (7.5 YR 5/6) et brun gris (10 YR 5/2) ; texture d'argile limono-sableuse ; structure à tendance prismatique et débit polyédrique ; pas de porosité visible ; frais ; ferme ; très compact ; langues verticales et faces des agrégats avec revêtements luisants assez épais gris clairs et rosâtres ; plus de racines, ni de galeries de vers.

II B3g

Tableau II-6 : Caractéristiques physico-chimiques du profil Seurre 5

Horizons	Profondeur en cm	Granulométrie %					Matière organique %	Densité		Porosité e
		Sg	Sf	Lg	Lf	A		app.	abs.	
A _p	0 - 25	6.2	23.3	23.4	31.5	15.6	1.5	1.398	2.658	90.1
A _{2g}	25 - 40	8.5	18.6	19.4	33.6	19.9	0.6	1.604	2.656	65.6
II B _{1g}	40 - 50	1.8	14.5	20.1	24.6	39.0	0.4	1.525	2.616	71.5
II B _{2tg}	50 - 95	3.2	10.0	17.9	25.8	43.1	0.3	1.544	2.661	72.3
II B _{3g}	95 - 110	5.3	12.1	18.3	25.5	38.8	0.2	1.628	2.566	57.5

pH _{eau}	C ‰	N ‰	C/N	Complexe absorbant meq/100 g							Fe libre %	Fe total %
				Ca	Mg	K	Na	S	T	S/T		
5.9	8.8	0.86	10.2	3.6	0.29	0.151	0.032	4.07	4.9	83	0.57	0.99
6.5	3.3	0.44	7.5	4.8	0.43	0.084	0.046	5.36	5.4	99	1.05	1.56
6.5	2.2	0.32	6.9	9.5	1.47	0.153	0.111	11.20	9.5	100	1.57	2.66
6.6	1.6	0.31	5.2	14.9	2.50	0.224	0.158	17.70	14.6	100	2.14	3.51
6.6	1.2	0.27	4.4	14.1	2.52	0.197	0.151	16.9	13.7	100	2.03	3.38

IV - INTERETS DE CETTE SEQUENCE : UN MODELE IN SITU

Nous avons choisi avant tout cette séquence parce qu'elle représente, dans le cadre d'un même système de terrasses fluviatiles, un modèle in situ de variation granulométrique du squelette à partir duquel nous avons pu étudier l'organisation morphologique et micromorphologique des divers horizons des sols, ainsi que les caractéristiques de leur espace poral. Mais elle offre, également et par voie de conséquence, un intérêt du point de vue de l'évolution pédologique et du fonctionnement hydrique du sol.

a) Sur le plan granulométrique

Les caractéristiques granulométriques complètes des 5 profils types ont été présentées dans les tableaux relatifs à chacun d'entre eux. Il est intéressant de les comparer directement d'horizon à horizon correspondant. Mais, dans un but de simplification, nous l'avons fait pour les deux horizons les plus typiques qui serviront de référence tout au long de ce travail : les A₂ éluviaux où, le taux d'argile étant toujours faible, le squelette joue un rôle prépondérant et les B_{2t} illuviaux, dans lesquels le rôle du squelette s'estompe au profit de celui du plasma argileux. Ces données sont rassemblées sur la figure II-5.

Pour les horizons A₂, la succession des histogrammes de haut en bas montre de façon très nette la variation granulométrique progressive, avec de SEURRE 1 à SEURRE 5 : une diminution très graduelle des sables grossiers, moins marquée pour les sables fins et corrélativement une augmentation progressive des limons grossiers et surtout des limons fins ; le profil SEURRE 3 présentant une granulométrie du squelette très équilibrée. On observe ainsi très nettement le passage en 5 étapes du pôle sableux au pôle limoneux, ce qui apparaît également sur le tableau II-7 où sont indiqués les rapports sable sur limon (S/L) :

Tableau II-7 : Rapports sable/limon dans les horizons A₂ et B_{2t} des sols de la séquence de SEURRE

HORIZONS	PROFILS				
	S1	S2	S3	S4	S5
A ₂	6,6	2,8	1,2	0,6	0,5
B _{2t}	15,9	1,3	1,2	0,3	0,3

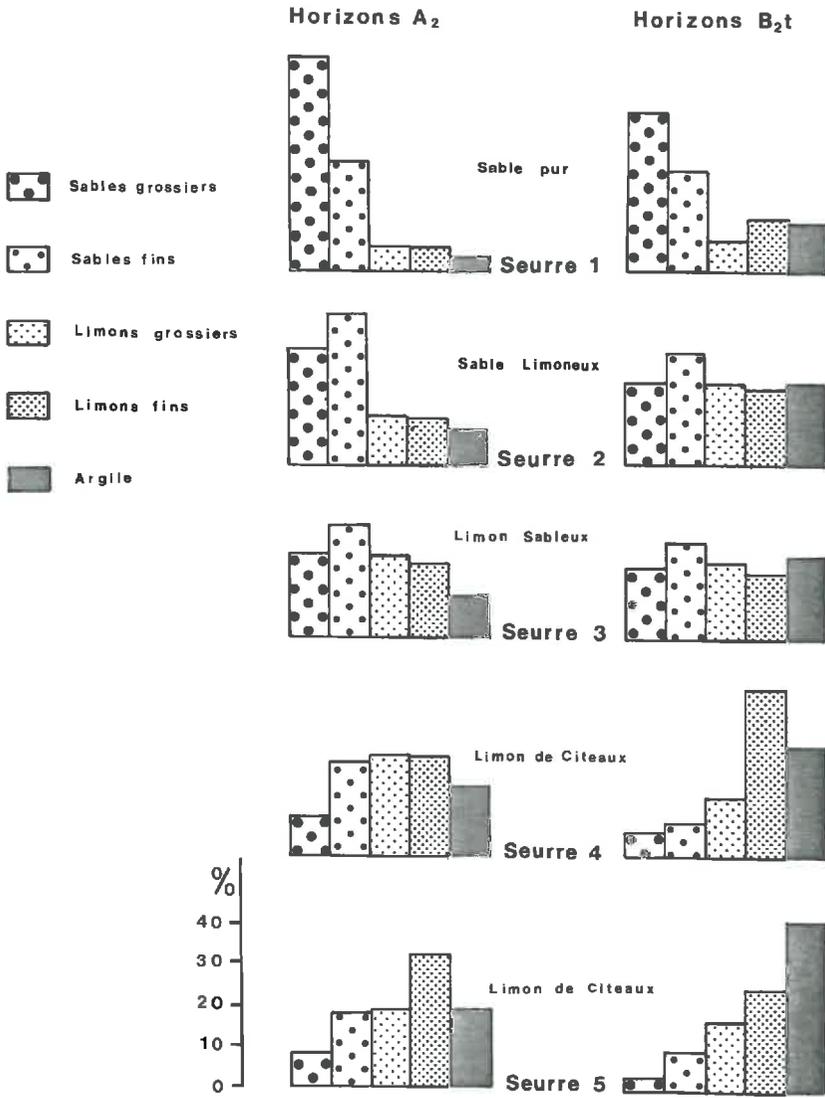


Fig II - 5 : Histogrammes de la granulométrie des horizons A₂ et B_{2t} des sols de la séquence de SEURRE.

Cet ensemble d'horizons A2 constitue donc un modèle naturel intéressant pour l'étude de l'organisation et de la porosité des matériaux en relation avec les variations de la granulométrie.

Pour les horizons B2t, cette variation granulométrique du squelette persiste également de façon très nette (tableau II-7), mais elle est évidemment masquée au niveau textural global par la présence d'une fraction argileuse de plus en plus importante de S1 à S5. Nous en étudierons les conséquences ultérieurement au niveau de la porosité.

b) Sur le plan pédologique

Ainsi que nous l'avons évoqué dans la notice de la feuille de DIJON, on peut également parler de séquence évolutive dans le domaine pédogénétique brunification - lessivage. En effet, morphologiquement, on passe progressivement de profils du type sol brun ou brun faiblement lessivé sur matériau sableux relativement récent à des sols lessivés hydromorphes sur limons anciens avec un intermédiaire brun lessivé.

En fait, les indices d'entraînement d'argile (tableau II-8) sont là pour nous le confirmer, au moins dans les quatre premiers cas ; tous ces sols sont vraisemblablement des sols lessivés, mais ce stade pédogénétique se traduit différemment sur les matériaux à dominante sableuse (S1 et S2) qui apparaissent très uniformes jusqu'au Bt peu argileux et très profond et les matériaux à dominante limoneuse (S3, S4 et S5) où le A2 et le B2t revêtent un aspect plus classique et plus caractéristique (JAMAGNE & BEGON, 1984).

Tableau II - 8 : Indices d'entraînement de l'argile dans les sols de la séquence de SEURRE

Profils	S1	S2	S3	S4	S5
<u>Argile A</u>	1/3,2	1/2,5	1/1,9	1/2,8	1/2,8
Argile B					

c) Sur le plan hydrodynamique

Comme corollaire des caractéristiques granulométriques et pédogénétiques, on observe également de façon particulièrement nette une séquence à gradient d'hydromorphie croissante du profil 1 au profil 5. Elle se traduit par un drainage favorable dans les deux premiers termes (davantage en S1 qu'en S2) et, au contraire, par un engorgement de plus en plus accusé à partir du S3, au fur et à mesure que le matériau devient de moins en moins sableux et surtout que les profils acquièrent une différenciation texturale plus marquée.

B) CARACTERISATION DE L'ESPACE PORAL DES SOLS DE LA SEQUENCE DE SEURRE

Comme dans le cas des sols sur arènes, la caractérisation de l'espace poral des sols de la séquence de SEURRE se fera tout d'abord à l'échelle du profil par des mesures de terrain au densitomètre à membrane et ensuite au laboratoire au niveau de l'assemblage structural élémentaire à l'aide de la porosimétrie au mercure et de l'analyse d'images. Cette caractérisation a déjà fait l'objet d'une récente publication (CHRETIEN, 1985).

I - MESURES DE TERRAIN

Les données chiffrées concernant la porosité totale in situ de chacun des horizons des cinq profils de la séquence de SEURRE figurent dans les tableaux respectifs de leurs caractéristiques analytiques. Comme précédemment, nous les présenterons sous forme de courbes de porosité conjointement sur un même graphique (fig. II-6). La précision de la méthode est de l'ordre de 2 points de porosité (cf. Annexe I-2).

Un certain nombre de remarques s'en dégagent :

1 Contrairement à ceux des sols sur arènes, les profils porosimétriques sont globalement **peu différenciés**, assez rectilignes et concentrés autour des valeurs 60-70 points de porosité.

2 L'amplitude de variation de la porosité tous horizons confondus (hormis l'Ap de S5) est relativement faible : 20 points environ, souvent beaucoup moins, ce qui peut paraître surprenant, compte tenu des importantes variations texturales observées sur chacun des profils, en particulier à SEURRE 4 et entre les profils.

3 Une analyse niveau par niveau, soit approximativement horizon

par horizon, nous montre que :

- c'est dans les horizons A_p (10-20 cm de profondeur) que la variabilité est la plus grande (30 points). La porosité y est d'ailleurs tout à fait indépendante de la granulométrie, puisque les deux valeurs extrêmes sont obtenues dans les sols S4 et S5 très proches par leur texture limoneuse de surface. Ceci confirme nos prévisions, à savoir que dans ces horizons de culture la porosité est très variable et dépend avant tout de facteurs agronomiques et culturaux ;

- en revanche, dans les horizons A_2 vers 40 cm de profondeur, on obtient un regroupement total des valeurs de porosité sur 5 points. C'est là pourtant, si l'on s'en réfère à la figure II-5 (histogrammes) que nous avons caractérisé le plus typiquement la séquence texturale des squelettes. De ce fait, **les variations importantes de squelette** entre sable et limon, en présence d'un faible taux d'argile, ne semblent avoir **aucune incidence** sur les valeurs de porosité totale ; celles-ci paraissent davantage influencées par les phénomènes de tassement dans l'horizon sous-cultural.

- dans les horizons B, de 60 à 80 cm de profondeur, le rôle du squelette diminue, celui de l'argile s'accroît ; les porosités se diversifient un peu, mais d'une façon peu prévisible. Par exemple, on trouve paradoxalement au même niveau de porosité ou presque (75 points environ), l'horizon A_{22} de S1 presque entièrement sableux et l'horizon B_{2t} de S5 à 40 % d'argile ;

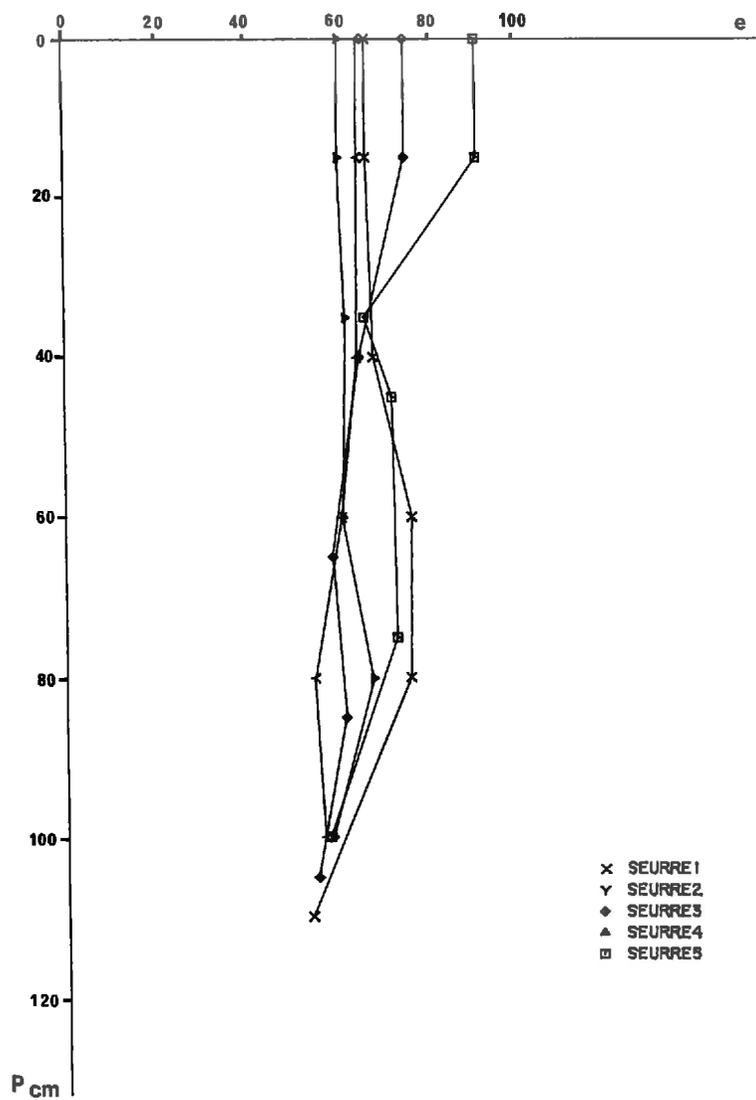
- enfin, en profondeur, une nouvelle convergence se produit mais nettement plus bas, au voisinage de 60 points. Peut-être faut-il y voir, quelque soit le type de solum plus ou moins différencié dans cette séquence, les caractéristiques d'une structure plus tassée, de type B_3 ou C à dominante lithologique, et où les effets de la pédogenèse ont peu ou pas joué.

Ainsi, il apparaît qu'en dépit des importantes différences dans la composition granulométrique des divers horizons, à l'intérieur de solums mais également d'un profil à l'autre, les variations de la porosité totale restent **relativement faibles** dans ces sols sur matériaux transportés..

II - UTILISATION DE LA POROSIMETRIE AU MERCURE

Nous avons choisi d'analyser deux séries d'horizons comparables

Fig II - 6 : Séquence de SEURRE - Courbes de porosité totale in situ.



sur l'ensemble de la séquence :

- la série des horizons éluviaux A_2 (ou A_{12}) qui caractérise, comme nous l'avons déjà signalé plus haut, le plus typiquement les variations du squelette ;

- la série des horizons illuviaux B_{2t} dans lesquels les marques de la pédogenèse et l'enrichissement en argile risquent de venir modifier considérablement son influence sur les caractéristiques de l'espace poral.

a) Horizons A_2

1) Courbes de pénétration du mercure (fig. II-7)

Elles présentent toutes en leur point haut une tangente pratiquement horizontale; il n'existe donc pratiquement pas ou peu de porosité très fine inférieure à 100 \AA . Ceci confirme le rôle dominant joué par le squelette dans ces horizons éluviaux où le taux d'argile est toujours inférieur à 20 %.

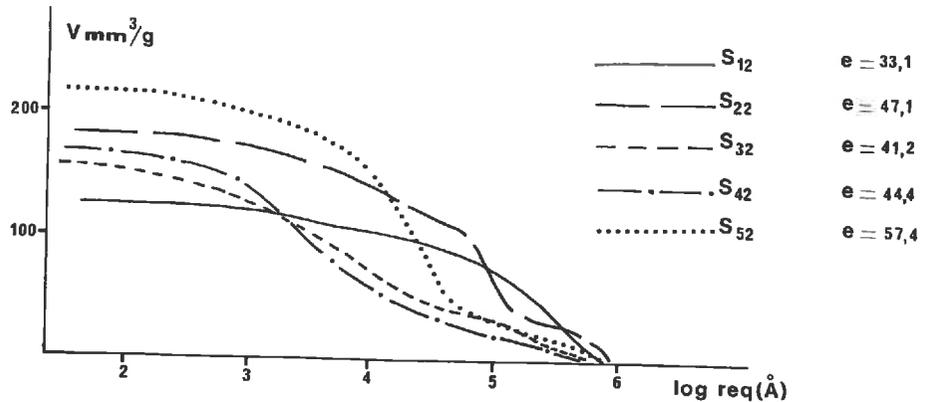


Fig. II - 7 : Courbes de pénétration du mercure des horizons A_2 des sols de la séquence de SEURRE.

En leur point bas à l'intersection avec l'axe des abscisses, les tangentes sont faiblement obliques pour S_{32} , S_{42} et S_{52} et nettement redressées pour S_{22} et surtout S_{12} . Dans les trois premiers cas, il existe peu de porosité grossière, alors que dans l'horizon sableux S_{12} de nombreux pores de rayons supérieurs à $80 \mu\text{m}$ ne sont pas pris en compte.

Les valeurs de porosité au mercure des différents horizons qui figurent, exprimées en indice des vides e à côté de chaque courbe sont très diversifiées. on constate aussi que la porosité est très faible pour S_{12} dans le cas d'un matériau sableux, et très élevée à l'autre extrémité de la séquence (S_{52}) en présence d'un limon. La différence est considérable (24 points). On peut y voir un effet texture évident.

Entre les deux extrêmes, les 3 horizons S_{22} , S_{32} et S_{42} de texture sablo-limoneuse, limono-sableuse et limoneuse ont des porosités intermédiaires et assez proches l'une de l'autre. Il peut paraître surprenant que des matériaux de texture limoneuse très voisine comme S_{42} et S_{52} aient des porosités aussi différentes. Peut-être est-ce dû à des phénomènes de tassement plus ou moins intenses de cet horizon sous-cultural ? Nous reviendrons ultérieurement sur cet aspect de la question.

2) Spectres de porosité (fig. II-8)

Examinons-les successivement :

SEURRE 12 : la courbe montre un pic net mais assez large centré autour d'un rayon de constriction d'environ $25 \mu\text{m}$. Les pores inférieurs à $5 \mu\text{m}$ sont peu nombreux.

SEURRE 22 : un pic étroit et très net indique une dominante de pores de rayon voisin de $10 \mu\text{m}$. Au-delà, pas de porosité grossière. En deçà, une assez forte porosité entre 1 et $5 \mu\text{m}$.

SEURRE 32 : la courbe indique une bonne répartition de la taille des pores. Elle présente toutefois deux maxima : l'un très proche de $1 \mu\text{m}$, l'autre moins accusé caractérisant une porosité grossière située autour de $16 \mu\text{m}$.

SEURRE 42 : un maximum très net se situe à $0.3 \mu\text{m}$ et correspond à une porosité fine qui s'étale surtout entre 0.1 et $1 \mu\text{m}$.

SEURRE 52 : à nouveau un pic très net à $3 \mu\text{m}$ avec très peu de porosité très fine et un léger maximum vers les porosités grossières voisines de $50 \mu\text{m}$.

Trois points importants se dégagent de la comparaison

entre ces différentes courbes :

- l'espace poral de chacun de ces horizons A_2 est caractérisé par une classe dominante de pores centrée autour d'une dimension bien déterminée. Cette classe est étroite pour les sables (S_{12}) et les sables limoneux (S_{22}), mais également et assez curieusement pour les limons (S_{52}). Les textures moyennes, en particulier les limons sableux (S_{32}) offrent une répartition de taille des pores beaucoup plus étalée ;

- chacune de ces classes dominantes est située autour d'une dimension moyenne qui dépend étroitement de la texture du matériau. Ces relations s'établissent ainsi (fig. II-5 et tableau II-9).

Tableau II - 9 : Relations entre texture des matériaux et diamètre moyen de la classe dominante de pores dans les sols de la séquence de SEURRE

HORIZONS	TEXTURE	DIAMETRE MOYEN
		en μm
S_{12}	sable	50
S_{22}	sable limoneux	20
S_{32}	limon sableux	4 et 30
S_{42}	limon	0,6
S_{52}	limon	6

- hormis à SEURRE 52 qui constitue une exception, on constate, et ceci est marqué graphiquement par le déplacement des maxima vers la gauche de S_{12} à S_{42} , que les classes dominantes de pores se répartissent autour d'un diamètre moyen dont la dimension diminue corrélativement avec la taille des particules constitutives depuis la texture grossière sableuse jusqu'à la texture fine limoneuse.

b) Horizons B_2t

1) Courbes de pénétration de mercure (fig. II-9).

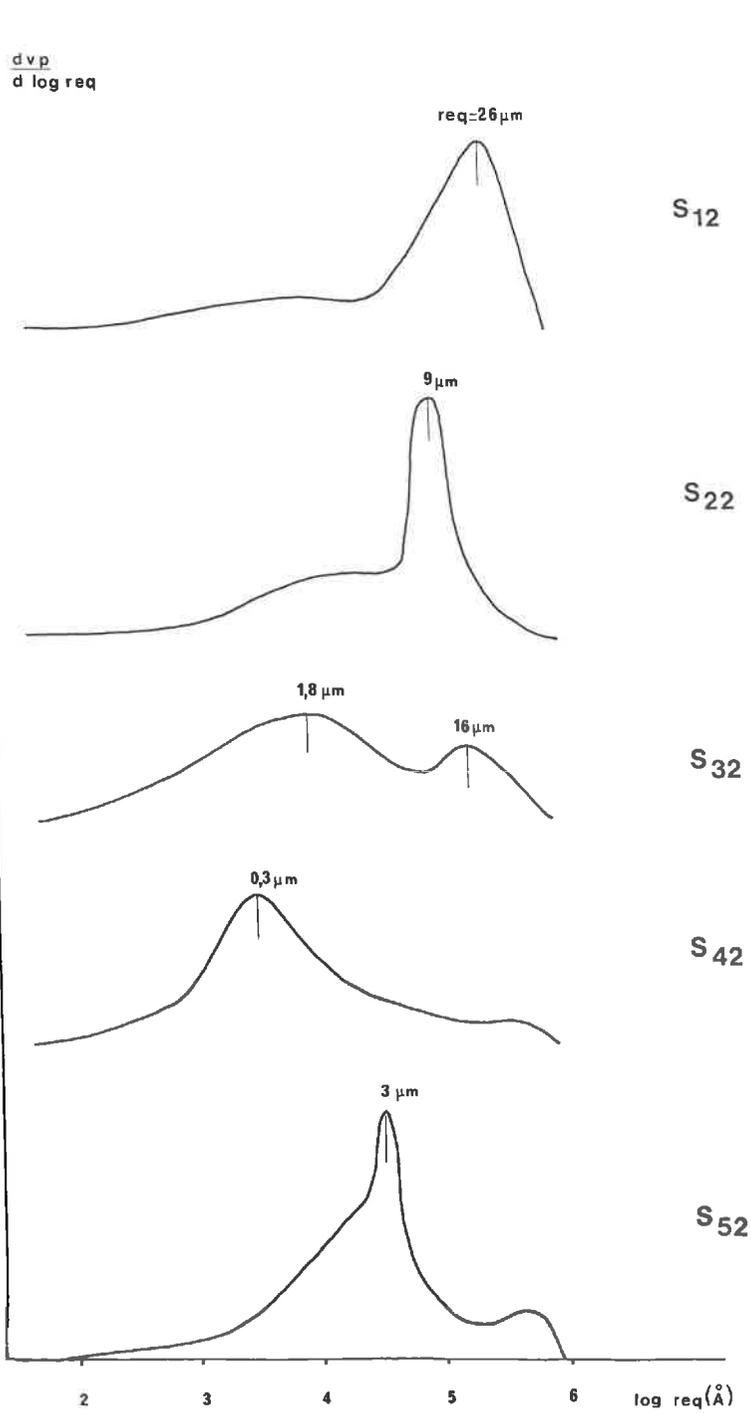


Fig. II - 8 : Spectres de porosité des horizons A₂ des sols de la séquence de SEURRE.

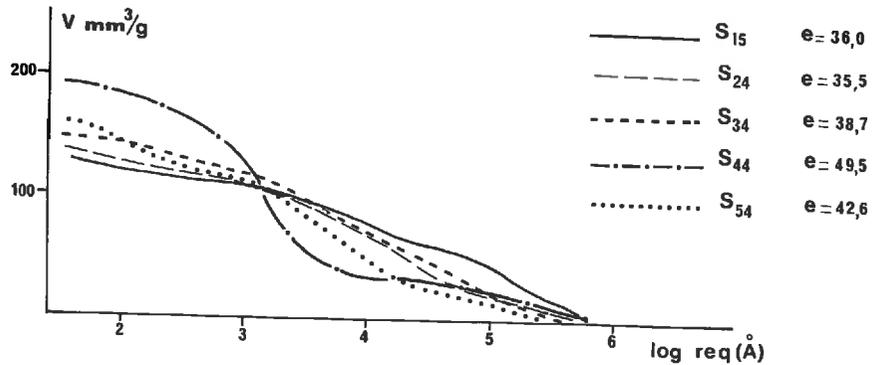


Fig. II - 9 : Courbes de pénétration du mercure des horizons B₂T des sols de la séquence de SEURRE.

On peut faire les mêmes remarques que pour celles des horizons A₂ concernant le peu d'importance de la porosité très fine, sauf peut-être à SEURRE 54 où la tangente à l'ordonnée maximale est très nettement oblique, mais également et encore davantage de la porosité grossière. Par ailleurs, ces courbes sont assez régulières laissant présumer une répartition étalée des pores, hormis à S₄₄ où un net point d'inflexion existe.

Les valeurs de porosité au mercure sont assez proches, nettement moins dispersées que dans les horizons A₂. On peut voir là également, une incidence de l'effet texture lié à la présence d'un plasma argileux beaucoup plus abondant dans ces horizons B₂t argilliques. De même, ces valeurs sont nettement plus faibles dans les trois premiers horizons (S₁₅, S₂₄ et S₃₄) que dans les deux derniers (S₄₄ et S₅₄) nettement plus riches en argile.

2) Spectres de porosité (fig. II-10)

Individuellement, on peut les caractériser de la façon suivante :

S₁₅ : un maximum assez bien marqué à 13 μm et un étalement régulier vers les porosités fines.

S₂₄ et S₃₄ : une distribution assez régulière de la taille des pores autour d'un maximum peu marqué de 2 μm pour S₂₄ et 0.6 μm pour S₃₄.

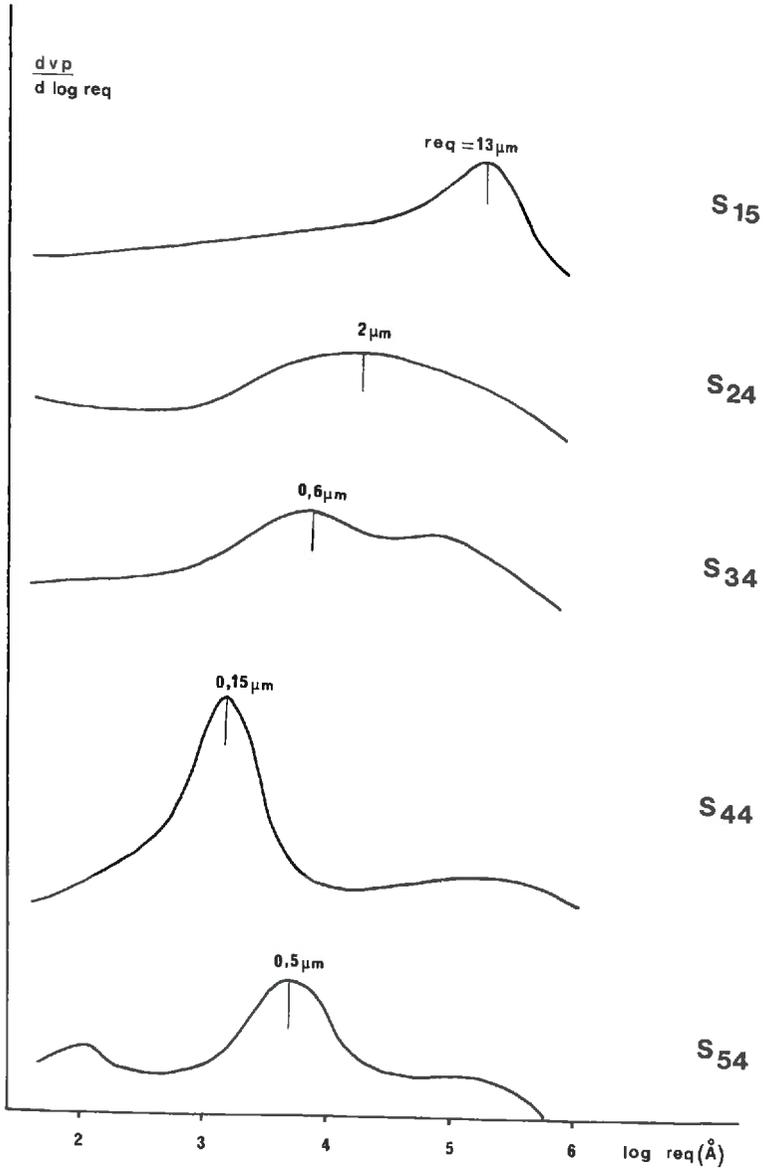


Fig. II - 10 : Spectres de porosité des horizons B_{2t} des sols de la séquence de SEURRE.

S_{44} : un pic très bien individualisé à $0.15 \mu\text{m}$ et peu de porosité supérieure à $1 \mu\text{m}$.

S_{54} : un maximum net à $0.5 \mu\text{m}$ avec une répartition assez étalée de part et d'autre auxquels il faut ajouter un léger maximum vers les porosités très fines (100 \AA).

Mais il est nettement plus intéressant, d'une part de les comparer entre eux, d'autre part, de comparer pour chacun des profils, l'évolution de ces spectres entre l'horizon A_2 et l'horizon B_{2t} .

Dans les horizons B_{2t} des trois premiers profils (S_{15} , S_{24} et S_{34}), on peut constater que les spectres ne présentent plus, comme dans les horizons A_2 , de classe dominante de pores bien tranchée ; en revanche, leur distribution s'organise encore autour d'un **maximum** correspondant à des rayons équivalents de plus en plus petits depuis les sables purs jusqu'aux limons sableux, et dont les dimensions sont assez proches de celles des maxima des horizons A_2 . Une comparaison avec les données granulométriques (fig. II-5) nous montre que le maximum le mieux marqué (S_{15}) correspond à une granulométrie à dominante sableuse encore nettement affirmée, alors qu'à S_{24} et S_{34} , les spectres étalés caractérisent, tout naturellement, des granulométries semblables et équilibrées.

Comment expliquer le pic particulièrement net à $0,15 \mu\text{m}$ de l'horizon S_{44} , encore plus net que celui de l'horizon S_{42} ? Peut-être par une réelle dominante texturale de la classe des limons fins (fig. II-5).

Enfin, le spectre à tendance bimodale de l'horizon S_{54} peut correspondre conjointement à une rémanence de l'influence des limons fins qui ressort dans le maximum à $0,5 \mu\text{m}$, alors qu'il était à $3 \mu\text{m}$ dans le S_{52} et à l'apparition d'une importante phase argileuse marquée par une porosité lacunaire très fine de l'ordre de 100 \AA .

c) Conclusion

L'étude comparative par la porosimétrie au mercure de deux séries d'horizons A_2 et B_{2t} dans cette séquence texturale de sols nous a permis de dégager les points suivants :

- les valeurs de porosité obtenues par cette technique à l'échelle de l'assemblage structural sont assez variées. **Elles semblent présenter certaines relations avec la texture des matériaux.** Ainsi, les plus faibles porosités sont systématiquement obtenues dans les sables grossiers et les plus fortes dans les matériaux limoneux ou les matériaux plus riches en argile. Toutefois, bien des points demeurent obscurs dans ces relations. Nous tenterons de les éclaircir par la suite en comparant les résultats obtenus à partir de diverses approches ;

- l'analyse des spectres de porosité se révèle très significative. Elle nous montre, en effet, que :

. dans les horizons A_2 en particulier, à chacun des **types texturaux** correspond un **type de spectre** marqué, ou bien par une **classe dominante** (par exemple, sables grossiers S_{14} , sables fins S_{22} , limon fin S_{52} et également S_{44}) ou bien par une **répartition étalée des tailles de pores** dans le cas des textures équilibrées (S_{32} , S_{24} , S_{34}),

. la présence de **pics bien exprimés** correspond toujours à celle d'une **classe granulométrique fortement dominante** (ex : S_{13} , S_{22} , S_{52} , S_{44}),

. la **valeur des rayons de constriction des maxima** qui caractérisent les classes dominantes de pores est **en relation avec la taille des particules dominantes** des différents matériaux : 25 μm pour les sables, 9 μm pour les sables limoneux, 1 à 3 μm pour les textures équilibrées de limons sableux.

- l'influence de l'argile (43 %) apparaît nettement à S_{54} avec un léger maximum dans les pores très fins (100 Å) ;

- l'**incidence des squelettes sableux et limoneux** très nette dans la série des horizons A_2 marquée par la présence de **pics et maxima bien individualisés** persiste encore dans les horizons B_2^t , mais tend à **s'estomper** d'autant plus que leur caractère argillique est plus marqué.

Ces résultats obtenus sur des matériaux naturels à l'aide de la porosimétrie au mercure sont en réel accord avec ceux présentés par FIES (1984), FIES et STENGEL (1984) à propos de mélanges "argile-squelette" où, pour ces auteurs, "dans de tels systèmes, considérés à l'état sec, l'accessibilité au mercure paraît bien refléter l'existence de deux compartiments poreux. Le premier, assimilable aux pores lacunaires, est caractérisé par des pores d'entrée dont la valeur modale paraît dépendre de la granulométrie du squelette alors que les caractéristiques du second paraissent intrinsèques au matériau argileux."

III - DETERMINATION DE LA MACROPOROSITE PAR L'ANALYSE D'IMAGES

Comme lors de l'étude micromorphologique, l'analyse d'images a été pratiquée, non pas sur l'ensemble des sols de la séquence de SEURRE, mais sur les principaux horizons des trois profils les plus caractéristiques : SEURRE 1, SEURRE 2 et SEURRE 4. D'autre part, les photogrammes (Pl.II-4, 5 et 6) réalisés au Laboratoire des Sols de l'ENSA - Rennes ont été obtenus (sauf pour SEURRE 1) par une technique différente de celle utilisée pour les sols sur arènes (cf. annexe I-4). Il résulte de cela plusieurs conséquences pratiques :

- le grossissement est plus faible (2,8 au lieu de 7,5), donc les macropores pris en compte sont de taille supérieure à 50 μm au lieu de 30 μm pour les sols sur arènes ; de ce fait, une partie de la macroporosité (pores compris entre 30 et 50 μm) échappe à l'analyse d'images.

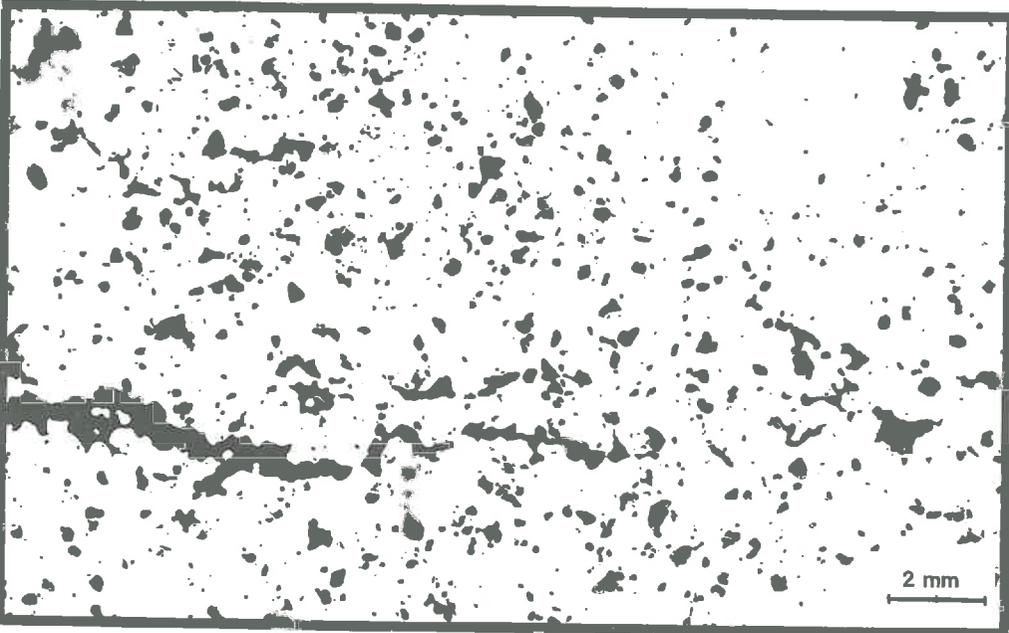
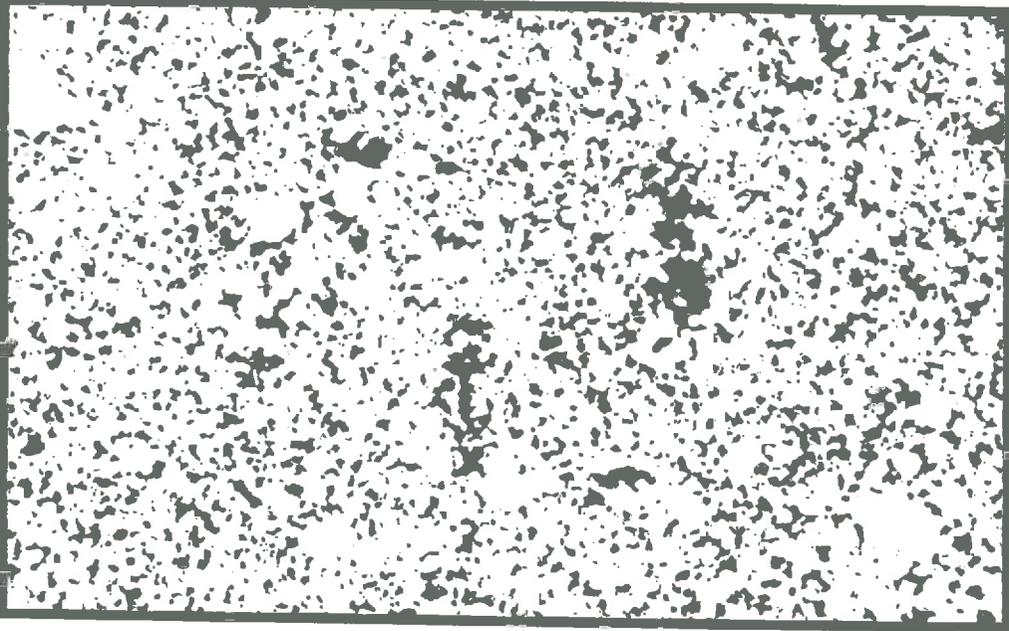
- le photogramme analysé correspond à peu près à la totalité de la lame mince, soit un rectangle d'environ 60 x 38 mm ;

- le nombre de mesures sur chaque photogramme est plus limité que précédemment, 6 au lieu de 9, chiffre qui devient nettement insuffisant pour proposer une répartition de la porosité.

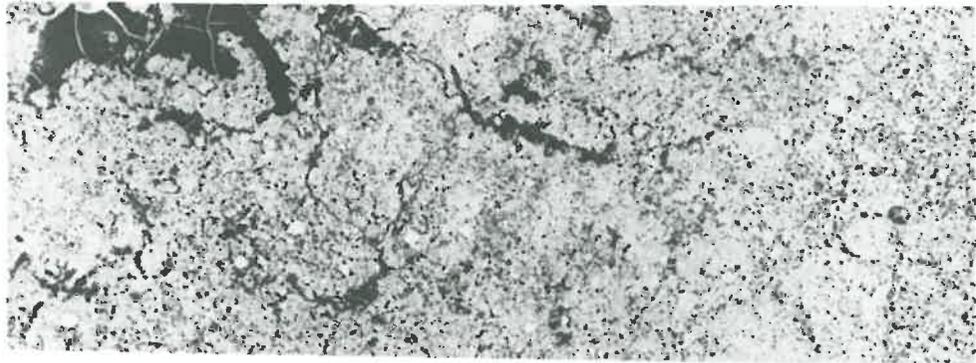
a) Valeurs de la macroporosité

Ces valeurs sont présentées au tableau II-10. Elles font apparaître que :

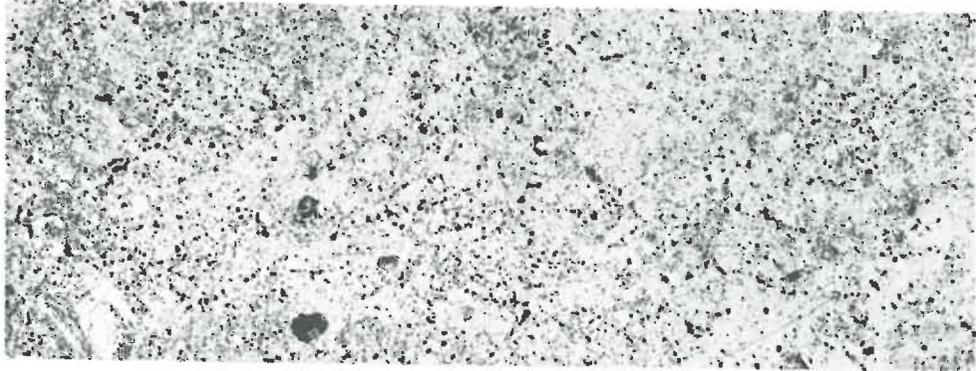
Planche II-4 : Photogrammes - Profil SEURRE 1



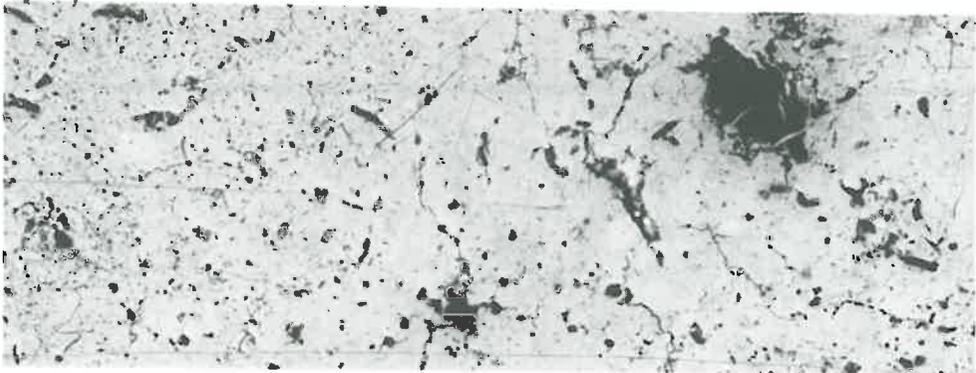
Ap



A2



B1



B2t

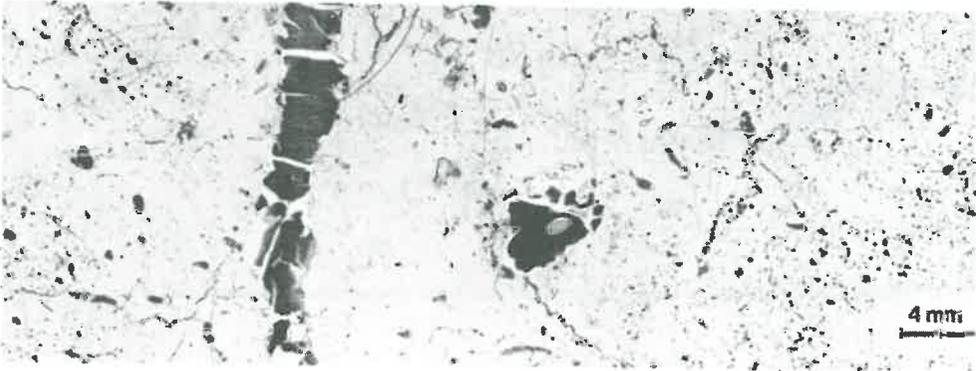


Planche II-6 : Photogrammes - Profil SEURRE 4

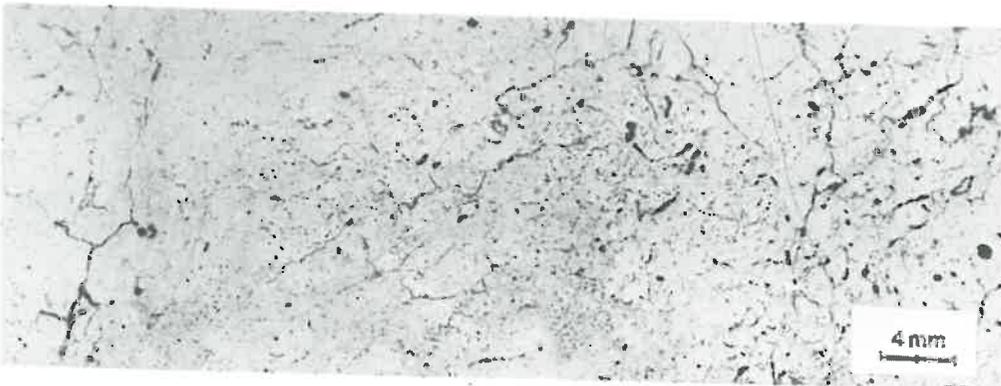
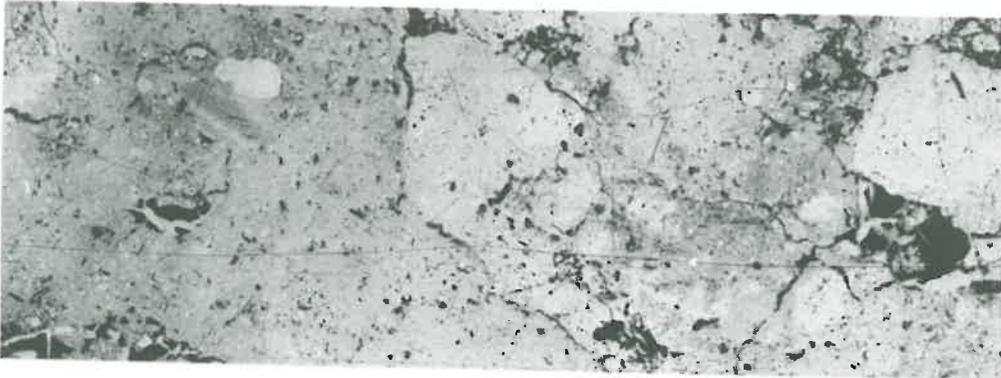
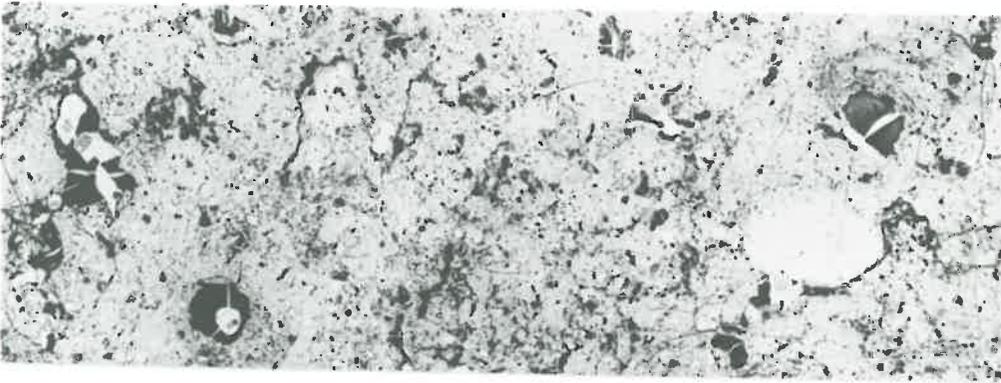
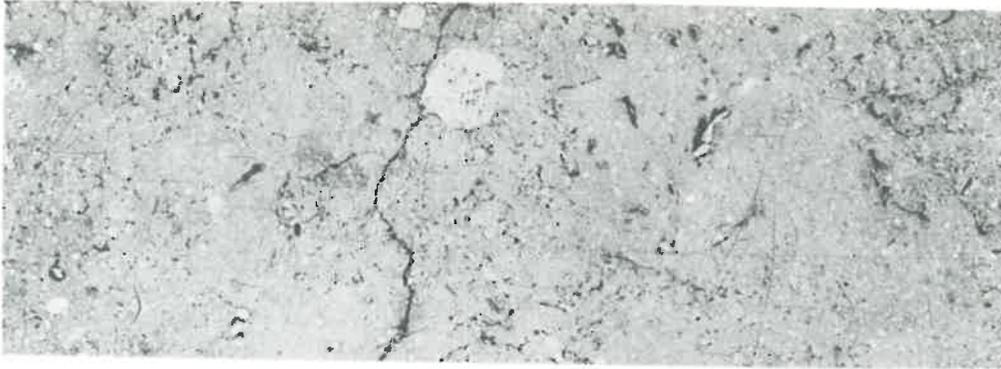


Tableau II - 10 : Valeurs de la macroporosité (pores supérieurs à 50 µm) des principaux horizons des profils SEURRE 1, SEURRE 2 et SEURRE 4 (exprimées en indice des vides e).

	SEURRE 1	SEURRE 2	SEURRE 4
Ap		25,7	8,0
A ₂	23,8	13,5	26,1
A ₂ B ou B ₁		14,7	14,7
B ₂ t	16,5	11,1	7,3

- la macroporosité décroît en général très nettement de haut en bas des profils ;

- dans les horizons Ap de S₂ et S₄, elle présente des valeurs si différentes qu'on ne peut les attribuer qu'à un état structural transitoire hérité du passé cultural récent de la parcelle. A SEURRE 3, par exemple, près de 6 points de porosité sur 25 sont dus à une seule grosse cavité ;

- dans les horizons A₂, les caractéristiques dimensionnelles des squelettes pourtant très différentes ne semblent pas avoir d'incidence sur la macroporosité, qui est très forte pour S₁ dans un matériau sableux et pour S₄ dans un matériau limoneux, et au contraire très faible dans le cas de S₂ (limon sableux). Il est probable que les facteurs agronomiques et biologiques jouent également un rôle dans les horizons A₂ sous-cultureaux. Nous y reviendrons plus loin ;

- enfin, dans les horizons Bt des 3 profils, la macroporosité est minimale. Elle est d'autant plus faible que l'on passe du profil S₁ sableux et peu différencié au profil S₄ limoneux à forte différenciation texturale. A noter que dans SEURRE 2, une seule grosse fissure verticale occupe près de 4 points de porosité sur 11.

b) Répartition dimensionnelle des macropores

Elle a été réalisée pour SEURRE 1, SEURRE 2 et SEURRE 4.

SEURRE 1 (fig. II-11)

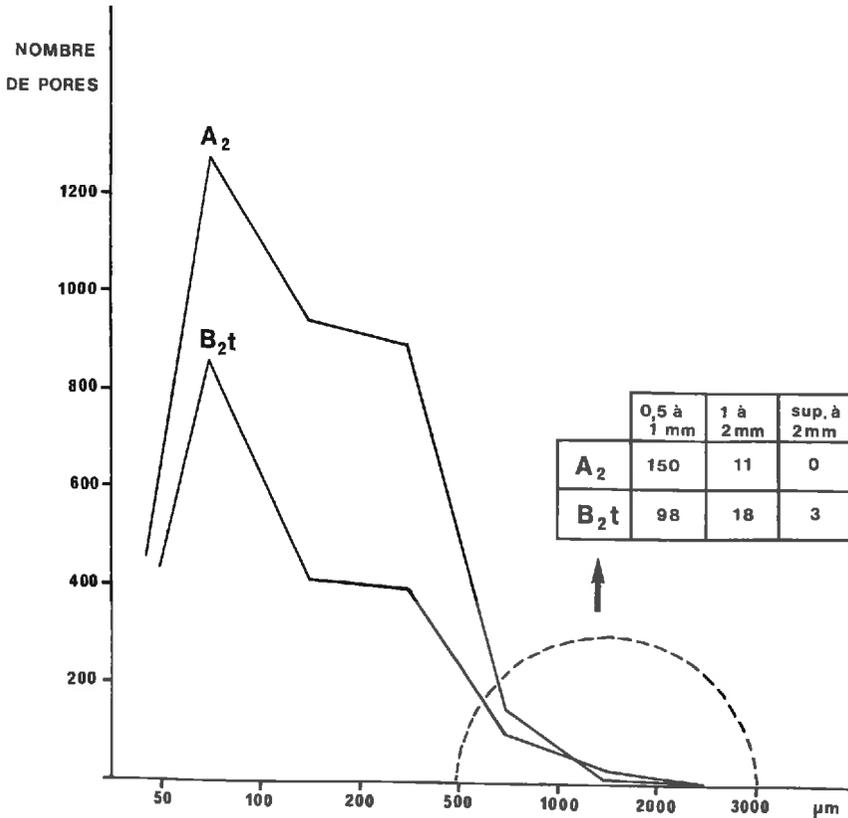


Fig. II- 11 : Courbes de distribution dimensionnelle des macropores - Profil SEURRE 1

Comme les valeurs de macroporosité, le nombre de pores est beaucoup plus faible dans le B_{2t} (1800) que dans le A₂ (3300). La macroporosité fine et moyenne (50 - 500 µm) est importante et assez régulièrement répartie avec, tout de même, une dominante de la classe 50 - 100 µm. La distribution est très comparable dans les deux horizons. Enfin, la macroporosité grossière comporte d'assez nombreux pores jusqu'à 1 mm, très peu au-delà, en particulier dans le A₂. Quelques très gros pores, supérieurs à 2 mm, ont été comptabilisés dans le B_{2t}.

SEURRE 2 (fig. II-12)

Comme pour SEURRE 1, le nombre de macropores est beaucoup plus faible dans les horizons B (de l'ordre de 1500), que dans les horizons

A (de l'ordre de 3000) et la macroporosité y présente des caractéristiques très différentes.

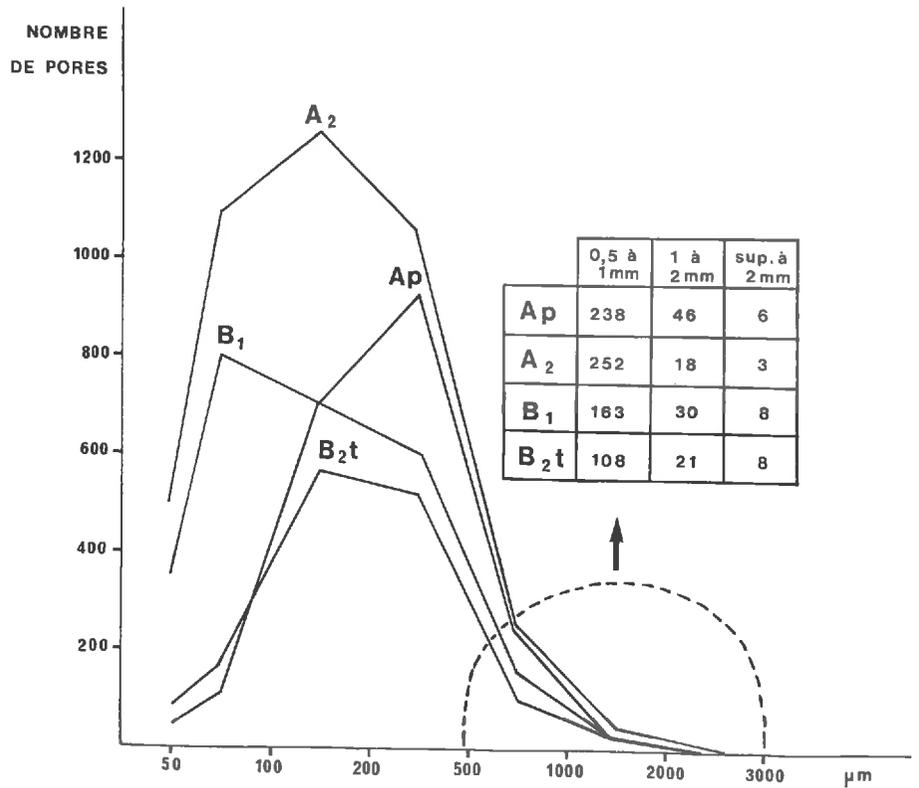


Fig. 11- 12 : Courbes de distribution dimensionnelle des macropores - Profil SEURRE 2

- Dans les horizons A, la macroporosité fine et moyenne, plus faible dans le Ap que dans le A₂, est régulièrement répartie entre les trois classes 50 - 100, 100 - 200 et 200 - 500 μm. De même, les macropores compris entre 500 μm et 1 mm sont nombreux et en même quantité dans le Ap et le A₂. En revanche, les plus gros, supérieurs à 1 mm, sont trois fois plus abondants dans le Ap que dans le A₂.

- Dans les horizons B, on observe à peu près le même nombre de macropores et le même type de distribution entre le B₁ et le B_{2t}. Celle-ci se caractérise par une classe 50 - 100 μm très faible qui les différencie nettement des horizons A et une classe dominante de 100 à 500 μm. La macroporosité grossière est globalement plus faible que dans les horizons A, mais elle se distingue cependant par quelques très gros pores supérieurs à 2 mm, dont quelques-uns peuvent atteindre 5 mm.

SEURRE 4 (fig. II-13)

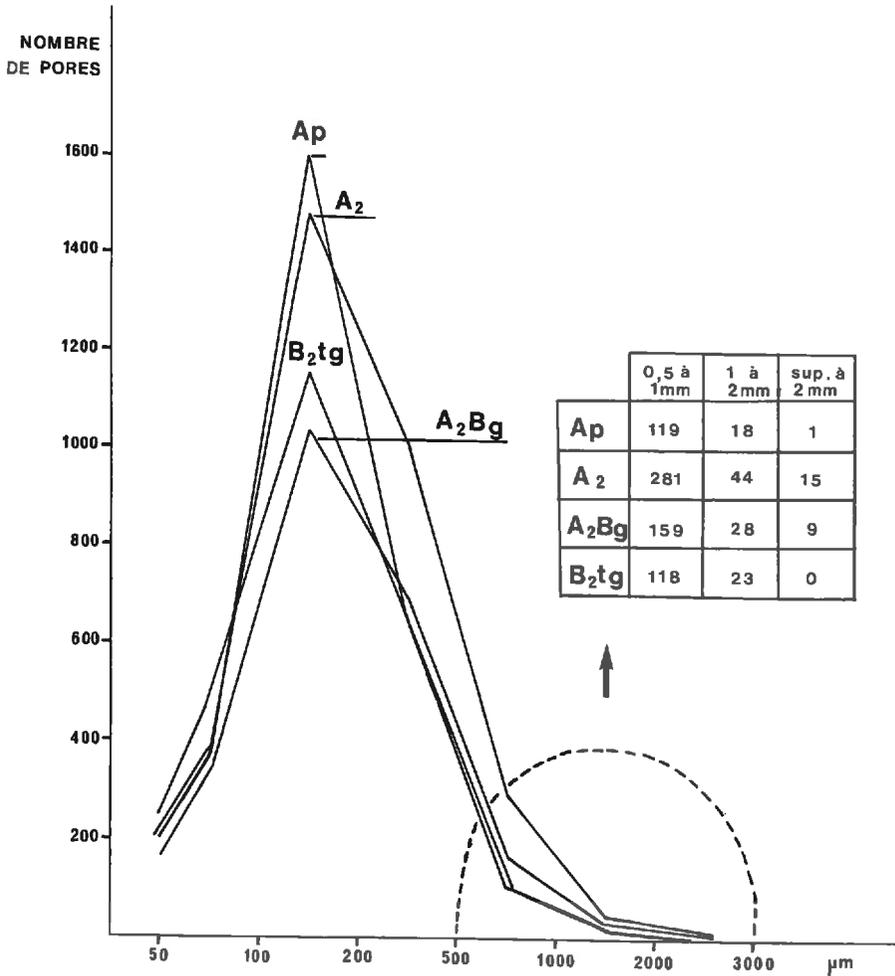


Fig. II- 13 : Courbes de distribution dimensionnelle des macropores - Profil SEURRE 4

Le nombre de macropores est élevé proche ou supérieur à 2500 dans les 4 horizons avec une nette dominante de la classe 100 - 200 µm, et la microporosité fine et moyenne pas très différente, seulement un peu plus importante dans les horizons A. La microporosité grossière, en revanche, se distingue bien d'un horizon à l'autre.

Au sein du Ap, elle est, au contraire, élevée, nettement plus que dans les trois autres horizons, avec une forte quantité de macropores dans

les trois classes retenues en particulier, celle supérieure à 2 mm.

L'horizon A_2Bg présente le même type de distribution des macropores que le A_2 , ceux-ci étant toutefois un peu moins nombreux. Enfin, dans le B_{2t} , la macroporosité grossière devient faible, avec en particulier aucun pore supérieur à 2 mm. Elle est curieusement très comparable quantitativement à celle de l'horizon A_p .

IV - SYNTHÈSE ET INTERPRÉTATION

Comme pour les sols sur arènes, l'espace poral des sols de la séquence de SEURRE a fait l'objet d'un certain nombre de caractérisations qualitatives et quantitatives. Trois profils, les plus représentatifs de la séquence, SEURRE 1, 2 et 4 ont été plus complètement étudiés au plan micromorphologique et analytique. Néanmoins, il n'est pas inutile, dans cette synthèse, de rappeler les données obtenues sur les cinq sols de la séquence.

a) Comparaison des valeurs de porosité

Les valeurs de porosités obtenues sur les principaux horizons, selon les cas par une ou plusieurs des méthodes utilisées sont rassemblées dans le tableau II-11

Elles permettent d'en dégager les points suivants :

- Les **porosités totales des divers horizons ne sont pas très différentes**, nettement moins que dans les sols sur arènes. Elles s'étalent, malgré tout, entre 54 et 75 points. On peut noter que :

- dans les horizons A, elles sont toujours supérieures à 60 points et décroissent régulièrement de S_1 à S_5 du matériau sableux (75 points) au matériau limoneux (60 points) ;

- dans les horizons B, c'est le contraire ; elles croissent de S_1 (58 points) à S_5 (72 points) au fur et à mesure que le taux d'argile augmente ;

- enfin, par voie de conséquence, on observe une nette diminution de porosité totale de haut en bas entre les horizons A et B_{2t} dans les sols

Tableau II - 11 : Comparaison des valeurs de porosité obtenues sur les principaux horizons des sols de la séquence de SEURRE avec les trois méthodes utilisées : densitomètre à membrane, porosimétrie au mercure et analyse d'images.

	Horizons	Porosité totale	Porosité mercure	Porosité image
S ₁	A ₂₁	75,6	33,1	23,8
	Bt	53,5	36,0	16,5
S ₂	Ap	64,3		25,7
	A ₂	63,9	47,1	13,5
	B ₁	54,4	35,5	14,7
	B ₂ ^t	56,4		11,1
S ₃	A ₂	64,5	41,2	
	Btg	61,1	38,7	
S ₄	Ap	60,1		8,0
	A ₂	61,5	44,4	26,1
	A ₂ Bg	60,7		14,7
	B ₂ ^t g	67,1	49,5	7,3
S ₅	A ₂ ^g	65,6	57,4	
	B ₂ ^t g	72,3	42,6	

peu différenciés à dominante sableuse (S₁ et S₂) et une augmentation dans les sols à profil différencié et dominante limoneuse (S₄ et S₅). A noter cependant que dans les horizons de profondeur B₂, la porosité est toujours minimale (tableaux II-5 et II-6).

- Les **porosités au mercure** (pores inférieurs à 80 µm) ne suivent pas les **porosités totales**. Dans les horizons A, elles augmentent fortement entre S₁ et S₅, ce qui a pour conséquence que dans les matériaux sableux, la porosité la plus fine (mésoporosité inférieure à 30 µm) occupe une faible part de la porosité totale (43 %), alors qu'en matériau limoneux elle en représente l'essentiel (87 %). Dans les horizons B, les différences sont peu importantes d'un profil à l'autre. La proportion est d'environ 65 %.

- Enfin, les **macroporosités obtenues à l'analyse d'image** (pores supérieurs

à 50 μm) sont très variables. Leur part dans la porosité totale peut se situer entre 10 et 40 %. Nous y reviendrons longuement au paragraphe suivant.

b) Caractéristiques de l'espace poral

Sur un plan général, l'étude des spectres de porosité a permis de mettre en évidence que chaque type textural est caractérisé par une **classe dominante de pores dont la taille est en relation étroite avec celle de la fraction granulométrique dominante du squelette.**

Examinons successivement ces caractéristiques pour chacun des types de sol de la séquence. Des photographies réalisées au MEB à deux grossissements différents nous permettent d'ailleurs de visualiser l'espace poral des horizons A_2 dans les trois profils SEURRE 1, 2 et 4 (Pl. II-7).

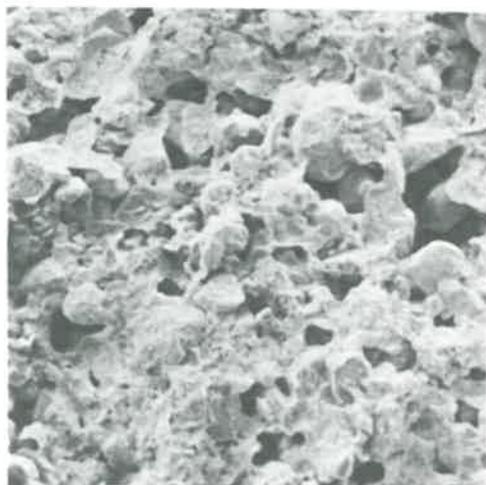
1) Sol sur sable (SEURRE 1)

Ce sol possède très peu de micro et de mésoporosité dans les horizons A, un peu plus dans le Bt. Par contre, tous les horizons sont caractérisés par une **très forte macroporosité comprise entre 50 et 500 μm , avec une nette dominante en nombre de pores de la classe 50 - 100 μm .** Ceci apparaît à la fois dans les spectres de porosité et dans les courbes de répartition dimensionnelle de l'analyse d'image. Ces macropores sont essentiellement des **vides d'entassement du squelette sableux, intergranulaires, de forme très complexe et souvent communicants.** On trouve, en outre, dans les horizons A quelques grosses cavités (métavides) et uniquement dans le B_{2t} , un réseau de fissures sub-horizontales et tortueuses de plusieurs centimètres de longueur.

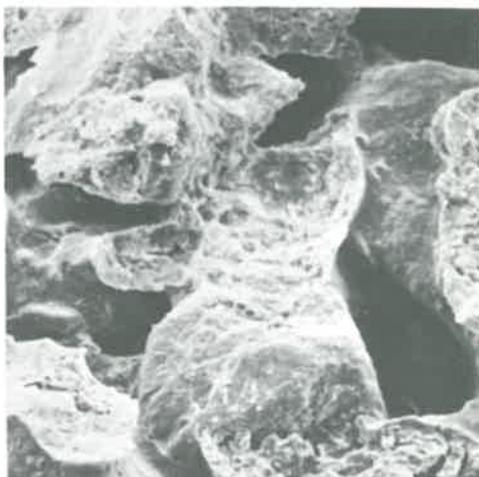
2) Sol sur sable limoneux (SEURRE 2)

- Dans les horizons A, il n'existe pratiquement pas de microporosité mais, en revanche, une **forte mésoporosité proche de 20 μm** constituée par des vides d'entassement du squelette sablo-limoneux de taille plus petite et de forme plus régulière que dans le profil précédent et **une assez forte macroporosité** faite de nombreuses **cavités** dont la gamme de taille s'étale entre 50 et 500 μm . Dans l'horizon A_p seulement, la présence de très grosses cavités et chenaux engendre un fort accroissement du système poral grossier.

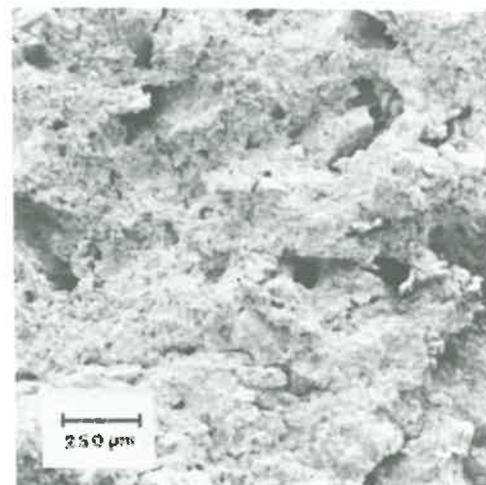
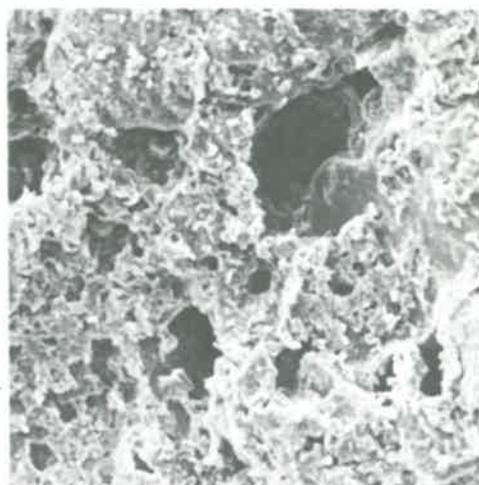
Planche II-7 : Morphologie et espace poral des horizons A2
des profils SEURRE 1, 2 et 4



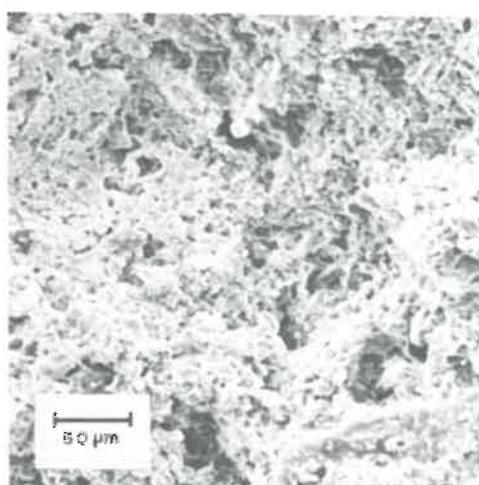
S1



S2



S4



- Dans les horizons B, la porosité est plus faible et surtout de nature très différente. **La mésoporosité perd son caractère dominant** et s'étale, tandis qu'une certaine microporosité apparaît. Il s'agit d'une porosité fine engendrée par la présence d'flots plasmiques intergranulaires et d'argile illuviale. **La macroporosité est plus réduite** surtout dans le B_{2t} ; la classe 50 - 100 μm disparaît presque totalement, elle est surtout constituée de **cavités** régulières et allongées (métacavités) de taille comprise entre 100 et 500 μm . On y trouve, de plus, quelques très grosses cavités et chenaux et un réseau assez important de **très fines fissures**.

3) Sol sur limon sableux (SEURRE 3)

Les données de la porosimétrie au mercure montrent assez peu de différences entre les horizons A et B de ce sol à texture équilibrée. On note en effet une assez faible microporosité et une mésoporosité bien marquée, axée d'une part vers 1 à 5 μm et d'autre part vers une classe de pores plus grossiers proches de 30 μm surtout représentée dans l'horizon A_2 .

4) Sol sur limon (SEURRE 4)

Une constante de l'espace poral sur l'ensemble des horizons de ce profil semble être une **gamme de pores centrée autour de 1 μm** (0,1 à 5 μm environ), à la limite entre micro et mésoporosité. On peut penser qu'elle est due à **des vides d'entassement** d'un squelette de type limon fin qui caractérise le A_2 mais que l'on trouve également dans le B_{2t} , en particulier dans les zones dégradées. **La macroporosité fine et moyenne** varie beaucoup quantitativement d'un horizon à l'autre mais elle est toujours axée sur **une classe dominante : 100 - 500 μm** . Il s'agit de nombreuses **cavités** de forme irrégulières (orthocavités) et chenaux dans l'horizon A et plutôt de cavités régulières revêtues de cutanes (métacavités) dans l'horizon B_{2t} . Quant à la **macroporosité grossière**, elle est très irrégulièrement répartie :

- l'horizon A_p n'en contient pratiquement pas ; il est de structure massive ;

- les horizons A_2 et A_{2Bg} possèdent, en revanche, surtout le A_2 , une très forte représentation de la classe grossière constituée de très grandes cavités de l'ordre de 1 à 5 mm de forme assez régulière subarrondie ou allongée qui paraissent être, en majorité, des chenaux d'origine

biologique. Il existe en outre un important réseau de **fines fissures**.

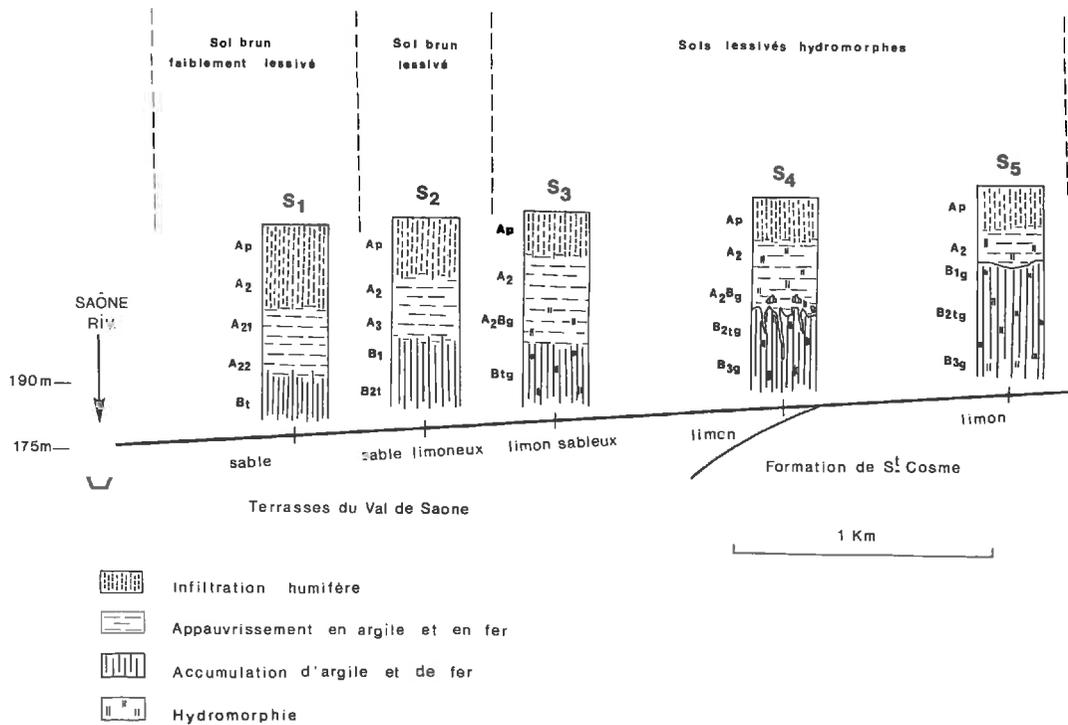
5) Sol sur limon fortement différencié (SEURRE 5)

Les résultats de la porosimétrie au mercure indiquent, dans l'horizon A_2 une faible microporosité et une très forte mésoporosité comprise entre 1 et 5 μm . Il s'agit vraisemblablement de vides d'entassement du squelette à dominante de limon fin. Dans le B_{2t} , cette mésoporosité subsiste encore, un peu plus fine, mais s'atténue ; une microporosité fine proche de 100 Å apparaît ensuite, liée au développement important de la phase argileuse.

C) SCHEMA DE SYNTHESE

La Figure II-14 a pour objet de présenter de façon synthétique les différents aspects de la séquence de SEURRE. A travers les cinq profils qui la caractérisent, cette séquence représente, en effet, un modèle naturel in situ des variations granulométriques, pédologiques et hydrodynamiques rencontrées dans le système de terrasses fluviales du bassin de la SAONE. Au terme de ce chapitre, il est possible d'ajouter qu'elle constitue également une séquence sur le plan des caractéristiques dimensionnelles du système poral puisque, dans les grandes lignes, la porosité des sols est de plus en plus fine quand on passe du profil SEURRE 1 au profil SEURRE 5.

Fig. II - 14 : Présentation schématique des sols de la séquence de SEURRE.



CONCLUSIONS

Dès le début de ce travail, nous avons mis l'accent sur l'existence de deux grands types de formations sableuses : les sables d'arènes issus de l'altération en place des roches primaires silicatées et les sables de transport, d'origine allochtone, déposés lors d'une phase de sédimentation. De fait, toutes les données acquises dans cette dernière partie concourent à différencier les sols sur arènes et les sols de terrasses fluviales. Ces différences portent sur trois points essentiels : le type d'évolution pédologique, les caractéristiques du squelette ; l'origine; la nature et les caractéristiques de l'espace poral.

LES SOLS SUR ARENES

- Ces sols, bruns acides à profil de type A (B) C, issus de l'altération d'une roche primaire silicatée sont toujours caractérisés par une **argilification croissante de bas en haut des profils**. L'intensité de celle-ci dépend, en général de la composition minéralogique de la roche mère et notamment de sa teneur en **minéraux altérables**, essentiellement plagioclases et biotites. Elle dépend, également, dans le cas des micaschistes du **pendage des couches**. Ainsi, une schistosité sub-verticale favorise l'altération et surtout les départs de matière, tandis qu'une schistosité sub-horizontale conduit à une très forte argilification du sol.

- Le squelette des sols sur arènes est constitué spécifiquement des **minéraux ayant résisté à l'altération**, essentiellement quartz, feldspaths potassiques et muscovites. Dans les granites, ces minéraux sont à dominante quartzo-feldspathique et dans les micaschistes et gneiss, de nature quartzo-micacée. Dans tous les cas, **les grains ont conservé approximativement la forme des minéraux primitifs**, de type anguleux pour les quartz et feldspaths et aplati pour les micas blancs. En revanche, ils montrent en général, une diminution de taille de bas en haut des profils par suite des phénomènes de fragmentation et de dissolution. Globalement, on observe des **relations étroites entre**

la taille des minéraux de la roche et la granulométrie des squelettes. Ainsi, le squelette est sablo-graveleux dans les granites et gneiss et plutôt sableux à sablo-limoneux dans les micaschistes.

- L'espace poral présente un certain nombre de caractéristiques bien spécifiques.

Au point de vue quantitatif, on observe toujours :

- **une augmentation de la porosité totale de bas en haut des profils**, liée à l'évolution de l'organisation, qui marque le passage à chaque type d'horizon : arène, horizons C, (B) et A.

- **des relations étroites entre la nature des roches mères et les niveaux de porosité.** Ainsi, les pegmatites présentent de faibles porosités, les granites à grain moyen et les gneiss, des porosités moyennes et la micaschistes de très fortes porosités, sauf dans les horizons argilliques.

Sur le plan qualitatif, **chaque type de sol est caractérisé par une classe de pores qui présentent une réelle continuité de nature, de forme et de taille d'un horizon à l'autre.** Dans les sols sur granite à grain moyen, il s'agit de grandes cavités supérieures au millimètre souvent reliées entre elles par de fines fissures et dans les sols sur micaschistes à pendage sub-vertical, d'un réseau de petites cavités de forme très irrégulière et de taille comprise entre 30 et 100 μm . Il ne fait, aucun doute, que dans les deux cas, **elles ont pour origine, les cavités de vidage qui se créent dans les roches altérées en lieu et place des minéraux altérables, en particulier des biotites.** Parallèlement, il se développe une porosité fine et moyenne liée à l'apparition et à l'extension d'un domaine plasmique. Enfin, une porosité structurale et biologique caractérise les horizons A.

LES SOLS DE TERRASSES FLUVIATILES

- Ces sols sont tous marqués par une pédogenèse de type lessivé. Les profils A, B, C présentent une différenciation texturale de plus en plus accusée depuis les matériaux sableux jusqu'aux matériaux limoneux. Contrairement aux sols sur arènes, on observe **un gradient positif d'argile de haut en bas des profils.**

- Le squelette est constitué de **grains de quartz et feldspaths ayant subi des marques d'usure, et dont les formes sont en général émoussées**. Le choix des sols étudiés selon une séquence texturale dans un même contexte géomorphologique a conduit à des **squelettes de taille variées**. Ils comprennent deux pôles : l'un de sables purs bien triés, l'autre de limons faiblement sableux. Entre ces deux pôles, tous les intermédiaires existent, notamment sables limoneux et limons sableux.

- Malgré une grande diversité dans la granulométrie des divers horizons, horizons A à squelette dominant et horizons B enrichis en argile, **les porosités totales présentent une assez faible variabilité**. D'un profil à l'autre, elles sont très semblables dans les horizons A_2 où le squelette a pourtant des caractéristiques dimensionnelles très différentes, et dans les horizons profonds B_3 où leurs valeurs sont minimales. A l'intérieur de chacun des profils, on observe certaines variations verticales ; diminution des horizons A vers le B_{2t} dans les sols sableux peu différenciés, augmentation dans les sols lessivés sur limon.

En revanche, sur le plan qualitatif, les caractéristiques de l'espace poral sont très largement dépendantes de la nature et de la texture des horizons. Ainsi, dans les horizons A_2 et dans une moindre mesure dans les horizons B_{2t} , **on observe des relations étroites entre les caractéristiques dimensionnelles du squelette et celles des pores**. Par exemple, ces derniers qui sont des vides d'entassement intergranulaires que l'on peut assimiler aux "pores lacunaires" selon la terminologie de FIES (1984), présentent une classe dominante axée vers 50 à 100 μm dans les sables, 20 μm dans les sables limoneux et 1 μm dans les limons. Il s'y ajoute dans les horizons B, une microporosité fine liée à la phase argileuse et d'importants réseaux de fines fissures.

Ainsi donc, il apparaît au terme de cette Ière partie que dans les sols riches en squelette, qu'ils soient issus de l'évolution en place d'une roche mère silicatée ou développés à partir de matériaux transportés, les caractéristiques de l'espace poral sont en rapport étroit avec celles du squelette lui-même, notamment la nature et la taille des minéraux primaires. Toutefois, compte-tenu des techniques utilisées, le rôle des critères morphologiques est peu apparu ; c'est pourquoi l'objectif principal de l'étude expérimentale conduite dans la IIe partie sera de préciser le rôle spécifique de la forme du squelette dans le déterminisme de l'espace poral.

Deuxième Partie

ETUDE DE LA POROSITE TEXTURALE

DONNEES EXPERIMENTALES

INTRODUCTION

La première partie de ce mémoire nous a permis de mettre en évidence l'influence de l'origine et de l'histoire géologiques, de la nature pétrographique et de la composition minéralogique des roches ainsi que celle de leur évolution pédogénétique sur l'organisation des sols et les caractéristiques de leur espace poral. Ainsi, pour ce qui concerne les sols développés sur roches primaires, granites, gneiss et micaschistes, le pendage, la proportion de minéraux altérables, la nature, la forme et la taille des minéraux résistants sont autant de facteurs déterminants. De même, pour les sols sur matériaux transportés des terrasses fluviatiles, l'intensité de l'illuvation et la granulométrie ont une très grande importance.

Dans tous les cas, les caractéristiques du squelette minéral, issu de ces évolutions, paraissent jouer un rôle fondamental.

Afin de préciser ce rôle et d'en aborder les différentes modalités, en particulier sur le plan de la porosité des sols, nous proposons dans cette deuxième partie de procéder en trois étapes :

- Dans une première étape (chapitre III), nous caractériserons différents types de populations sableuses, les fractions sableuses étant les plus représentatives du squelette minéral. Divers aspects seront étudiés, en mettant l'accent en particulier sur l'importance des critères morphologiques ;

- Dans une seconde étape (chapitre IV), nous aborderons l'analyse du comportement du squelette sableux en association avec un plasma. Elle se fera par l'intermédiaire d'une étude expérimentale de la porosité de mélanges sables-argile envisagée sous le triple aspect de l'incidence de la forme des sables, de l'étalement granulométrique des populations sableuses et des proportions respectives de sable et d'argile dans les mélanges ;

- Enfin, une troisième étape (chapitre V) nous conduira à l'étude de la porosité de divers sols sableux, c'est-à-dire des matériaux naturels constitutifs des horizons de chacun des 10 profils-types envisagés au cours de la première partie. Ainsi sera abordée la notion de "porosité texturale" (FIES, 1978) caractérisant spécifiquement l'organisation des constituants dans un matériau, indépendamment de l'histoire qu'il a pu subir.

CHAPITRE III

LA POROSITE DE SYSTEMES SABLEUX EXPERIMENTAUX

"SQUELETTE SEUL"

A) CARACTERISATION DES POPULATIONS SABLEUSES ETUDIEES

I - NATURE ET TAILLE DES POPULATIONS

a) Nature

Afin d'aborder l'étude du squelette sableux dans toute sa diversité, il convenait de choisir un certain nombre de populations sableuses représentatives de milieux naturels caractéristiques et aussi variées que possible par leur répartition géographique, leur origine pétrographique et leur nature minéralogique, enfin leur histoire géologique.

D'autre part, **la forme étant en ce qui concerne le squelette, un facteur essentiel**, nous avons pensé qu'il serait intéressant d'étudier conjointement aux sables **naturels**, des populations de particules **artificielles** se rapprochant de formes géométriques simples (sphères, formes anguleuses) susceptibles de conduire à des types d'empilement très différents vers lesquels pourraient tendre les populations sableuses naturelles.

Au total, huit populations ont été retenues (Pl. III-1)

- 2 populations de particules artificielles
 - . des microbilles en verre calibrées
 - . des quartz concassés anguleux, dits "quartz de Bordeaux"

- 6 populations de sables naturels, dont 2 correspondant à des sables transportés :
 - . d'origine marine et dunaire : sables de Fontainebleau
 - . d'origine fluviale : sables des terrasses récentes de la Saône (séquence de SEURRE)

et 4 à des sables en place :

- sable gréseux issus des formations triasiques du massif de la Serre, qui ont subi vraisemblablement une phase de transport avant leur consolidation sous forme de grès,
- sable d'arène granitique du massif de la Pierre qui Vire dans le Morvan (ST AGNAN),
- sable d'arène remanié sur migmatites du Moyen Vivarais,
- sable d'arène sur micaschistes du massif des Maures.

b) Taille

Après une attaque à l'eau oxygénée destinée à éliminer les traces de matières organiques, puis une dispersion à l'hexamétaphosphate Na de façon à bien séparer les différents constituants, les échantillons naturels ont subi une série de lavages à l'eau avec décantations successives. Puis, dans le but de limiter l'effet dispersion lié à la taille des particules et de mettre l'**accent sur leur forme**, ces différentes populations ont été **sélectionnées entre des tamis de maille carrée et d'ouverture 100 et 160 µm**. Elles sont donc totalement incluses dans la classe granulométrique des sables fins.

II - CONSTITUTION MINÉRALOGIQUE

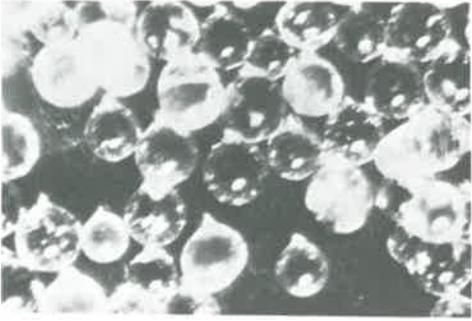
a) Méthode

L'analyse a été réalisée, uniquement sur les sables naturels, par la méthode de TAMM et LEENHER modifiée par DUCHAUFOR (1960) dite de l'analyse minéralogique sommaire. Cette technique essentiellement densimétrique pratiquée sur les fractions sableuses non calcaires permet de séparer les minéraux en 6 groupes.

On sépare d'abord les micas comme suit : le sable est répandu en faible quantité sur une plaque inclinée très polie ; de petits coups secs font rouler les autres minéraux vers le bas, tandis que les micas restent sur place.

Puis, on immerge successivement les sables dans des liqueurs de densité 2,68 (bromoforme + benzène) et 2,9 (bromoforme) pour obtenir 3 fractions ainsi composées :

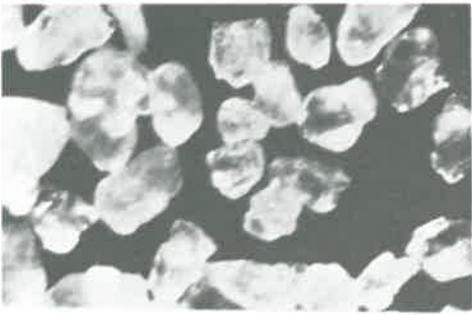
Planche III-1 : Populations sableuses étudiées



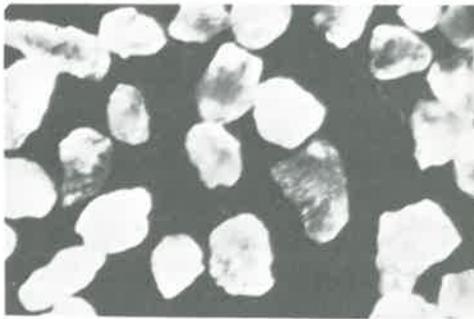
Billes



Bordeaux



Fontainebleau



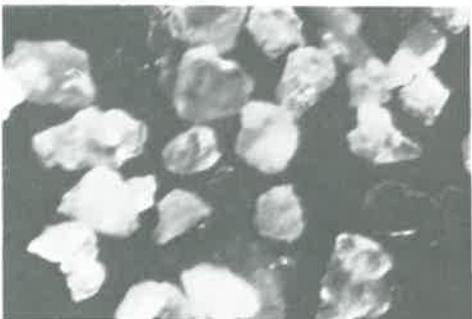
Saône



Serre



Morvan



Vivarais



Maures

- fraction légère (inf. à 2,68) : quartz, feldspaths K et Na,
- fraction moyenne (entre 2,68 et 2,9) : feldspaths plagioclases Ca,
- fraction lourde (sup. à 2,9) : minéraux lourds et oxydes de fer.

La détermination a été réalisée sur un échantillon de 5 g. Un examen des différentes fractions à l'aide d'un microscope stéréoscopique nous a permis de préciser leur nature minéralogique.

b) Résultats et commentaires

La composition minéralogique des différents échantillons est présentée dans le tableau III-1. De l'examen de ce tableau, il ressort que :

Tableau III- 1 : Composition minéralogique des sables (100 - 160 µm).
(Les minéraux lourds ont été déterminés par F. K. SEDDOH).

Populations	Fraction "micas"		Fraction légère d < 2,68		Fraction moyenne 2,68 < d < 2,9		Fraction lourde d > 2,9	
	%	Minéraux	%	Minéraux	%	Minéraux	%	Minéraux
Fontainebleau	0		99,6	quartz	# 0		0,4	tourmaline disthène épidote andalousie
Saône	0		97,8	quartz feldspaths K quelques plagioclases	0,4	quelques micas plagioclases	1,8	hornblende verte épidote tourmaline
Serre	0		99,4	quartz quelques feldspaths	0,4	plagioclases quelques feldspaths K quelques chlorites	0,2	tourmaline zircon épidote
Morvan	11	biotite muscovite	84,4	quartz feldspaths plagioclases	4,2		0,4	apatite minéraux opaques
Vivaraïs	19,6	biotite muscovite	79,2	quartz feldspaths quelques plagioclases	0,8	plagioclases quartz concrétions Fe	0,4	biotite grenat sillimanite tourmaline
Maures	71,6	biotite muscovite	21,2	quartz feldspaths micas	0,6	feldspaths micas	6,6	tourmaline zircon

- la fraction lourde, celle des minéraux lourds, extrêmement intéressante du point de vue qualitatif pour le géologue, revêt pour nous du point de vue de son rôle quantitatif en tant que squelette minéral, une importance très minime. Elle est en effet dans 4 cas, inférieure à 0,5 % et atteint un chiffre exceptionnellement élevé, (6,6 %) dans le cas des Maures ;

- la fraction moyenne composée de minéraux assez disparates est, elle aussi, pratiquement négligeable du point de vue quantitatif. Nous n'en tiendrons pas compte ;

- les 2 autres fractions, fraction légère et fraction "micas", en revanche, sont caractéristiques. Des comptages particuliers ont alors permis de préciser leur contenu (tableau III-2).

Tableau III - 2 : Comptage de grains dans la fraction "micas" et la fraction légère.

	Fraction « micas »						Fraction légère			
	Biotite		Muscovite		autres minéraux non micacés		Quartz		Feldspaths	
	nombre	%	nombre	%	nombre	%	nombre	%	nombre	%
Fontainebleau							100			0
Saône							266	89	32	11
Serre							112	96	4	4
Morvan	84	21	45	11	269	68	138	79	37	21
Vivarais	163	73	35	16	24	11	207	78	57	22
Maures	52	32	111	68	0	0	168	78	49	22

A partir de là, les échantillons se répartissent en 3 groupes de populations :

- . une population est homogène : Fontainebleau ;
- . deux populations sont très peu hétérogènes : Saône et Serre qui contiennent une forte majorité de quartz et une faible minorité de feldspaths et micas,
- . trois populations sont très hétérogènes : Morvan, Vivarais et Maures qui renferment, en particulier, à côté des quartz et des feldspaths, des minéraux phylliteux ; la proportion de micas est variable, relativement faible pour Morvan (10 %) et Vivarais (20 %), forte pour Maures (70 %).

En fait, pour ce qui concerne ce travail, où seul importe l'aspect stérique des grains considérés comme éléments du squelette d'un assemblage, le facteur essentiel réside dans l'incidence de la nature minéralogique sur la forme du grain. Ainsi quartz et feldspaths, à tendance isométrique, peuvent être confondus ; de même le type de micas, biotite, muscovite

ou chlorite n'a pas d'incidence puisqu'on aboutit toujours à des particules fortement anisométriques. En revanche, **la proportion des micas dans les populations aura une très grande influence** et conditionnera directement le comportement global des populations Morvan, Vivarais et Maures.

Notons également, sur le plan des relations entre origine et histoire géologiques d'une part, et nature minéralogique d'autre part, que les **populations très hétérogènes sont toujours issues d'arènes**, donc de matériaux primaires, pratiquement en place (granite, gneiss, micaschistes), tandis que les **populations homogènes** proviennent ou bien de **matériaux secondaires** (grès), ou bien de **matériaux primaires transportés** (sables alluviaux ou marins).

A ce propos, il apparaît donc nécessaire de préciser les caractéristiques essentielles des terrains géologiques desquels ces sables sont issus, sur place ou après transport. On peut les résumer ainsi :

- Fontainebleau : les sables stampiens de la forêt de Fontainebleau sont constitués de quartz presque purs ;
- Saône : les matériaux sableux qui ont formé après transport certaines terrasses de la Saône, sont issus vraisemblablement des Vosges. Ils contiennent donc essentiellement les 2 minéraux qui résistent le mieux à l'érosion fluviale : le quartz et les feldspaths potassiques ;
- Serre : le grès vosgien est très quartzueux ;
- Morvan : le massif de la Pierre qui Vire situé dans le Morvan Nord est constitué par du granite à 2 micas dont l'arène contient du quartz, des feldspaths K, des plagioclases et des micaç (DEJOU, 1967) ;
- Vivarais : les migmatites ou gneiss à grain grossier sont des roches formées de quartz, de feldspaths potassiques et calciques, et accessoirement de biotite ;
- Maures : ces micaschistes ou schistes sériciteux contiennent une très forte proportion de micas (biotite et muscovite).

III - CARACTERISATION MORPHOLOGIQUE

a) Définitions et méthodes

Sous le vocable "morphologie des particules " sont inclus, en fait, quatre éléments distincts : la forme, la sphéricité, l'arrondi et l'état de la surface.

La forme exprime la relation globale existant entre les trois dimensions (grande, moyenne et petite) d'une particule. On peut distinguer ainsi trois principaux types de forme :

- compacte ou équidimensionnelle
- allongée
- aplatie

avec différentes catégories intermédiaires déterminées à l'aide des trois paramètres précédents sur un graphique triangulaire (SNEED et FOLK, 1958).

Deux techniques permettent d'étudier la morphologie des particules :

- la morphoscopie qui est l'observation ponctuelle des grains de sable à l'aide d'un microscope stéréoscopique ; elle apporte des données qualitatives sur leur forme, l'aspect et l'état de leur surface, dans le but essentiel de déterminer l'action spécifique des divers agents d'érosion.

- la morphométrie, qui tente de préciser cette forme par des mesures. Ainsi, les deux concepts de sphéricité et d'arrondi ont été étudiés par de nombreux auteurs : WENWORTH, POWERS, RILEY, WADELL, KRUMBEIN et CAILLEUX (CAILLEUX et TRICART, 1963) qui ont proposé différents indices pour les caractériser. Citons, par exemple, ceux définis par WADELL comme suit :

• l'indice de sphéricité :
$$is = \sqrt[3]{\frac{V_p}{V_{cs}}}$$

avec v_p = volume de la particule

V_{cs} = volume de la plus petite sphère circonscrite.

Une approximation de cette mesure ayant été donnée par la formule :

$$is = \sqrt[3]{\frac{LIS}{L_3}}$$

où L, I et S représentent les trois dimensions définies précédemment (grande, moyenne et petite).

• l'indice d'arrondi :

$$i_a = \frac{\text{moyenne des rayons de courbure des convexités du grain}}{\text{rayon du plus grand cercle inscrit dans le grain}}$$

La détermination de ces indices n'est pas simple, elle nécessite des mesures au micromètre-cible difficiles et longues à réaliser sur des sables proches de 100 µm.

Nous avons préféré dans le cadre de ce travail, utiliser la méthode morphométrique de KRUMBEIN et SLOSS qui permet de chiffrer les valeurs d'arrondi et de sphéricité (BREWER, 1964 ; VATAN, 1967).

L'indice d'arrondi de KRUMBEIN est obtenu en comparant le grain à étudier avec une charte graduée (fig. III-1) qui se compose de dessins de grains présentant les indices de WADELL précédemment définis, l'indice de sphéricité du grain étant le rapport des images (projection sur un plan) de la largeur sur la longueur.

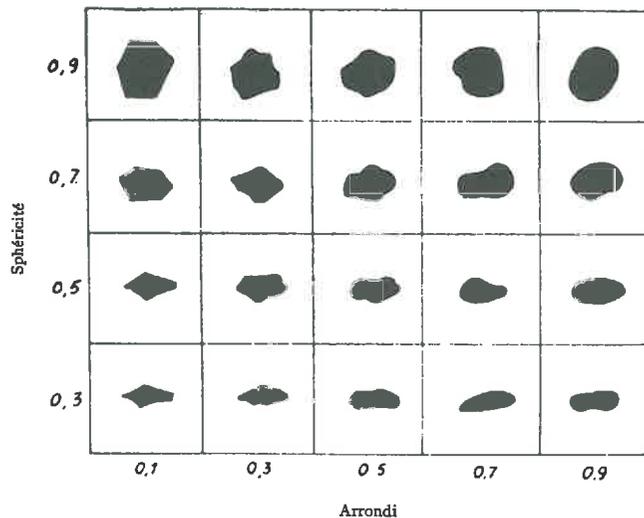


Fig. III - 1 : Charte visuelle pour l'estimation de l'arrondi et la sphéricité des grains de sable.

A l'aide de cette charte visuelle d'usage commode, nous avons pu caractériser de façon assez précise chacune des populations de sables en opérant des comptages statistiques de formes sur environ 100 grains.

b) Observation morphoscopique

L'étude morphoscopique a été réalisée sur les grains de quartz, les feldspaths ayant des formes d'usure à peu près semblables et acquises presque aussi vite que pour ces derniers. Il existe 3 types fondamentaux de quartz bien connus (CAILLEUX, 1963) :

- les émoussés-luisants : contour général à angles émoussés ou même arrondis, surface brillante. Ce sont des grains usés dans l'eau, à la suite d'un long frottement avec roulement,
- les ronds-mats : contour général émoussé ou rond, plus rond en moyenne que dans le cas précédent - surface entièrement dépolie ; ils résultent d'une longue usure par chocs dans l'air sous l'effet du vent,
- les non-usés : contours anguleux - les faces sont des cassures qui peuvent être lisses ou ternes.

L'étude, en particulier à l'aide de courbes morphoscopiques, de ces 3 types fondamentaux et de leurs variantes et transitions permet de déterminer l'action des agents naturels dans leur façonnement et leur histoire géologique. Mais tel n'est pas le but de ce travail essentiellement destiné à préciser les formes des grains, éléments de squelette pouvant former des types d'assemblages différents.

Les diverses observations sont rassemblées dans le tableau III-3.

Tableau III-3 : Caractères morphoscopiques des quartz (Fraction d < 2,68).

Populations	Formes	Type	Origine
Fontainebleau	Forte majorité à angles très arrondis Quelques-un non arrondi à angles émoussés	Emoussés luisants	Sables marins et dunaire
Saône	Majorité à angles arrondis Nombreux assez anguleux	Emoussés luisants et peu usés	Sables fluviaux moins usés que les sables marins
Serre	Angles assez émoussés Quelques anguleux	Emoussés luisants et non usés	Arène gréseuse formée de quartz peut-être préalablement usés
Morvan	Forte majorité très anguleux	Non usés	Arène granitique en place
Vivaraïs	A angles assez émoussés Assez anguleux	Emoussés luisants et non usés	Arènes sur migmatites

Elles confirment ainsi dans le cas des **populations Fontainebleau et Saône** que nous sommes en présence en majorité de **grains émoussés-luisants** ayant subi un transport par l'eau, marin dans le premier cas, fluviatile dans le second. D'autre part, la morphologie des grains et leur forme d'usure sont plus régulières pour Fontainebleau où il s'agit d'une population homogène de quartz que pour Saône où les autres minéraux, anisotropes, sont nombreux, en particulier les feldspaths potassiques.

Pour les trois autres populations issues d'arène granitique et gréseuse où les **grains non usés** sont plus ou moins dominants, on peut affirmer qu'il s'agit d'un matériau strictement en place pour Morvan, mais plus hétérogène quant à son histoire géologique et sans doute un peu remanié pour Vivarais et Serre.

c) Etude morphométrique

Comme l'analyse minéralogique et l'observation morphoscopique nous l'ont montré, les populations sableuses étudiées sont pour la plupart hétérogènes. Elles comportent donc des grains de sables de morphologie variée que l'on a pu rattacher à certains grands types en ce qui concerne notamment les quartz et les feldspaths. L'utilisation de la charte visuelle de KRUMBEIN et SLOSS va donc nous permettre de caractériser chacune des particules non micacées d'une population donnée par les deux valeurs d'indice de sphéricité et d'arrondi. Par analogie, nous avons admis que les micas, particules aplaties et anguleuses, dont le rapport longueur sur épaisseur est généralement considéré comme voisin de 1/10, avaient tous une valeur de 0,1 pour les indices de sphéricité et d'arrondi. Cette décision est en grande partie justifiée par les résultats d'une étude au MEB de PARK et PILKEY (1980) concernant l'importance du milieu sur l'arrondi et les textures de surface des grains de micas détritiques. Les auteurs y indiquent que, dans un sol granitique les grains ne montrent pas d'abrasion et ont des contours anguleux et irréguliers, alors que dans un sable fluviatile, l'arrondi des grains est en général très léger, la plupart étant de forme très anguleuse. De cette façon, il nous est possible de représenter statistiquement les six populations de sables naturels par des histogrammes de fréquence (fig. III-2). L'analyse de ces données conduit aux commentaires suivants:

- Indice de sphéricité

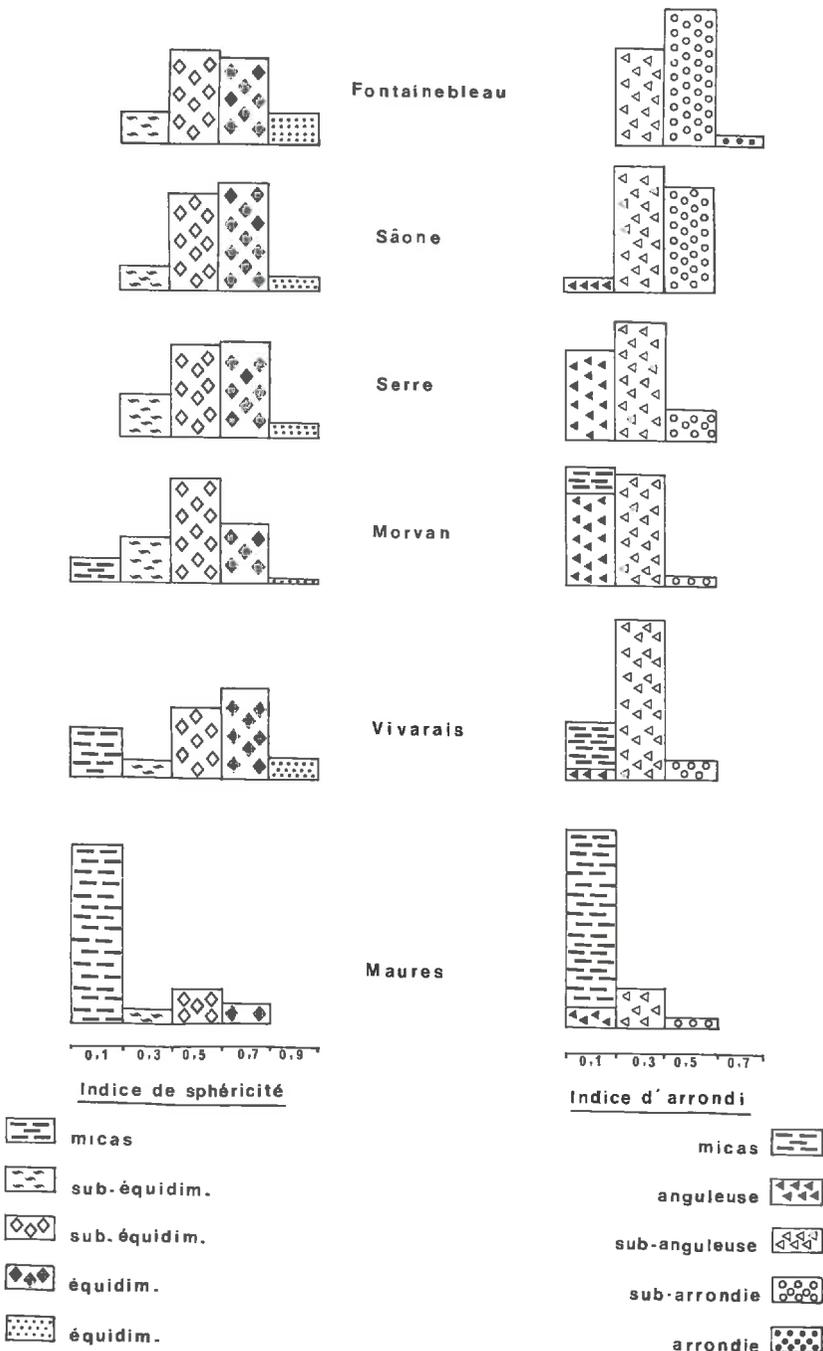


Fig. III - 2 : Histogrammes de fréquence des particules sableuses en fonction des valeurs d'indice de sphéricité et d'arrondi.

- trois populations (Fontainebleau, Saône et Serre) présentent des histogrammes assez semblables, avec près de 80 % des grains se situant dans les valeurs moyennes d'indice 0,5 et 0,7. Par référence avec les travaux de SNEED et FOLK (1958), nous les qualifierons de **sub-équidimensionnelles**. Les particules complémentaires étant plutôt équidimensionnelles (indice 0,9) pour Fontainebleau et sub-aplaties (indice 0,3) pour Saône et surtout Serre,

. deux populations (Morvan et Vivarais) ont une distribution très **étalée** avec une certaine proportion de particules aplaties (micas, indice 0,1) et très peu d'équidimensionnelles,

. enfin Maures, population essentiellement micacée, se distingue nettement des autres avec une forte dominante de **formes aplaties**.

- Indice d'arrondi

Les 6 populations sont assez nettement différenciées. Toutefois un examen comparatif des histogrammes permet de les rassembler suivant trois pôles dominants :

. Fontainebleau et Saône présentent en commun une population relativement homogène qui contient plus de 95 % de grains d'indices 0,3 et 0,5 avec quelques-uns d'indice 0,9 pour Fontainebleau et quelques-autres d'indice 0,1 pour Saône.

. Serre, Morvan et Vivarais sont caractérisées toutes trois, à quelques différences de proportions près, par une dominante de grains d'indice 0,3, une quantité importante de grains d'indice 0,1 et une faible minorité de grains d'indice 0,5.

. Enfin, Maures contient 80 % de grains d'indice 0,1.

En présentant une charte visuelle des indices d'arrondi basée sur la photographie de grains de sables réels et très proches dans ses limites de celle de KRUMBEIN et SLOSS que nous avons utilisée, POWERS (1958) a proposé également une échelle d'arrondi dont il a défini les différents termes.

Nous reprendrons cette proposition avec une légère adaptation en définissant ainsi 4 différents degrés d'arrondi :

- indice 0,1 : anguleux
- 0,3 : sub-anguleux
- 0,5 : sub-arrondis
- 0,7 : arrondis

d) Discussion

Après avoir étudié l'hétérogénéité de forme des particules à l'intérieur des populations, que nous avons exprimée par des histogrammes de fréquence représentant la distribution des valeurs de sphéricité et d'arrondi, il est apparu souhaitable d'identifier chacune des populations par une ou des caractéristiques moyennes susceptibles de rendre compte globalement de la notion de forme.

Divers auteurs comme CAILLEUX, KRUMBEIN, TRASK, RIVIERE (cf. CAILLEUX, 1963) ont proposé pour cela un certain nombre d'indices numériques. Parmi les plus connus, nous citerons la médiane dont l'ordonnée est 50 % mais qui doit être accompagnée pour rendre compte de la distribution des 1er et 3è quartiles, abscisses dont les ordonnées sont respectivement 25 % et 75 %. Ces trois grandeurs obtenues par la méthode graphique, permettent en général une bonne caractérisation des populations. Dans le cas présent, avec seulement 3 ou 4 points pour déterminer une courbe, tout en souhaitant n'avoir qu'un seul indice numérique pour caractériser celle-ci, nous avons préféré, en ayant bien conscience de son imperfection, déterminer un indice numérique moyen de sphéricité et d'arrondi, obtenu pour chaque courbe en calculant la moyenne des indices élémentaires.

Tableau III-4 : Valeurs des indices moyens de sphéricité et d'arrondi des populations sableuses étudiées.

	Valeurs de sphéricité		Valeurs d'arrondi	
	Indice moyen	Désignation proposée	Indice moyen	Désignation proposée
Billes		équidimensionnelles		arrondies
Fontainebleau	0,595	sub-équidimensionnelles	0,427	sub-arrondies
Saône	0,590	sub-équidimensionnelles	0,378	sub-arrondies
Serre	0,560	sub-équidimensionnelles	0,294	sub-anguleuses
Vivarais	0,503	sub-équidimensionnelles	0,266	sub-anguleuses
Morvan	0,476	sub-équidimensionnelles	0,210	sub-anguleuses
Bordeaux	0,479	sub-équidimensionnelles	0,148	anguleuses
Maures	0,235	aplaties	0,148	anguleuses

Ce sont ces deux indices moyens qui figurent au tableau III-4 où nous avons également mentionné en parallèle les désignations proposées pour qualifier les différentes valeurs de sphéricité et d'arrondi, et ajouté les indices moyens des deux populations artificielles, déterminés pour Bordeaux à l'aide de la charte de KRUMBEIN et pour les billes en prenant les indices théoriques de la sphère $i_s = 1$ et $i_a = 1$.

On peut y remarquer que :

- l'indice moyen de sphéricité assez constant autour de 0,5-0,6, sauf pour Billes et Maures, décroît légèrement de Fontainebleau à Morvan, en particulier en liaison avec la présence de micas ; mais il s'agit dans tous les cas de populations à forme moyenne **sub-équidimensionnelle** .

- l'indice moyen d'arrondi est beaucoup plus variable. Il décroît régulièrement de 0,427 pour Fontainebleau à 0,148 pour Maures jalonnant ainsi tous les intermédiaires depuis les **formes sub-arrondies** jusqu'aux **formes anguleuses**. A noter que, mis à part les deux populations artificielles, il n'existe pas majoritairement dans la nature, du moins en ce qui concerne les populations étudiées, de formes extrêmes vraiment arrondies (indice 0,9) et franchement anguleuses (indice 0,1).

Conclusion : Si l'on s'efforce enfin, de faire une **synthèse de toutes ces données** pour désigner, globalement et commodément dans la suite de ce travail, chacune de ces populations, sur le plan morphologique (ce qui n'est pas sans intérêt en dépit de risques évidents d'imprécision, voire d'imperfection), nous proposerons les désignations et les regroupements suivants reportés dans le tableau III-5.

Tableau III-5: Dénomination des populations sableuses en fonction de leurs caractéristiques morphologiques moyennes.

Populations	Formes
- Billes	arrondies
- Fontainebleau	
- Saône	sub-arrondies
- Serre	
- Vivarais	sub-anguleuses
- Morvan	
- Bordeaux	anguleuses
- Maures	aplaties

Il faut bien noter cependant qu'une seule de ces populations Maures est caractérisée par sa forme globale, alors que toutes les autres de forme sub-équidimensionnelle le sont par les valeurs d'arrondi progressivement décroissantes dans l'ordre indiqué.

IV - CARACTERISATION PHYSIQUE

Les huit populations étudiées sont donc composées, pour la plupart de particules sableuses de formes variées que nous avons tenté de caractériser par les méthodes morphométriques. Il paraît donc probable, dans ces conditions, que les importantes différences de formes constatées doivent se répercuter sur d'autres caractéristiques des populations qui auront un rôle à jouer dans le mode d'organisation du squelette sableux seul, mais également lorsque celui-ci sera, comme dans les sols, associé à un plasma.

Nous avons ainsi pensé nécessaire de préciser les 3 éléments suivants :

- densité de population
- volume spécifique et volume élémentaire, susceptibles de rendre compte du phénomène d'encombrement du squelette,
- enfin surface spécifique et surface élémentaire qui commandent vraisemblablement les rapports squelette-plasma.

a) Densité de population

Elle mesure la quantité de particules par unité de poids de la population sableuse globale, soit n = nombre de grains/g. Le comptage statistique des grains sous microscope stéréoscopique équipé d'un réticule avec quadrillage $100 \times 1 \text{ mm}^2$ étant une manipulation longue et fastidieuse, et d'autre part, le poids de l'échantillon de grains comptés devant être relativement élevé pour limiter l'erreur relative due à la pesée, nous avons adopté un moyen terme en procédant à un comptage d'environ 2000 grains pour un poids de 5 à 10 mg. Les résultats obtenus sont reportés dans le tableau III-6, dont l'examen permet de distinguer trois groupes de populations :

- des sables à faible densité de population voisine de 200 à 230 000 grains par gramme. Ce sont dans un ordre croissant : Billes, Fontainebleau et Saône,

Tableau III-6 : Densité de population et volumes spécifique et élémentaire des populations sableuses étudiées.

Populations	Densité de solides	Nombre de grains par gramme - n	Volume spécifique Vs (en cm ³ /g)	Volume moyen élémentaire ve (en μm ³)
Billes	2,631	198 800	0,380	1 911 x 10 ³
Bordeaux	2,674	391 900	0,374	954 x 10 ³
Fontainebleau	2,647	199 300	0,377	1 895 x 10 ³
Saône	2,637	231 500	0,379	1 638 x 10 ³
Serre	2,614	319 300	0,382	1 198 x 10 ³
Vivarais	2,673	368 900	0,374	1 014 x 10 ³
Morvan	2,647	423 900	0,377	891 x 10 ³
Maures	2,776	745 000	0,360	483 x 10 ³

- des sables à **densité de population moyenne, comprise entre 320 000 et 420 000 grains par gramme**. Ce sont : Serre, Vivarais, Bordeaux et Morvan,

- un sable à **très forte densité de population**, presque cinq fois plus élevée que pour les Billes ; il s'agit de Maures avec **745 000 grains par gramme**.

A première vue, ces résultats peuvent paraître surprenants puisque toutes ces populations sableuses qui sont de densité réelle très proche (hormis Maures où celle-ci est plus élevée du fait de la forte teneur en fer) ont été soumises à un même tamisage dans une gamme de taille réduite (100 - 160 μm), qui en principe aurait dû garantir des densités de population voisines.

D'autre part, ce classement en trois groupes, ainsi que l'ordre des populations correspondent **exactement** à ceux proposés au chapitre précédent concernant les trois grands types de populations : arrondies, anguleuses, aplaties.

Ainsi, il semble bien exister un lien, même s'il est difficile à exprimer à l'aide d'une relation chiffrée, entre la forme et le nombre des particules constituant les populations. C'est en abordant la notion de volume moyen élémentaire que **nous** tenterons d'explicitier ce genre de constatations.

b) Volume spécifique et volume moyen élémentaire

La notion de **volume spécifique** exprime le volume réel occupé par 1 gramme de sables, soit :

$$V_s = \frac{P}{d_s}$$

Les densités de solide d_s étant peu différenciées, les volumes spécifiques ne le sont pas non plus, ainsi qu'on peut le constater au tableau III-6, c'est-à-dire que chacune des populations sableuses occupe à poids identique, un volume réel, ou exprimé différemment, un encombrement global, sensiblement équivalent.

En revanche, le quotient du volume spécifique V_s par le nombre de grains par gramme n , appelé **volume moyen élémentaire V_e** , et qui représente le volume réel occupé par la particule "type" de la population est évidemment très différencié et permet un classement des populations dans un ordre inverse de celui des densités de population (tableau III-6).

Ainsi, lorsque l'on passe des populations de formes arrondies aux sub-arrondies, sub-anguleuses puis anguleuses et surtout aplaties, on constate corrélativement **un accroissement de la densité de population et une diminution de l'encombrement moyen individuel des particules** ou, exprimé plus simplement encore, une augmentation du nombre de particules, lesquelles deviennent de plus en plus petites.

Pour expliquer ce phénomène qui n'est évidemment pas sans conséquence sur le plan des organisations élémentaires squelette-plasma, et ceci indépendamment des caractéristiques de l'espace poral, il est nécessaire de revenir à la méthode de sélection des populations sableuses, utilisées classiquement en Science du Sol. Il s'agit, rappelons-le, d'un tamisage entre 100 et 160 μm sur tamis à mailles carrées.

Envisageons ce qui se passe au niveau d'une maille de tamis pour les trois principaux types de formes : celui d'une bille sphérique, celui d'une plaquette de mica dont on peut assimiler la forme à un prisme droit à base carrée de faible épaisseur (1/10 du côté du carré), enfin celui d'une particule équidimensionnelle anguleuse, qu'on peut à la limite considérer comme un cube.

Ainsi que le montre le schéma ci-après (fig. III-3), les particules extrêmes qui traversent une maille de côté a sont :

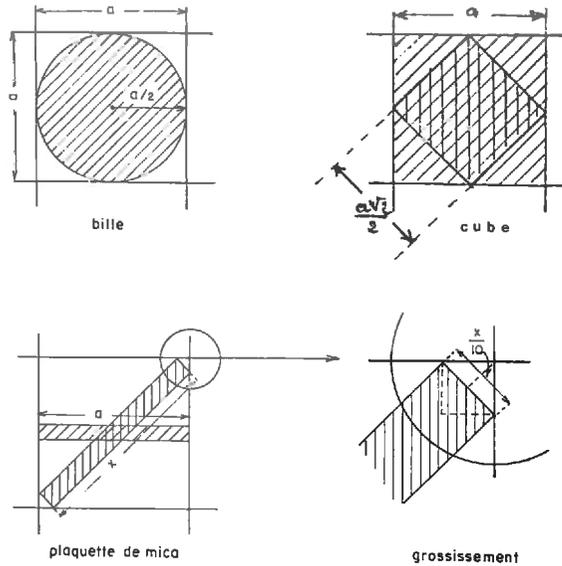


Fig. III - 3 : Dimensions maximales des particules sphériques, cubiques et aplaties qui traversent la maille du tamis.

1) une sphère de diamètre a, c'est-à-dire de volume v :

$$v = \frac{4}{3} \pi \left(\frac{a}{2}\right)^3 = \frac{4}{3} \times \frac{1}{8} \times 3,14 a^3 = 0,523 a^3$$

2) un cube :

- de côté a et de volume $v_1 = a^3$ s'il s'emboîte parfaitement dans la maille

- ou bien de côté $\frac{a\sqrt{2}}{2}$ et de volume $v_2 = \frac{a^3\sqrt{2}}{4} = 0,353 a^3$

s'il s'oriente perpendiculairement aux diagonales de la maille

3) un prisme droit à base carrée :

- de côté a et d'épaisseur a/10 s'il passe parallèlement aux côtés et de volume $v_1 = a \times a \times a/10 = 0,1 a^3$

- ou bien de côté x et d'épaisseur x/10 s'il passe suivant une diagonale, avec : $x + x/10 = a\sqrt{2} \Rightarrow 11x/10 = 1,414 a$

soit $x = 1,285 a$

et de volume : $v_2 = 1,285 a \times 1,285 a \times 0,128 a = 0,211 a^3$

En fonction de ces données, les particules sélectionnées entre les deux tamis 100 et 160 μm présenteront donc, selon les trois types de forme, les caractéristiques extrêmes suivantes :

	<u>Billes</u>	<u>Cubes</u>	<u>Plaquettes</u>
Plus grande particule traversant le tamis de 160 μm	diamètre 160 μm volume $2142 \times 10^3 \mu\text{m}^3$	côté 160 μm $4096 \times 10^3 \mu\text{m}^3$	côté 205 μm $864 \times 10^3 \mu\text{m}^3$
Plus petite particule refusée au tamis de 100 μm	diamètre 100 μm volume $523 \times 10^3 \mu\text{m}^3$	côté 70 μm $353 \times 10^3 \mu\text{m}^3$	côté 100 μm $100 \times 10^3 \mu\text{m}^3$

Il apparaît ainsi que les volumes de ces particules sont très variables : dans un **rapport de 1 à 4 pour les billes, mais nettement plus, 1 à 8-10 pour les cubes et les plaquettes.**

En outre, si l'on compare à ces données les volumes moyens élémentaires calculés des différentes populations, on se rend compte que ceux-ci se situent toujours à l'intérieur de la gamme obtenue, mais :

- plus proche des grandes tailles pour les billes ($1911 \times 10^3 \mu\text{m}^3$) sans doute à cause de l'hétérogénéité de la population artificielle de départ ;
- plus proche des petites tailles pour les formes anguleuses (900 à $1000 \times 10^3 \mu\text{m}^3$) montrant ainsi que ces formes passent mal en s'ajustant sur les côtés des mailles ;
- pratiquement au milieu pour les plaquettes ($483 \times 10^3 \mu\text{m}^3$) qui passent indifféremment en travers ou en diagonale.

Ces résultats montrent aussi très clairement que, compte-tenu du mode de sélection utilisé, **l'encombrement moyen est environ deux fois moindre pour les formes anguleuses et quatre fois moindre pour les formes aplaties que pour les billes.**

c) Surface spécifique et surface moyenne élémentaire

La notion de **surface spécifique** est de première importance dans l'étude des solides divisés ; elle conditionne en particulier, les phénomènes

nes d'absorption. En Science du Sol, à ce titre, elle est un critère fondamental de caractérisation des différentes familles d'argile et s'exprime en m^2/g . Ainsi, S. HENIN, J. CHAUSSIDON et R. CALVET (1969) ont montré les relations étroites qui existent entre forme, dimensions et surface spécifique dans les minéraux argileux.

Dans le cas des sables, où les dimensions des particules sont beaucoup plus grandes (de l'ordre de $100 \mu m$), la surface spécifique est faible et s'exprime en cm^2/g ; sa détermination revêt pourtant un intérêt évident pour appréhender l'étendue des surfaces de contact entre les grains de squelette et le plasma argileux, aussi bien dans les modèles expérimentaux que dans les sols naturels, par exemple lors des phénomènes d'enrobage mis en évidence par FIES (1978).

La détermination des surfaces spécifiques par perméamétrie (ROUQUEROL, 1968) est basée sur la résistance rencontrée par un fluide s'écoulant à travers une colonne remplie du solide étudié. Il s'agit donc d'un phénomène dynamique faisant intervenir la perméabilité d'un solide.

Cette technique, dont le principe et la mise en oeuvre sont exposés en annexe I-5, nous permet d'obtenir des débits exprimés en cm^3 par heure, qui après application de la formule de Kozeny et en utilisant $k = 5$, nous conduisent à des valeurs de surfaces spécifiques des diverses populations de sables exprimés en cm^2/g . Les diverses étapes de ce calcul et une étude critique de la méthode ont été largement développées dans une précédente publication (CHRETIEN, 1971). Nous n'y reviendrons pas et présenterons directement les résultats obtenus (tableau III-7).

Tableau III-7
Surfaces spécifiques et élémentaires des populations sableuses étudiées

Populations	Surfaces spécifiques (en cm^2/g)	Surfaces moyennes élémentaires (en μm^2)
Billes	126,4	63 500
Bordeaux	259,6	66 200
Fontainebleau	196,4	98 500
Saône	216,4	93 400
Serre	325,6	101 900
Vivarais	435,6	118 000
Morvan	461,0	108 700
Maures	550,9	73 900

Il ressort de ces données que :

- la surface spécifique est très dépendante des types de sable. Par exemple, celle des schistes des Maures est 4 fois supérieure à celle des Billes,

- on peut classer les sables étudiés en 4 groupes :

- . à très faible surface spécifique voisine de $120 \text{ cm}^2/\text{g}$: Billes.
- . à faible surface spécifique voisine de $220 \text{ cm}^2/\text{g}$: Fontainebleau, Saône.
- . à moyenne surface spécifique entre 250 et $350 \text{ cm}^2/\text{g}$: Bordeaux, Serre.
- . à forte surface spécifique de 340 à $550 \text{ cm}^2/\text{g}$: Vivarais, Morvan, Maures.

On retrouve ici encore un classement des populations déterminé par la forme des particules avec des **surfaces spécifiques d'autant plus élevées que l'on passe des formes arrondies aux formes anguleuses, puis aplaties.**

Pour tenter d'expliquer ces importantes différences dans les valeurs des surfaces spécifiques des populations, il est possible de faire appel à deux hypothèses :

- d'une part, elles peuvent provenir des caractéristiques individuelles de forme des particules qu'il est classique d'approcher grâce à la notion de surface moyenne élémentaire,

- d'autre part, elles peuvent être dues à la grande variabilité dans le nombre de particules par gramme, ou densité de population, puisque l'on admet généralement que plus un solide est divisé, plus sa surface spécifique est grande.

Examinons successivement ces deux hypothèses.

1) Rôle de la forme

Les résultats qui figurent au tableau III-7 nous indiquent que la surface moyenne élémentaire (quotient de la surface spécifique exprimée en cm^2/g par le nombre de grains par gramme) varie relativement peu

d'une population à l'autre, le rapport étant toujours inférieur à 1/2. Assez curieusement, les deux populations qui ont les valeurs les plus faibles sont Billes et Maures, et les plus élevées sont celles des populations à formes anguleuses.

Pour expliquer ces constatations, examinons ce qui se passe pour les surfaces spécifiques élémentaires dans le cas des trois formes types :

- la surface d'une bille est :

$$S = \pi a^2 = 3,14 a^2$$

- celle d'un cube est :

-s'il s'emboîte parfaitement dans la maille : $S_1 = 6 a^2$

- s'il passe perpendiculairement aux diagonales :

$$S_2 = 6 \frac{(a\sqrt{2})^2}{2} = 6 \times \frac{2a^2}{4} = 3 a^2$$

- Enfin, la surface d'une lamelle de mica définie comme précédemment
- si elle passe parallèlement aux côtés :

$$S_1 = 2 a^2 + 4 \left(\frac{a}{10} \times a\right) = \frac{24 a^2}{10} = 2,4 a^2$$

- si elle passe dans la diagonale de la maille :

$$S_a = 2 \cdot (1,285 a^2) + 4 \cdot (1,285 a \times 0,128 a) = 3,96 a^2$$

Approximativement, on voit donc que les surfaces de ces particules diffèrent assez peu et sont de l'ordre de grandeur de $3 a^2$ pour les billes et les plaquettes de micas. Ce n'est qu'avec les cubes qu'elles peuvent atteindre statistiquement une valeur un peu supérieure ; d'où l'explication plausible des chiffres plus élevés obtenus avec les formes anguleuses.

Mais de toute évidence, ce n'est pas avec cette hypothèse que l'on peut expliquer les importantes différences constatées précédemment dans les valeurs des surfaces spécifiques, en particulier entre Billes et Maures.

2) Influence de la densité de population

Nous avons également tenté de relier les valeurs de surfaces spécifiques à celles des densités de population, ces deux variables pouvant logiquement être dépendantes l'une de l'autre.

Les calculs statistiques nous ont montré que cette liaison était très étroite, puisqu'il existe entre elles une équation de régression hautement significative :

$$S \text{ cm}^2/\text{g} = 0,721 n + 61,88$$

avec un coefficient de corrélation $r = 0,869$

La droite de régression correspondante est représentée sur la figure III-4. Ainsi, on peut en conclure que si les surfaces spécifiques varient tellement en fonction des populations, en particulier de la forme de leurs particules, c'est essentiellement parce que les **densités de populations sont très différentes**. Il s'agit donc d'une conséquence indirecte de l'incidence de la forme des particules, liées en partie au mode de sélection par tamisage.

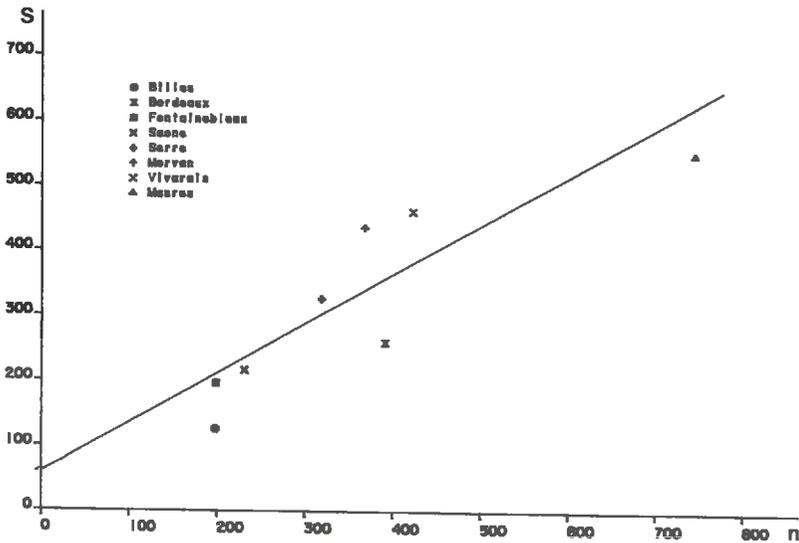


Fig. III - 4 : Relations entre la surface spécifique et la densité de population.

B - ETUDE DE LA POROSITÉ DES MASSIFS SABLEUX

a) Définitions

Après avoir présenté les caractéristiques des populations sableuses, il est nécessaire d'envisager comment se réalise l'assemblage de leurs différentes particules constitutives. Dans les solides divisés, ce dernier ménage toujours entre les particules un espace poral qu'il faut absolument préciser. La porosité permet cette caractérisation d'un point de vue quantitatif. Dans un nécessaire souci d'harmonisation, nous exprimerons celle-ci, comme pour l'ensemble des déterminations effectuées dans ce mémoire, en indice des vides e .

Par ailleurs, l'arrangement d'un ensemble de particules ne s'effectue pas toujours de la même façon. Il est fonction en effet des modalités présidant à sa mise en place, lesquelles peuvent se matérialiser par l'intervention d'un certain nombre de contraintes (FIES, 1976). Dans les sols, ces contraintes sont principalement de deux types :

- des contraintes mécaniques,
- des contraintes hydriques.

Ainsi, afin d'avoir plusieurs niveaux de référence pour l'interprétation des porosités des modèles expérimentaux et des sols dans la suite de ce travail, nous avons choisi de mesurer sur l'ensemble des populations sableuses, trois valeurs de porosité :

- la porosité à l'état sec sans contrainte physique,
- la porosité à l'état sec avec contrainte physique de type tassement,
- la porosité à l'état humide sans contrainte physique.

b) Mesures de densités

La détermination de la porosité nécessite des mesures de la densité de solide et de la densité apparente.

La mesure de la densité de solide ne pose pas de problème. Elle a été réalisée, comme pour les sols, à l'aide d'un pycnomètre à eau de Regnault de 25 cm³ en utilisant des échantillons de 3 g environ et après dégazage d'une demi-heure sous cloche à vide. Toutes les mesures ont été effectuées en double.

En revanche, la détermination de la densité apparente de matériaux non cohérents comme des massifs sableux ne peut pas se faire à l'aide des techniques habituelles que nous utiliserons par la suite, densité de mottes, par exemple. Dans ce cas, en effet, il convient de mesurer le poids d'un matériau donné encombrant un récipient de volume connu ; mais il faut prendre un certain nombre de précautions, liées, en particulier, au mode de remplissage du récipient et à l'homogénéité du mélange (FIES, 1978). Cette mesure fut réalisée selon un protocole simple et constant. Le sable est introduit dans un petit récipient dont nous avons mesuré le volume (23,60 cm³) par pesée après remplissage avec de l'alcool éthylique en raison de la quasi-absence de ménisque. On pèse le récipient rempli de sable et on calcule la densité apparente. Des doubles ont toujours été exécutés pour la détermination de chacune des densités apparentes.

Trois porosités ont été ainsi mesurées sur les sables :

- une **porosité à sec "sans tassement"** obtenue par remplissage du récipient avec précaution à l'aide d'une spatule, puis rasage de la surface et pesée. L'opération a été répétée 4 fois pour chacune des populations,
- une **porosité à sec "avec tassement"** mesurée après passage sur un vibreur (appareil à tamiser), le récipient étant rempli de sable, recouvert d'un couvercle, soumis à une vibration de faible intensité pendant une minute, puis rempli à nouveau ; ceci 5 fois de suite ou plus jusqu'aux limites possibles du remplissage. La porosité ainsi mesurée correspond à un état d'équilibre dans les conditions de l'expérience, puisque sa valeur n'est pas modifiée par la poursuite du même traitement,
- une **porosité à l'état humide** obtenue dans les mêmes conditions que la première, mais en utilisant des sables contenant 30 % d'eau, quantité retenue à l'usage conférant au massif une certaine cohérence. On se rapproche ainsi du protocole de préparation qui sera utilisé par la suite pour la fabrication des modèles expérimentaux.

III - PRESENTATION DES RESULTATS

Les résultats ont été rassemblés dans le tableau III-8 qui traitera en plus des 8 populations précédemment étudiées (2 de sables artificiels et 6 de sables naturels), 2 populations dites "triées" qui ont pour but de représenter un ensemble de particules naturelles relativement homogène

sur le plan de leur nature minéralogique et par voie de conséquence de leur forme. Ainsi :

- la population dite "sub-anguleuse pure" correspond à Morvan à laquelle on a soustrait les micas,
- la population dite "aplatie pure" a été obtenue en éliminant les minéraux non micacés de Maures.

D'après le tableau III-8, les densités de solide des diverses populations sableuses sont relativement voisines, comprises entre 2,61 et 2,67, ce qui est normal puisqu'on y trouve toujours, essentiellement quartz et feldspaths. Seule, Maures se situe à un niveau plus élevé à cause de la présence dominante de micas riches en fer. Quant aux porosités, les résultats obtenus conduisent à divers commentaires que nous allons passer en revue.

Tableau III- 8 : Porosités des populations sableuses (100 - 160 µm), (exprimées en indice des vides e)

Populations	Densité de solide	à l'état sec sans tassement - P		à l'état sec avec tassement - Pt		à l'état humide sans tassement - Ph	
		Densité apparente	Porosité	Densité apparente	Porosité	Densité apparente	Porosité
Artificielles	Billes	2.631	63.7	1.744	50.9	1.563	68.3
	Bordeaux	2.674	122.5	1.524	75.5	1.490	79.5
Naturelles	Fontainebleau	2.647	91.9	1.656	59.8	1.527	73.3
	Saône	2.637	94.9	1.609	63.9	1.436	83.6
	Serre	2.614	126.9	1.429	82.9	1.274	105.2
	Vivarais	2.673	135.9	1.409	89.7		
	Morvan	2.647	152.8	1.290	105.2	1.200	120.6
	Maures	2.776	237.3	1.246	122.8	1.096	153.3
Triées	sub-anguleuse pures (Morvan moins micas)	2.647	151.0	1.271	108.3		
	aplaties pures (micas : Maures moins autres minéraux)	2.776	296.6	1.140	143.5		

a) La porosité "sans tassement" varie selon les populations dans des proportions considérables : 63.7 pour les Billes à 237.3 pour Maures ; elle atteint même 296.6 avec les sables micacés purs. (Tableau III-9). Elle croît d'ailleurs régulièrement des formes arrondies aux formes anguleuses puis aplaties, si bien que l'on observe une très bonne concordance avec les 5 classes de forme précédemment retenues. Si l'on regroupe les formes anguleuses et sub-anguleuses, il apparaît nettement différents ensembles bien distincts.

Tableau III-9
Relations entre les caractéristiques morphologiques des populations
sableuses et leur porosité

Formes	Populations	Porosité (e)
<u>1</u> arrondies	Billes	63,7 faible
<u>2</u> sub-arrondies	Fontainebleau Saône	91,9) 94,9) moyenne
<u>3</u> sub-anguleuses et anguleuses	Bordeaux Serre Vivarais Morvan sub-anguleuses pures	122,5) 126,9) 135,9) forte 152,8) forte 151,0)
<u>4</u> aplaties	Maures micas purs	237,3) 296,6) très forte

Il faut noter ici que les 10 % de micas présents dans la population Morvan n'ont pas d'incidence sur les valeurs de porosité (Morvan : 152.8 sub-anguleuses pures 151.0) ; en revanche, le fait d'éliminer les minéraux non micacés de Maures accroît encore sensiblement la porosité (296.6 au lieu de 237.3).

b) La porosité "avec tassement" est encore très différenciée en fonction des populations, mais l'écart entre les extrêmes Billes et Micas purs qui était précédemment de plus de 230 points se réduit maintenant à 90 points environ.

Quant à l'ordre de classement des populations, il reste exactement le même.

c) La porosité "à l'état humide" se situe pour chacune des populations, sauf pour ce qui concerne les Billes où elle est un peu supérieure à celle obtenue à l'état sec, à un niveau intermédiaire entre les deux précédentes. L'ordre de classement entre les différentes populations reste également identique.

IV - DISCUSSION

Les résultats précédents nous suggèrent que la porosité des

massifs sableux est soumise à deux types de variations :

- l'une liée directement à la **forme des particules**, qui fait que l'on observe des porosités régulièrement croissantes depuis les échantillons arrondis jusqu'aux populations aplaties en passant par les anguleuses,
- l'autre, observée pour chacune des populations et liée **au niveau de contrainte** auquel le massif sableux est soumis, qui modifie le **type d'assemblage des particules constitutives** et par là même le **volume de l'espace poral**.

Afin de préciser la nature de ces variations, nous avons tenté de les rattacher à une variable dont nous avons précédemment étudié le comportement, à savoir le volume moyen élémentaire v_e qui dépend de la forme des particules. Les calculs statistiques ont établi qu'une liaison étroite existait entre les deux variables sous la forme d'une régression linéaire. Son expression est différente, suivant qu'il s'agit de la porosité avec ou sans tassement.

- sans tassement, elle s'écrit (exprimée en indice des vides e) :

$$P = - 0,092 v_e + 242,9 \text{ avec } r = 0,906$$

- avec tassement :

$$P_t = - 0,043 v_e + 135,6 \text{ avec } r = - 0,932$$

La comparaison des deux droites de régression correspondantes (fig. III-5) qui ont des pentes et une ordonnée à l'origine différentes amène à proposer le schéma interprétatif suivant :

- d'une part, les porosités sont inversement proportionnelles au volume moyen élémentaire caractéristique des populations, c'est-à-dire à l'encombrement moyen individuel des particules, et ceci quel que soit le niveau de contrainte subi ;
- d'autre part, l'application d'une contrainte de tassement provoque sur l'ensemble des populations une diminution de porosité d'autant plus importante que le volume moyen élémentaire est plus petit et, par voie de conséquence, qu'elles ont des formes plus hétérométriques.

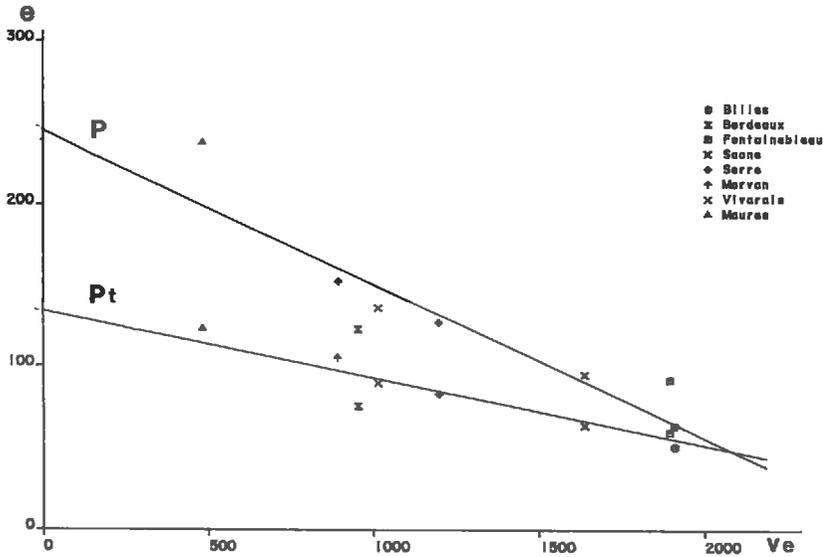


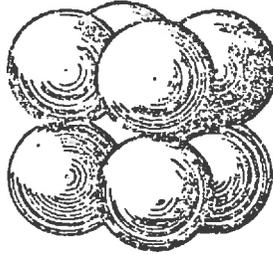
Fig. III - 5 : Relations entre les porosités "sans tassement" et "avec tassement" et le volume moyen élémentaire.

Pour ce qui concerne la porosité à l'état humide, on peut penser que la présence d'un film d'eau entre les particules crée un effet "lubrifiant" qui entraîne également une modification de l'assemblage et se traduit toujours par une diminution de porosité ; mais dans le cas présent, elle semble moins importante que lors du tassement. Nous verrons plus loin que cette donnée est intéressante à considérer comme point de départ dans l'évolution de la porosité des modèles expérimentaux pauvres en argile.

1 - C'est seulement dans le cas des Billes assimilées à des sphères, que nous pouvons envisager une approche de leur mode d'empilement. Il existe en effet 6 types d'assemblages systématiques de sphères correspondant seulement à 4 niveaux de porosité (fig. III-6). Parmi ceux-ci, l'assemblage le plus lâche est de type cubique (type cubique simple des cristallographes) avec $e = 90,9$ et le plus serré de type rhomboédrique (type hexagonal compact des cristallographes) avec $e = 35,0$. Or, nos mesures de porosité, effectuées il est vrai sur des particules qui ne sont pas strictement unidimensionnelles (100 à 160 μm) ont donné pour les Billes $e = 63,7$ pour la porosité sans tassement et $e = 50,9$ pour la porosité avec tassement, c'est-à-dire des valeurs intermédiaires entre celles des types d'assemblage

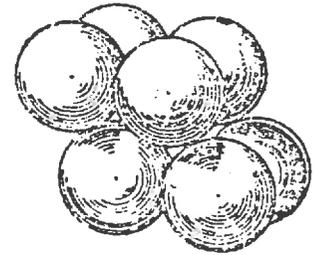
précédents. Dans le cas de la porosité sans tassement, on peut penser que l'arrangement est en majorité du type orthorhombique dont la porosité correspondante est $e = 65.4$. Au contraire, avec tassement, on passe à un type d'empilement plus serré tendant vers le type tétragonal sphéroïdal de porosité $e = 43.3$.

Cubique



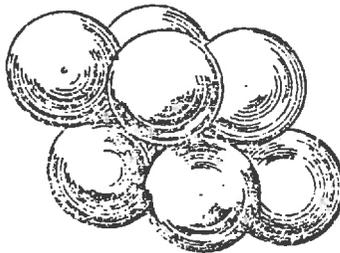
$P = 47,64$
 $e = 90,9$

Orthorhombique



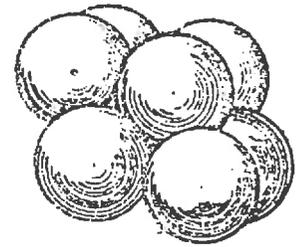
$P = 39,54$
 $e = 65,4$

Tétragonal-sphéroïdal



$P = 30,19$
 $e = 43,3$

Rhombodrique



$P = 25,95$
 $e = 35,0$

Fig. III - 6 : Types d'assemblage de sphères et porosités correspondantes.

2 - En ce qui concerne les autres populations de sables de formes complexes, il est bien difficile d'imaginer les types d'assemblage pouvant exister ; tout au plus peut-on envisager, à l'opposé des Billes, le cas des lamelles de micas des Maures qui réalisent vraisemblablement des empilements de type "château de cartes" avec une porosité très élevée comme nous l'avons constaté précé-

demment.

Enfin, ces types d'empilement différents, caractéristiques de chacune des populations, expliquent d'ailleurs tout-à-fait logiquement, qu'ils aient une sensibilité spécifique différente aux contraintes. Ainsi, par exemple, la diminution de porosité au tassement qui n'est que de 12 points environ pour les Billes, soit moins de 20 %, passe à plus de 150 points pour les micas purs, soit plus de 50 %.

Nous résumerons ces diverses interprétations en disant que la porosité des massifs sableux dépend de deux critères :

- **un critère d'encombrement**, constant pour une population donnée et qui dépend essentiellement des caractéristiques de forme de cette population,
- **un critère d'assemblage**, variable en fonction des contraintes subies, mais relié, lui aussi, plus ou moins directement aux formes.

C - SYNTHÈSE ET CONCLUSIONS

Le but essentiel de ce chapitre était de proposer une caractérisation des sables considérés en tant que squelette minéral du sol. Pour cela, partant de 8 populations de la taille des sables fins, dont 6 populations de sables naturels d'origine géologique et géographique variées, nous avons tenté de leur appliquer un certain nombre de techniques de nature très différentes.

En fait, il est apparu que la **forme des particules élémentaires** constituant les populations et dépendant d'ailleurs de leur nature minéralogique, elle-même liée à leur origine et à leur histoire géologiques, était le **critère de base** qui conditionnait tous les autres caractères, y compris les caractères d'assemblage, tels que la porosité.

Ainsi, à l'issue de l'étude morphologique, on est conduit à regrouper les 8 populations étudiées en 5 types présentant les caractéristiques de formes dominantes ci-après :

- **formes arrondies**
- formes sub-arrondies
- formes sub-anguleuses

- formes anguleuses
- formes aplaties

Les deux types extrêmes (formes arrondies et anguleuses) sont représentés par les populations artificielles, tandis que les populations naturelles se répartissent en **formes sub-arrondies pour les sables de transport**(Fontainebleau et Saône), **sub-anguleuses pour les sables d'arènes** (Serre, Vivarais et Morvan) et **aplaties pour les sables micacés** des Maures.

L'ensemble des résultats présentés dans le tableau III-10 fait apparaître les liens directs existants entre ces divers types de formes et certaines des caractéristiques mesurées sur les populations étudiées. Ainsi, lorsque l'on passe des formes arrondies aux formes anguleuses puis aplaties, on obtient des populations de plus en plus denses, des surfaces spécifiques de plus en plus élevées ; mais par contre un encombrement individuel des particules de plus en plus réduit. Parallèlement, la porosité d'assemblage s'accroît considérablement.

Tableau III-10 : Synthèse des résultats. Relation entre la forme des particules sableuses et les caractéristiques des populations.

	arrondies Billes	sub-arrondies Fontainebleau Saône	sub-anguleuses Serre Vivarais Morvan	anguleuses Bordeaux	aplaties Maures
Densité de population en 1000 grains/g	200	à 230	320	à 420	745
Encombrement moyen élémentaire (en 10 ³ μ ³)	1 900	à 1 640	1 200	à 900	480
Surface spécifique en cm ² /g	126	195 à 215	325 à 460	260	550
Porosité (en indice des vides e)	64	92 à 95	127 à 153	122	240

On peut remarquer par ailleurs, que si à chaque forme correspond un niveau assez net dans la valeur des caractéristiques précédemment désignées, les résultats peuvent se chevaucher entre certains types de forme voisine, arrondies et sub-arrondies, anguleuses et sub-anguleuses. En revanche, trois pôles distincts apparaissent : ils correspondent chacun d'eux à un groupe

de populations naturelles bien spécifiques, différenciées par leur nature minéralogique et/ou leur histoire géologique, à savoir :

- les sables sub-arrondis de transport
- les sables sub-anguleux d'arène
- les sables micacés

En définitive, nous disposons maintenant d'un certain nombre de données de référence concernant les squelettes sableux les plus typiques des milieux naturels ; et ce, à la fois sur le plan de leurs caractéristiques propres de forme, de volume et de surface et de celles relatives à leur mode d'assemblage. C'est sur elles que nous nous appuyerons par la suite pour envisager et expliquer le rôle du squelette sableux dans l'organisation des constituants et le déterminisme de l'espace poral des sols où sa présence est significative.

CHAPITRE IV

LA POROSITE DE SYSTEMES EXPERIMENTAUX

"SQUELETTE - PLASMA"

INTRODUCTION

Le squelette d'un sol, qu'il soit grossier de type sableux, ou plus fin de type limoneux, ne constitue jamais à lui seul la totalité de la fraction minérale. Il est toujours associé, en plus ou moins grande proportion, à un **plasma**, (PEDRO, 1984). Or, ces deux ensembles de constituants présentent sur le plan physique des caractéristiques très différentes :

- Individuellement les particules du **squelette**, quelle que soit leur taille, sont en général rigides, indéformables, insensibles aux contraintes hydriques ; elles jouent un rôle essentiellement stérique (encombrement). Mais, les massifs sableux peuvent globalement et suivant l'intensité des contraintes mécaniques, voire hydriques, présenter des empilements plus ou moins compacts, donc des porosités variables (cf. ch. III, B).

- A l'opposé, les constituants du **plasma** qui peuvent être minéraux ou organiques, bien cristallisés, cryptocristallins ou amorphes, sont eux, à la base des propriétés de gonflement et de structuration des sols du fait même qu'ils sont susceptibles de réagir très différemment suivant les conditions externes et/ou internes du milieu (caractéristiques hydriques, physico-chimiques, mécaniques...).

Dans ces conditions, il nous a paru indispensable avant d'entreprendre l'étude de l'organisation des sols naturels, d'analyser le comportement de modèles expérimentaux squelette-plasma. Cet aspect des choses a déjà été abordé par divers auteurs, notamment par FIES (1971, 1978), FIES, HENIN et MONNIER (1972) ainsi que STAPLE (1975), mais il s'attachait spécifiquement à l'étude du rôle du squelette vu sur le plan dimensionnel, alors que

l'approche expérimentale qui fera l'objet de ce chapitre a pour but essentiel de mettre en évidence l'incidence des caractéristiques morphologiques du squelette sableux.

A - PRESENTATION DES MODELES EXPERIMENTAUX

I - MATERIAUX D'ETUDE

Il s'agit de matériaux "artificiels", obtenus en mélangeant dans des proportions variables et selon un protocole constant et déterminé les huit populations sableuses précédemment caractérisées avec une même argile. Ce sont donc des mélanges **binaires** constitués d'un squelette sableux associé à un plasma spécifiquement argileux, à l'exclusion de toutes particules de la taille des limons.

a) Sables

Il s'agit des populations décrites dans le chapitre III, à savoir :

- deux populations de sables artificiels : Billes et Bordeaux

- six populations de sables naturels :
 - . de transport (Fontainebleau et Saône)
 - . d'arène (Serre, Vivarais, Morvan, Maures)

Dans un premier temps, afin de limiter l'effet dispersion lié à la taille des particules et de mettre l'accent sur leur forme, ces populations sableuses seront utilisées telles qu'elles ont été sélectionnées et caractérisées précédemment, soit avec des tailles comprises entre 100 et 160 μm , donc correspondant en totalité à la classe granulométrique des sables fins.

Dans une seconde phase, et afin de se rapprocher davantage des conditions naturelles, le squelette sera constitué par **l'ensemble** des fractions sableuses, c'est-à-dire présentant des dimensions comprises entre 50 μm et 1 mm. Ceci afin d'étudier l'incidence de l'étalement granulométrique ; **mais** en réalité, ce dernier n'est pas d'égale étendue suivant les différents échantillons comme en témoignent les histogrammes de distribution par classes de taille représentés sur la figure IV-1 à partir desquels on peut faire les commentaires suivants :

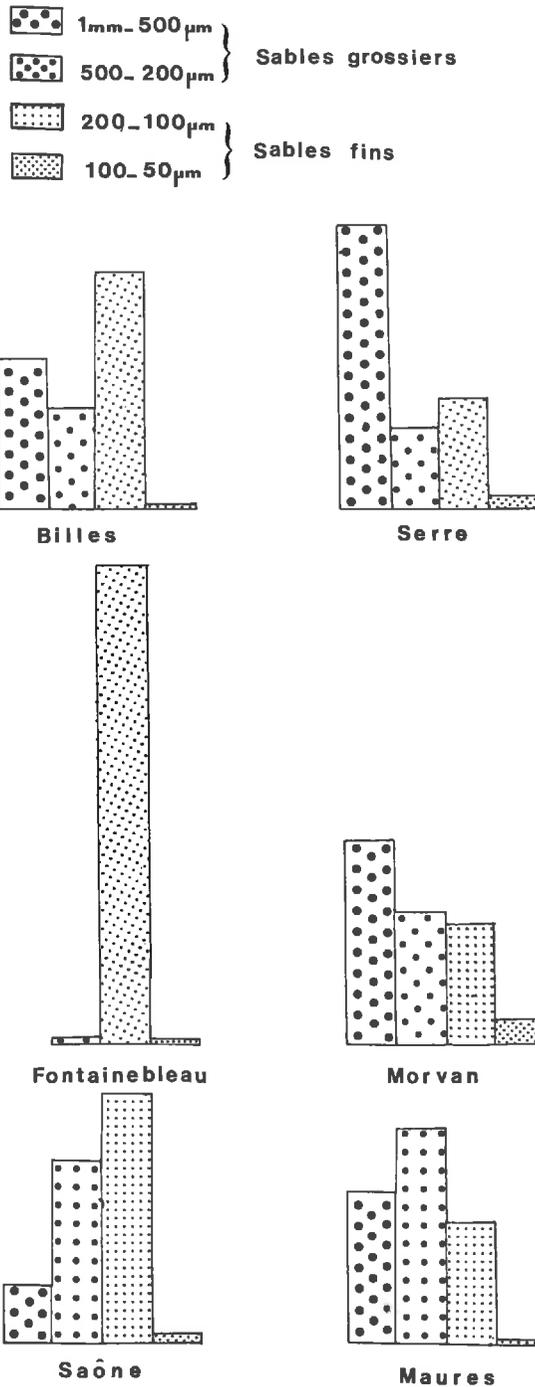


Fig. IV - 1 : Histogrammes de la distribution granulométrique des populations sableuses (50 µm - 1 mm).

- A l'exception de Fontainebleau, toutes les populations ont un étalement granulométrique important. Toutefois, elles ne possèdent qu'une très faible quantité de fractions fines 50 - 100 μm .

- Il est possible d'expliquer la grande diversité de forme des histogrammes par l'origine des populations :

. Billes : cette population artificielle reflète le choix volontaire d'un mélange de différentes tailles.

. Fontainebleau et Saône : ces sables transportés possèdent très peu de fractions grossières. L'étalement granulométrique assez large (100 - 500 μm) dans le cas des sables fluviatiles des terrasses de Saône devient très réduit (100 - 200 μm) pour les sables de Fontainebleau, d'origine marine mais repris ultérieurement et triés à la suite d'un transport éolien.

- Enfin, les 3 populations issues d'arènes in situ (Serre, Morvan et Maures) sont très riches en sables grossiers, en particulier Serre qui résulte de l'altération des grès. Nous verrons d'ailleurs au chapitre V, que les sols naturels qui leur correspondent, possèdent également de fortes proportions de graviers.

b) Argile

Ce matériau a été extrait de l'horizon B (60 - 80 cm) d'un sol brun faiblement lessivé (domaine I.N.R.A. de DIJON-EPOISSES), riche en argile (55 %), saturé, de pH voisin de la neutralité et pauvre en matière organique (0,9 %).

L'extraction de l'argile a été effectuée selon la méthode internationale par siphonnage après attaque à l'eau oxygénée et dispersion à l'hexamétaphosphate Na. L'argile, ainsi séparée, a été flocculée, rendue monoionique Ca, lavée à l'eau distillée, puis amenée par centrifugation à une humidité de 135 % (KHEYRABI et MONNIER, 1968).

L'analyse aux rayons X a montré qu'elle était constituée d'un mélange de produits moyennement cristallisés : smectites, illite et kaolinite avec un peu de quartz. La capacité d'échange est de 53 me/100 g et sa densité réelle après séchage à l'étuve égale à 2,73.

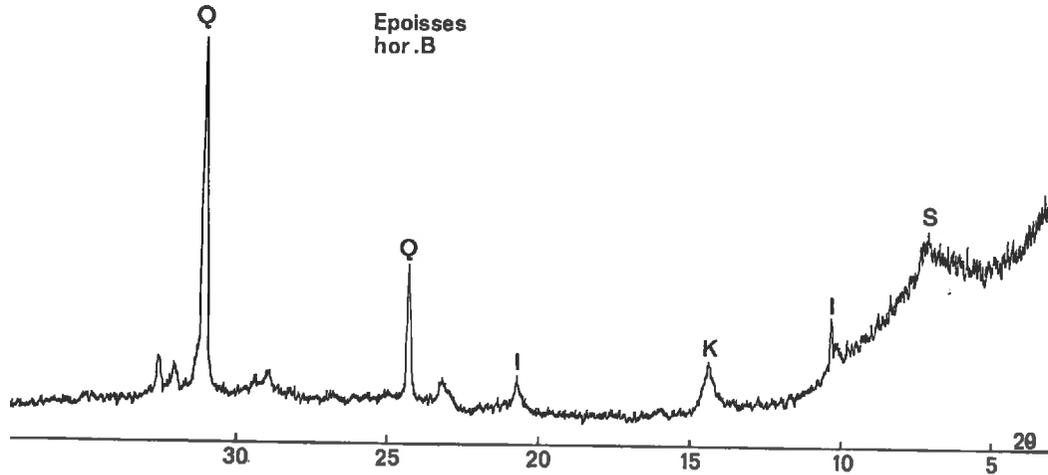


Fig. IV - 2 : Diagrammes de rayons X du sol d'Epoisses (hor. B)

II - MODALITES EXPERIMENTALES

a) Préparation des échantillons (mélange sable-argile)

Le protocole utilisé pour faire les différents mélanges argile-sable est celui précédemment mis au point par KHEYRABI et MONNIER (1968), puis par FIES (1971) dans le but de préparer des échantillons présentant une structure continue à l'état sec. Le "gâteau" ainsi obtenu est fragmenté en morceaux de 10 g environ sur lesquels les mesures de densité de solide (D_s) et de densité apparente (D_a) du matériau ont été effectuées.

b) Détermination de la porosité

La densité de solide a été mesurée en double au pycnomètre à eau sur des échantillons pulvérisés et après dégazage d'une demi-heure sous cloche à vide.

La densité apparente a été déterminée selon une technique mise au point par MAERTENS (1965) par mesure du volume apparent selon le principe d'Archimède après vernissage de l'échantillon (cf. Annexe I-2). Chaque "gâteau" a fait l'objet de mesures sur trois échantillons différents. La méthode au vernis, bien que moins précise que la méthode au pétrole,

a été retenue ici car elle est mieux adaptée aux matériaux à squelette grossier (FIES, 1978).

La porosité ainsi calculée représente la **porosité "texturale"** des différents mélanges sables-argile (FIES, 1978).

Nous avons également déterminé la **porosité matricielle du squelette** définie ainsi :

$$P_m = \frac{\text{volume non occupé par les éléments du squelette}}{\text{volume motte}}$$

soit :

$$P_m = \frac{\text{volume motte} - \text{volume squelette}}{\text{volume motte}}$$

avec :

$$\text{vol. squelette} = \frac{\text{poids des sables}}{\text{densité réelle des sables}}$$

Le poids des sables a été obtenu après destruction des mottes, puis récupération des sables sur un tamis de 50 μm .

c) Etude micromorphologique

Destinée à compléter les résultats des mesures de porosité et à aider à leur interprétation, cette approche pourra nous donner un certain nombre d'indications sur :

- l'assemblage du squelette
- la répartition du plasma argileux
- la forme et la taille des vides

Dans ce but, nous utiliserons deux types de documents :

- des photographies à fort grossissement obtenues au microscope électronique à balayage montrant l'aspect morphologique des micro-agrégats.
- des sections de lames minces permettant une visualisation en coupe de l'organisation des mélanges. Nous disposons pour cela de deux séries de lames: l'une réalisée sur l'ensemble des mélanges à 20 % d'argile où l'incidence du squelette sableux reste prédominante ; l'autre sur les mélanges à 40 % et 70 % d'argile pour Billes, Saône et Maures où le rôle de l'argile devient

prépondérant.

B - ETUDE DE LA POROSITE DES MELANGES SABLES-ARGILE

I - PRESENTATION DE L'ENSEMBLE DES RESULTATS

Nous envisagerons successivement les mélanges réalisés à partir des sables (100 - 160 μm) et des sables (50 μm - 1 mm), ce qui permettra de prendre en compte le problème de l'étalement granulométrique.

a) Mélanges avec sables 100 - 160 μm

Les résultats de densité de solide et de densité apparente qui figurent en annexe II-1 ont été obtenus sur les échantillons de sols artificiels préparés selon le protocole expérimental précédemment décrit. Pour chacune des huit populations de sables, une série complète de mélanges sables-argile de proportions variant de 10 en 10 % entre 0 et 70 % d'argile a été étudiée. Nous avons volontairement limité les teneurs en argile à ce taux, car il est apparu qu'au-delà d'une proportion de 50 % d'argile dans les mélanges, la porosité variait très peu et tendait progressivement, quelle que soit la nature du squelette sableux, vers la valeur de l'argile pure (FIES, 1978) ; soit pour le matériau utilisé, ici 40,1 % ($e = 66,9$).

Par ailleurs, nous avons fait figurer sous la rubrique "sables purs humides" les valeurs de porosité des massifs sableux obtenues au chapitre précédent en conditions humides et sans tassement (tableau III-8) ; conditions qui nous semblent les plus proches de celles qui régissent le protocole de préparation de ces mélanges expérimentaux.

Tableau IV-1 : Porosité des mélanges sables-argile avec des populations sableuses de taille 100-160 μm (en indice des vides e).

Populations	Sables purs humides	10 A	20 A	30 A	40 A	50 A	60 A	70 A
Illes	68,3	51,2	55,0	51,7	41,4	40,7	41,3	41,1
irdeaux	79,5	82,4	73,6	69,5	57,9	43,2	49,2	41,8
ntainebleau	73,3	67,7	66,4	56,3	47,9	41,2	43,6	30,8
ône	83,6	69,1	65,4	61,7	51,8	46,9	41,3	40,2
rre	105,2	83,5	80,2	72,7	58,5	46,1	52,4	46,9
orvan	120,6	96,8	83,3	81,2	60,8	50,9	44,6	44,0
varais		87,1	75,3	73,1	69,5	46,5	52,0	49,7
saures	153,3	144,7	92,0	66,5	60,7	52,7	55,7	57,3

Il ressort de l'examen du tableau IV-1 que les porosités de ces mélanges binaires varient dans de très grandes proportions, de 40,2 à 144,7 soit plus de 100 points d'écart, ce qui est considérable pour des matériaux artificiels préparés dans des conditions expérimentales identiques. D'une façon générale, elles décroissent assez systématiquement au fur et à mesure que les teneurs en argile augmentent, indiquant ainsi que le système poral est quantitativement le plus développé dans les échantillons à forte proportion de squelette sableux.

Transposés sur un même graphique (fig. IV-3-a), ces résultats deviennent plus facilement interprétables. La précision des mesures est de l'ordre de 0,7 point de porosité (cf. Annexe I-2).

Il apparaît clairement que sur l'ensemble des courbes, réduites à 6 pour faciliter la comparaison avec le graphique b, la porosité décroît quand le taux d'argile augmente de 0 à 50 %, mais cette diminution est plus ou moins accentuée selon :

- la proportion respective de sable et d'argile,
- la nature et la forme des sables.

Ainsi, de 10 à 30 A (+), les porosités diminuent peu dans la plupart des cas, davantage entre 30 A et 50 A.

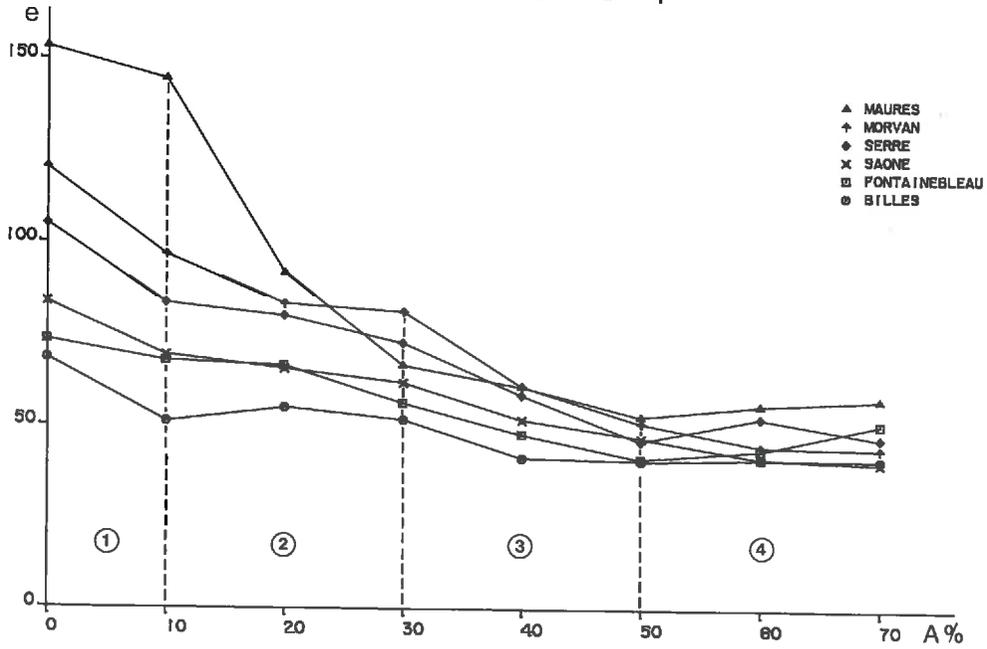
Au-delà de 50 A, il existe pour l'ensemble des courbes un palier de porosité minimale, dont le niveau se situe entre 40 et 55 points suivants les types de squelette sableux.

Sur le plan du comportement des différentes populations de sables, un classement assez net apparaît. On peut distinguer :

- seule, au bas du graphique, la courbe des Billes
- au sommet, avec un tracé original, celle des Maures

(+) Dans la suite de ce chapitre, et pour en faciliter l'expression, nous utiliserons la lettre A pour désigner le taux d'argile exprimé en pourcentage pondéral du mélange sable-argile. Par exemple, 30 A signifie mélange comprenant 30 % d'argile et 70 % de sables.

a) Sables 100-160 μ m



b) Sables 50 μ m-1mm

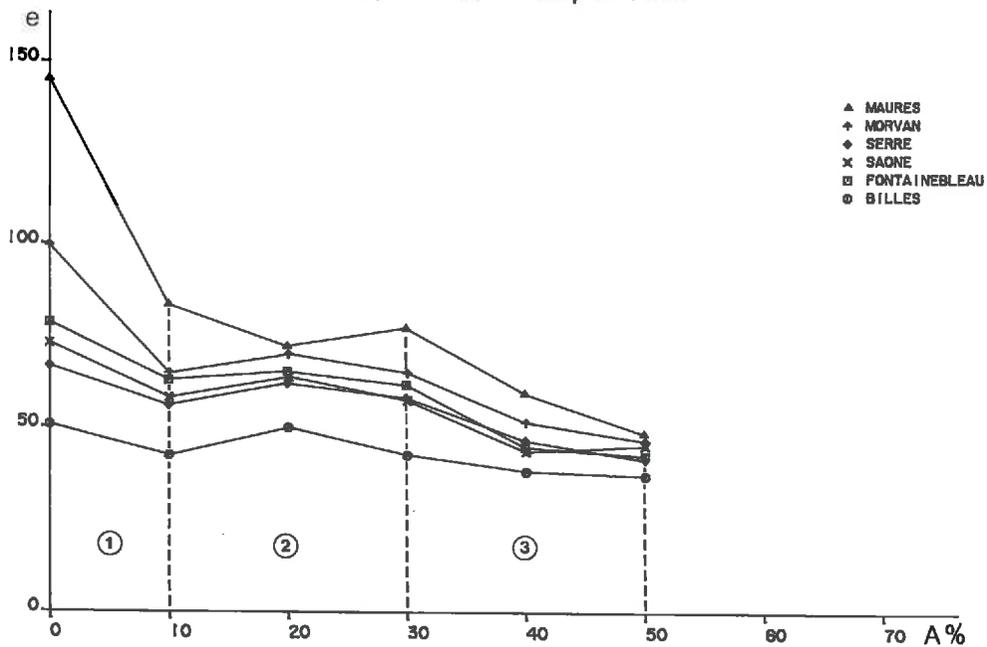


Fig. IV - 3 : Porosité des mélanges sables-argile.

- entre ces deux courbes, un comportement similaire caractérise Fontainebleau et Saône ; c'est celui des **formes sub-arrondies**
- un autre comportement, à un niveau de porosité plus élevé, réunit Serre et Morvan ; c'est celui des **formes sub-anguleuses**.

Enfin, à 10 A, les porosités des mélanges se classent de façon identique aux porosités de massif des différents squelettes sableux.

b) Mélanges avec sables 50 µm - 1 mm

Les résultats de densité de solide et de densité apparente obtenus dans les mêmes conditions expérimentales que précédemment figurent en annexe II-2.

Les résultats de porosité sont mentionnés, d'une part au tableau IV-2 où figurent également pour chacun des mélanges les diminutions de porosité par rapport au mélange correspondant obtenu avec les sables 100 - 160 µm et, d'autre part sur la figure IV-3 b. On peut constater ainsi que :

1 L'allure des courbes reste sensiblement la même, c'est-à-dire qu'on observe toujours une diminution systématique des porosités quand le taux d'argile s'accroît dans les mélanges, mais cette fois avec :

- . une chute plus importante de 0 à 10 A
- . un pseudo-palier bien marqué de 10 à 30 A
- . et, enfin, sauf pour Maures, l'accès de la porosité minimale dès 40 A.

Tableau IV-2 : Porosité des mélanges sables-argile avec des populations sableuses de taille 50 µm - 1 mm (en indice des vides e).

Populations	Sables purs humides		10 A		20 A		30 A		40 A		50 A	
	P	Δ P	P	Δ P	P	Δ P	P	Δ P	P	Δ P	P	Δ P
Billes	50.6	0.6	42.3	8.9	49.9	5.1	42.5	9.2	38.0	3.4	36.9	3.8
Fontainebleau	78.5	-5.2	62.7	5.0	65.1	1.3	61.5	-5.2	44.8	13.1	42.5	-1.3
Saône	72.8	10.8	58.0	11.1	63.5	1.9	57.3	4.4	43.5	8.3	45.2	1.7
Serre	66.6	38.6	55.9	27.6	61.8	18.4	58.0	14.7	46.6	11.9	41.4	4.7
Morvan	99.6	21.0	64.6	32.2	69.8	13.5	64.8	16.4	51.4	9.4	46.4	4.5
Maures	145.2	8.1	83.4	61.3	72.0	20.0	77.0	-10.5	59.3	1.4	48.5	5.2

Δ P = Diminution de porosité par rapport aux mélanges avec sables 100 - 160 µm

2 A quelques exceptions près, le remplacement des sables 100 - 160 μm par les populations sableuses complètes 50 μm - 1 mm, se traduit pour chacun des mélanges par une **diminution de porosité** plus ou moins importante engendrant un déplacement des courbes vers le bas.

3 Les différentes courbes caractéristiques de chacune des populations naturelles se classent toujours dans le même ordre, mis à part Serre qui atteint quelle que soit la teneur en argile les porosités les plus faibles. Par contre, elles se resserrent nettement indiquant ainsi, que les différences entre les trois groupes de comportement : formes sub-arrondies, formes sub-anguleuses et Maures, tendent à s'estomper.

4 Les Billes, dont les porosités de mélange deviennent de plus en plus faibles, se distinguent nettement des autres populations.

c) Incidence de l'étalement granulométrique des populations sableuses

D'une façon générale, la comparaison entre les deux séries de courbes de la figure IV-3 nous indique donc que l'étalement des fractions sableuses conduit, dans les mélanges de 10 à 50 A, à un resserrement des porosités et que celui-ci est d'autant plus marqué qu'elles étaient plus différenciées avec les sables 100 - 160 μm . Ainsi, pour 10 A, l'écart entre :

- Billes et Maures se réduit de 90 à 40 points
- formes sub-arrondies et sub-anguleuses de 20 à quelques points
- formes sub-anguleuses et Maures de 55 à 20 points

Au-delà, dans les mélanges plus riches en argile, ces différences de l'ordre de quelques points deviennent négligeables, tout en restant, sans doute réelles et supérieures à la précision de la méthode qu'on peut situer à environ 2 points de porosité, puisqu'on les retrouve à tous les niveaux de mélange.

Quelques anomalies apparentes sont intéressantes à examiner et confirment bien l'incidence ou non de cet étalement granulométrique :

- Fontainebleau, dont la population sableuse naturelle se réduit en presque totalité aux fractions 100 - 200 μm (figure IV-1), donc proches des sables tamisés 100 - 160 μm conduit dans les 2 cas à des porosités pratiquement

identiques.

- Inversement, Serre qui contient la plus forte proportion de sables grossiers 500 μm - 1 mm voit ses niveaux de porosité chuter fortement, puis se situer parmi les plus bas enregistrés avec les populations naturelles.

- Billes, enfin, qui se distingue encore plus nettement des populations sub-arrondies, sans doute à cause d'une distribution granulométrique très équilibrée de 100 μm à 1 mm engendrant un mode d'organisation particulièrement serré dans les mélanges.

Au total, on peut dire que l'étalement **granulométrique** des populations sableuses **estompe beaucoup** les importantes différences de porosité constatées dans les mélanges à granulométrie serrée, où l'incidence de la forme des particules se manifeste au maximum.

Pour ce qui concerne les populations naturelles, ce phénomène est surtout net entre les sables de formes sub-arrondies et sub-anguleuses. En revanche, **les sables micacés des Maures** continuent de se distinguer en présentant des porosités de mélange nettement **plus élevées**.

II - ESSAI D'INTERPRETATION DES COURBES DE POROSITE

Ces résultats expérimentaux relatifs à la porosité de différents mélanges sables-argile étant acquis, il est intéressant d'étudier comment les types de forme des squelettes sableux ont pu interférer sur les modalités d'organisation des constituants des mélanges et par là même, sur les caractéristiques qualitatives et quantitatives de l'espace poral.

Nous disposons pour cela de deux types d'approche :

- une approche physique, en essayant d'appliquer à de tels mélanges certaines lois d'association de particules et certaines notions relatives à l'encombrement du squelette comme celle de porosité matricielle ;

- une approche micromorphologique à partir de l'examen de ces "sols" expérimentaux au microscope à balayage et en lames minces.

a) Utilisation des lois d'association de particules

Dans ce domaine, l'interprétation de ces courbes de porosité

des mélanges sables-argile repose avant tout sur les travaux de FIES, HENIN et MONNIER (1972) et FIES (1978) sur l'origine texturale de la porosité du sol. En effet, ces auteurs ont pu établir plusieurs modèles théoriques d'association de particules sphériques de tailles différentes (Billes) au sein d'un mélange binaire :

- Dans le **modèle d'additivité**, il y a juxtaposition des volumes encombrés par l'une ou l'autre classe de particules.
- Dans le **modèle de remplissage-substitution**, il y a d'abord remplissage par les petites particules des vides ménagés par l'organisation des grosses, puis substitution d'un volume encombré de petites particules par un volume équivalent de grosses. Ces deux lois d'arrangement permettent ainsi de façon complémentaire de calculer l'ensemble des valeurs de porosité quand la teneur en petites particules varie de 0 à 100.

Notre but est donc de comparer les résultats de porosité que nous avons obtenus aux références des lois précédentes, étant entendu que dans nos mélanges les grosses particules sont représentées par les divers types de sables (100 - 160 μm) et les petites par l'argile qui leur est associée.

Nous avons ainsi calculé les valeurs de porosité pour quatre populations de sables : Billes, Saône (formes sub-arrondies), Morvan (formes sub-anguleuses) et Maures (formes micacées). Ces résultats sont présentés sur la figure IV-4.

L'examen de ces diverses données fait alors nettement ressortir que les mélanges sables-argile après dessiccation se présentent comme des systèmes fortement perturbés :

- ils conduisent tous à une diminution importante de porosité par rapport à l'additivité, sauf un, le mélange Maures - 10 A, sans doute à cause de sa porosité très élevée ;
- ils sont également assez différents des modèles obtenus par remplissage et substitution et présentent en particulier dans les teneurs moyennes en argile (20 à 50 A) des porosités nettement plus élevées. Cependant, on peut noter qu'ils sont assez conformes à la loi de remplissage pour les faibles te-

neurs en argile (10 A) et à la loi de substitution pour les fortes teneurs (60 à 70 A). Le fait le plus intéressant concernant l'incidence de la forme des squelettes sableux, semble être la bonne application du modèle de remplissage jusqu'à près de 40 % d'argile dans le cas des schistes micacés des Maures. On peut en déduire que l'argile vient remplir l'espace poral ménagé par ces sables micacés sans en modifier l'assemblage jusqu'à une teneur relativement élevée, conduisant ainsi à un matériau particulièrement compact. Ces données apparaissent déjà sur les courbes de la figure IV-3a où dans la zone 30 A - 40 A, la porosité du mélange Maures-argile est inférieure à celle des matériaux obtenus avec les formes sub-anguleuses.

b) Utilisation des données de la porosité matricielle du squelette

La notion de porosité matricielle du squelette s'avère plus intéressante à considérer pour expliquer certains comportements. Rappelons qu'il s'agit de la porosité théorique ménagée par le seul squelette et qui inclut donc **le volume total des pores et le volume de solide de la phase argileuse.**

A partir des données expérimentales précédentes, nous avons pu ainsi, en correspondance avec les courbes de porosité totale, établir après calcul, les courbes de porosité matricielle du squelette pour les mélanges avec sables 100 - 160 μm et avec les populations sableuses 50 μm - 1 mm (figure IV-5a et b).

Nous les interpréterons en nous appuyant également sur les données micromorphologiques qui visualisent très bien le squelette et sa porosité matricielle.

c) Discussion - analyse micromorphologique de l'organisation des mélanges

De l'ensemble de ces résultats concernant les porosités totales et matricielles et de l'aspect des différentes courbes, il en ressort assez nettement l'apparition de 4 domaines de comportement en fonction des proportions respectives du squelette sableux et de l'argile dans les mélanges.

1) Mélanges de 0 à 10 % d'argile

Partant des porosités des massifs de sables purs 100 - 160 μm obtenus à l'état humide et sans tassement, on constate pour les 4 populations une augmentation assez faible (10 à 35 points) de la porosité matricielle (Fig.

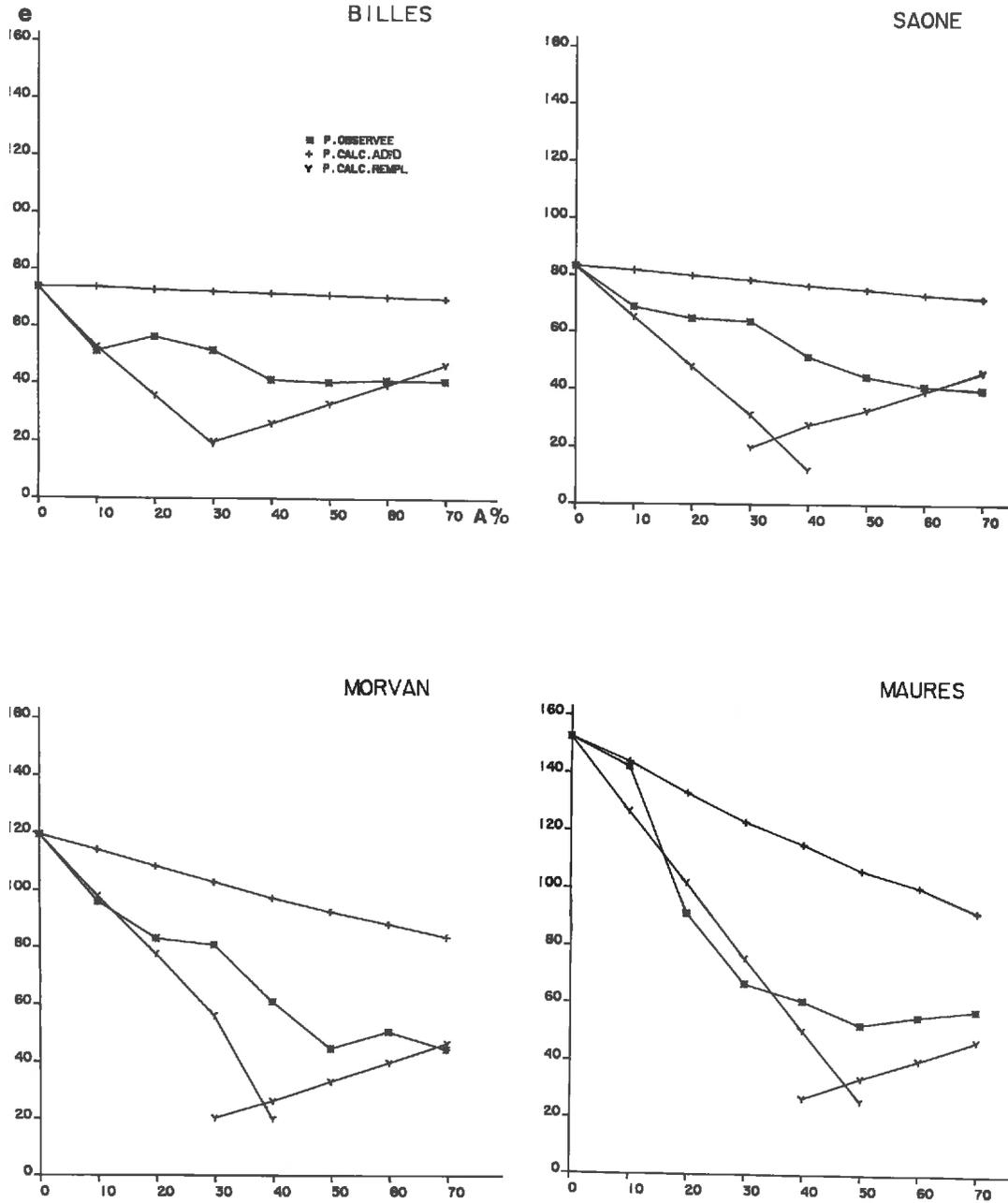


Fig. IV - 4 : Porosités obtenues avec les lois d'association de particules.

IV-5a). On peut donc dire que l'introduction de 10 % d'argile dans les mélanges, entraîne la mise en place d'un arrangement un peu moins serré du squelette sableux par écartement des particules, la diminution assez sensible de la porosité texturale (figure IV-3a) étant due en grande partie au volume occupé par la phase argileuse. A noter qu'avec les sables des Maures, cette diminution de porosité est faible, car l'ensemble garde son architecture initiale très lâche dite en "châteaux de cartes".

Avec les populations sableuses totales (50 μm - 1 mm), le phénomène est différent ; curieusement, les porosités matricielles augmentent très faiblement pour Billes et Saône et diminuent fortement pour Morvan et surtout Maures. Parallèlement, les porosités texturales s'effondrent d'autant plus que l'on passe des formes rondes aux formes aplaties. Il semble donc que dans ce cas, l'apport d'une faible quantité d'argile entraîne la mise en place d'une organisation nettement plus serrée du squelette sableux, les sables fins s'intégrant bien dans la porosité matricielle ménagée par les sables grossiers, la conséquence étant évidemment une chute importante de la porosité texturale.

2) Mélanges de 10 à 30 % d'argile

- Avec les sables 100 - 160 μm :

L'accroissement de porosité matricielle est très important pour les Billes et les formes sub-arrondies (Saône), puis s'atténue avec les formes sub-anguleuses (Morvan) pour presque disparaître avec Maures. Le **schéma d'enrobage** de l'argile proposé par FIES (1978) est donc effectif pour les Billes et les formes sub-arrondies. Il entraîne un écartement des éléments du squelette (figure IV-5a) et conduit à une diminution de porosité totale qui reste faible en dépit d'un accroissement important du plasma argileux. La photographie à fort grossissement d'un fragment de ces matériaux (Pl. IV-1, photo 1) ainsi que celles de section de lames minces (Pl. IV-1, photo 4) obtenues avec un mélange 20 A illustrent bien ce phénomène.

Par contre pour les formes anguleuses (Pl. IV-1, photos 2 et 5) et surtout micacées (Pl. IV-1, photos 3 et 6), si ce schéma existe, on peut en tout cas imaginer qu'il n'a pas, ou peu, de répercussions sur l'arrangement du squelette, l'argile étant absente au niveau des arêtes anguleuses de contact (fig. IV-6). Ces constatations permettent d'expliquer la faible diminution de porosité texturale en dépit d'un apport important d'argile (phénomène d'enrobage dominant) pour les formes rondes et sub-arrondies (fig. IV-3 a)

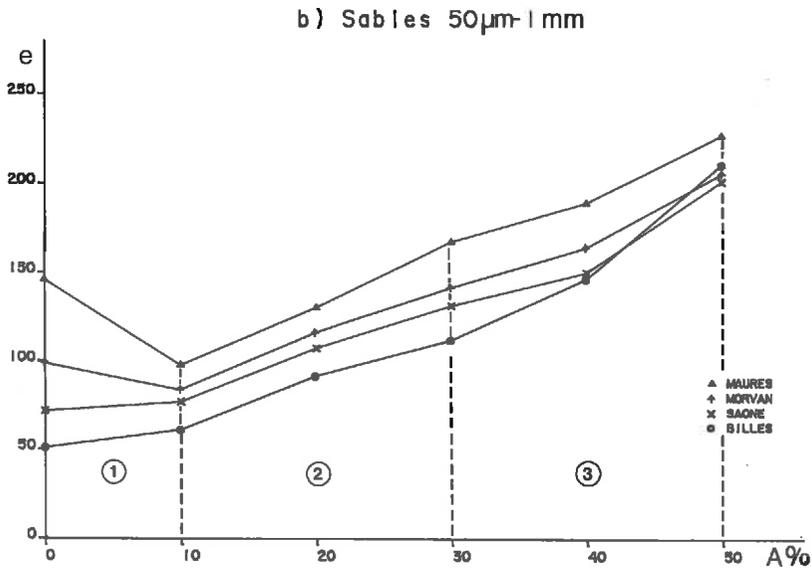
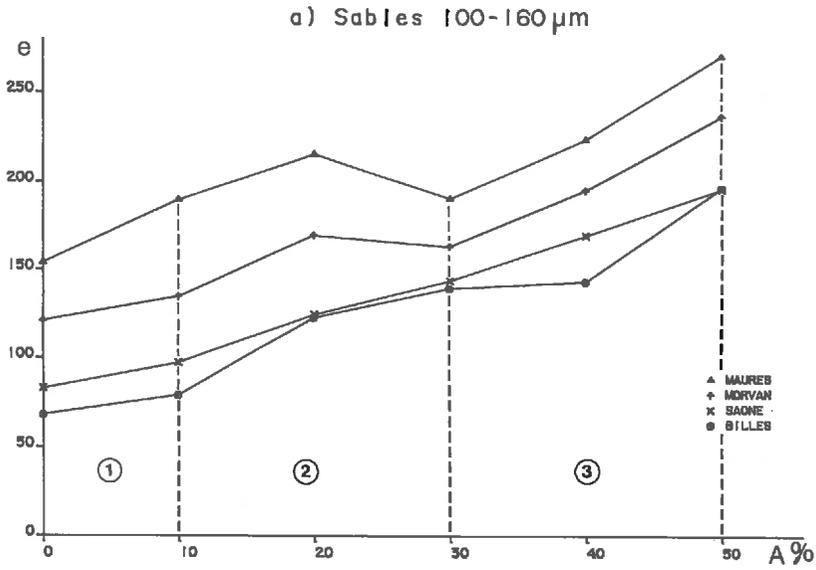


Fig. IV - 5 : Porosité matricielle du squelette sableux pour quatre populations caractéristiques.

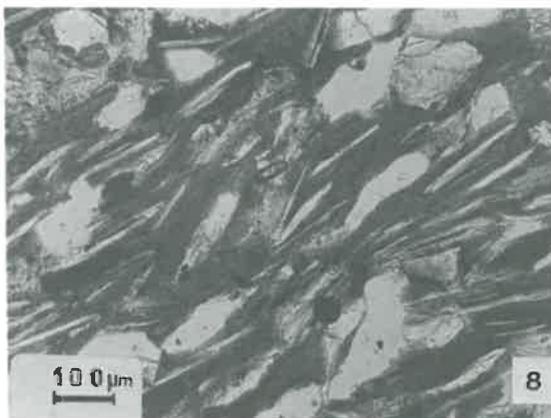
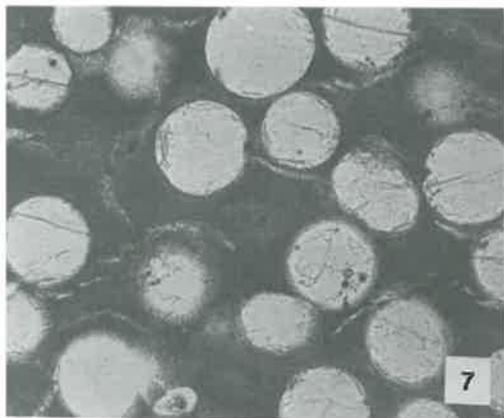
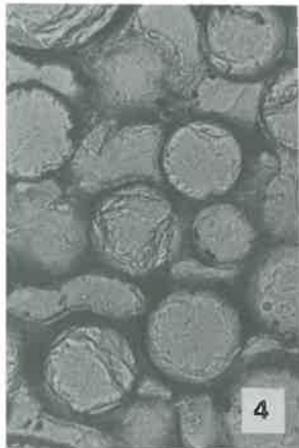
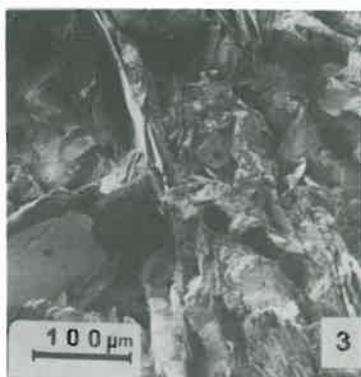
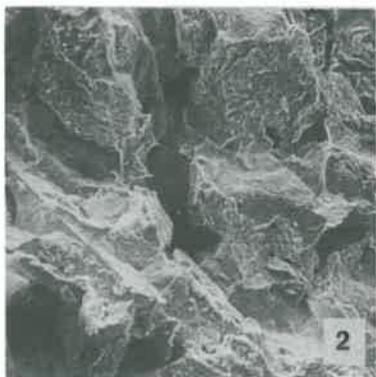
Photographies au microscope électronique à balayage

- **Mélange Billes - 20 % d'argile** (photo 1)
L'argile recouvre entièrement et régulièrement la surface des billes. Seules, quelques microfissures apparaissent dans les zones de contact inter-billes.
- **Mélange Bordeaux - 20 % d'argile** (photo 2)
On reconnaît bien les formes anguleuses du squelette quartzeux. L'assemblage est assez compact mais irrégulier ; certains grains s'imbriquent parfaitement, d'autres ménagent des vides importants. Les pores sont très irréguliers : ils ont des parois assez rectilignes à angles aigus rentrants et sortants.
- **Mélange Maures - 20 % d'argile** (photo 3)
Les particules micacées orientées dans toutes les directions forment un assemblage disparate fortement ennoyé dans la phase argileuse qui apparaît mal. Le système poral est très complexe. Certains vides semblent être des sites d'arrachement du squelette.

Photographies de lames minces au microscope optique

- **Mélange Billes - 20 % d'argile** (photo 4)
L'assemblage de ces sphères se présente sous forme de sections circulaires à diamètre varié dont l'empilement est assez compact, mais irrégulier ; certaines sont presque jointives, d'autres sensiblement écartées.
Une partie de l'argile forme autour des sections circulaires de billes un anneau noir continu pouvant varier en épaisseur. Il existe des anastomoses reliant certaines billes entre elles. On reconnaît là, sans conteste, le schéma d'enrobage des grains du squelette proposé par FIES, une autre fraction de l'argile établissant des ponts dans les espaces ménagés entre les particules enrobées. Il en résulte un système poral présentant des formes assez régulières, à contours arrondis souvent convexes et angles émoussés (ménisques d'argile).
- **Mélange Bordeaux - 20 % d'argile** (photo 5)
Le squelette est constitué de grains de quartz de forme anguleuse et subanguleuse. L'assemblage est assez compact, mais irrégulier ; certains grains s'imbriquent parfaitement les uns dans les autres ; d'autres ménagent des vides importants. Les enrobages d'argile sont peu nets en noir et blanc, mais apparaissent très nettement sur photographies couleur en lumière polarisée. Les pores sont complexes et de taille variable.
- **Mélange Maures - 20 % d'argile** (photo 6)
Le squelette est constitué d'environ 70 % de micas et 30 % de quartz et minéraux divers. Les quartz forment un réseau de piliers sur lesquels viennent s'appuyer les particules micacées constituant ainsi un édifice assez lâche de type "château de cartes". Souvent les micas s'accolent en paquets ; d'autres fois, ils sont par paires ou même seuls. On ne distingue pratiquement pas d'enrobage d'argile.
Les vides sont souvent orientés, allongés de forme complexe, à contours très anguleux ménageant des sections droites le long des plaquettes de micas.
- **Mélange Billes - 40 % d'argile** (photo 7)
Les billes sont réparties plus ou moins régulièrement dans la matrice argileuse où apparaît un réseau abondant de vides lacunaires "en lanières" allongés et orientés, qui contournent les obstacles formés par le squelette. Nous l'appellerons avec FIES (1978) "porosité lacunaire micro-fissurale".
- **Mélange Maures - 40 % d'argile** (photo 8)
De nombreux vides de grande taille ménagés par le squelette apparaissent encore nettement, tandis que l'argile forme avec les amas micacés un ensemble bi-réfringent où il est bien difficile de voir apparaître des lacunes.

Planche IV-1 : Morphologie des assemblages
dans les mélanges sables (100-160 μm) - argile



et au contraire la chute brutale de 145 à 66 points pour Maures (phénomène de remplissage dominant). En plus de ce facteur d'assemblage, il est possible également d'invoquer la notion de surface entre l'argile et le squelette sableux. Nous avons vu en effet au chapitre III, que la population Maures avait une surface spécifique presque cinq fois plus grande que celle des Billes (550 cm²/g pour 126 cm²/g). Dans ces conditions, on conçoit aisément que l'épaisseur de l'enrobage étant moindre, l'écartement du squelette l'est également ; d'où une porosité plus réduite. En fait, il semble encore plus probable, ces différentes hypothèses agissant dans le même sens, que lorsque l'on passe pour les matériaux micacés des Maures de 10 à 20 puis 30 % d'argile dans les mélanges, on assiste, le plasma argileux servant en quelque sorte de lubrifiant, à un affaissement de l'architecture de type "château de cartes" pour atteindre progressivement un assemblage beaucoup plus compact, avec formation de "paquets" de micas plus ou moins empilés côte à côte (Pl. IV - 1, photos 3 et 6).

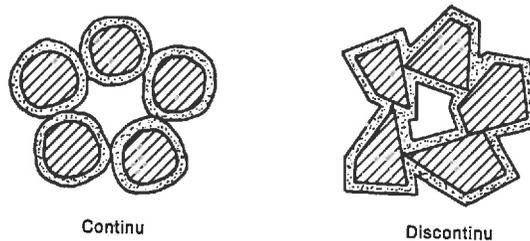


Fig. IV - 6 : Schéma d'enrobage de l'argile.

- Avec les populations sableuses totales (50 μ m-1 mm)

Dans ce cas, le phénomène de stabilisation de la porosité matricielle avec les formes sub-anguleuses et micacées n'existe plus. Les populations adoptent, dans leur ensemble, un même comportement avec une augmentation importante et régulière de cette porosité matricielle (Fig. IV-5 b), les porosités texturales variant peu avec des niveaux pratiquement égaux dans chaque cas à 10 et 30 A, systématiquement un peu supérieurs à 20 A (Fig. IV-3 b).

On peut en conclure que dans ces matériaux où le squelette présente un étalement granulométrique important, l'incidence de ses caractéristiques de forme s'estompe ; on observe une constance de la porosité textu-

rare, l'apport d'argile étant plus ou moins compensé par l'écartement des squelettes sableux de tailles très variées.

3) Mélanges de 30 à 50 % d'argile

La porosité matricielle croît, quelles que soient la forme et la taille des squelettes sableux. On entre dans la **phase de substitution** (FIES, 1978), avec écartement progressif des éléments du squelette et remplissage d'une bonne partie de la porosité matricielle par le plasma argileux (Pl. IV-1, photos 7 et 8). Il apparaît nettement que l'influence du squelette dans le déterminisme de la porosité s'estompe progressivement au profit de celle de l'argile. Il semble pourtant qu'avec les Billes, cette phase ne soit atteinte qu'à 40 % d'argile (Fig. IV - 5 a).

4) - Mélanges au-delà de 50 % d'argile

La porosité matricielle croît fortement pour les 4 populations. Le rôle du squelette s'atténue, la porosité texturale ne varie presque plus. Cependant, il semble qu'une certaine incidence du squelette sableux persiste encore (15 points d'écart de porosité entre Billes et Maures) en imprimant peut être à l'argile un spectre de porosité lacunaire un peu différent en fonction de la population sableuse associée.

C - CONCLUSION

Ces résultats de porosité obtenus avec des mélanges sables-argile nous conduisent à formuler deux types de conclusions ayant des conséquences directes sur le plan des sols naturels :

1 - Si l'on se situe, tout d'abord, au niveau de **l'incidence des proportions respectives de squelette sableux et de plasma argileux**, on peut dire que les porosités des mélanges diminuent quand le taux d'argile croît ; et ceci jusque vers 50 % d'argile, taux au-delà duquel le comportement devient spécifiquement "**plasmique**". Mais cette diminution n'est pas régulière, elle se fait par paliers :

- rapide de 0 à 10 A
- lente de 10 à 30 A
- rapide de 30 à 50 A
- nulle au-delà de 50 A

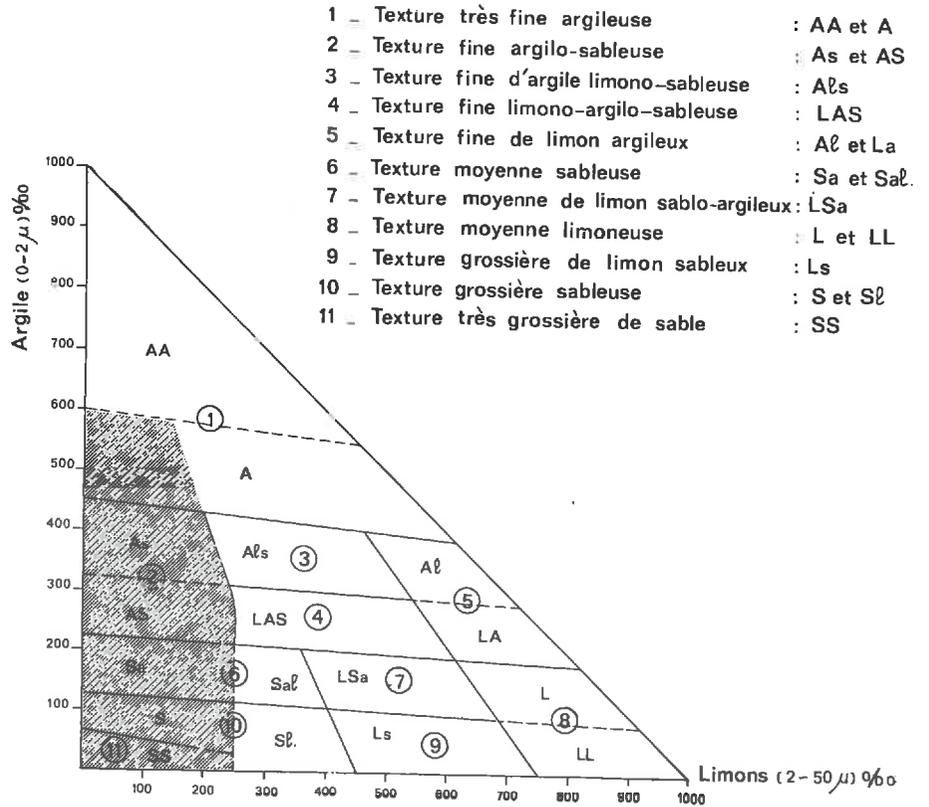


Fig. IV - 7 : Délimitation des classes de texture sur un diagramme triangulaire - GEPPA - 1966.

Il est intéressant de noter que ces différences de comportement conduisant aux 4 domaines prédéfinis avec les modèles expérimentaux peuvent être rapprochées des classes de texture retenues par les pédologues (triangle GEPPA 1966, par exemple), la texture du sol traduisant selon les auteurs un "ensemble de propriétés qui résultent directement de la taille, de la forme et de la nature de ses particules élémentaires".

En effet, sur un document (figure IV-7) où les taux de limons figurent en abscisses et ceux d'argile en ordonnées, les textures des matériaux **associant en majorité sables et argile** se situent à gauche et se répartissent en classes dont les limites sont approximativement les mêmes que celles obtenues avec les modèles expérimentaux.

On pourrait ainsi logiquement faire correspondre **aux classes de texture GEPPA, un comportement et des niveaux de porosité** qui caractériseraient ces matériaux. Si l'on se réfère en particulier aux courbes de la figure IV-3 b, qui sont les plus proches des conditions naturelles, on aurait ainsi pour les sols :

- de texture de sable (SS) et sableux (S), des porosités élevées qui décroissent rapidement vers 10 % d'argile
- de texture de sable argileux (Sa) et argilo-sableux (AS), des porosités assez élevées et relativement constantes entre 10 et 30 % d'argile
- de texture d'argile sableuse (As), des porosités qui décroissent très rapidement de 30 à 40-45 % d'argile
- de texture argileuse (A), des porosités assez faibles et pratiquement constantes

Il ressort de cela que nos résultats concordent bien avec les données de terrain acquises par l'expérience des pédologues. Nous verrons toutefois au chapitre suivant qu'il est nécessaire de moduler ces premières conclusions.

2 - Si l'on considère en second lieu le **rôle spécifique des populations sableuses**, on constate que leur origine et leur histoire géologiques induisent inéluctablement deux facteurs de variation ayant une incidence directe sur les caractéristiques de l'espace poral des mélanges ; il s'agit de :

- **l'étalement granulométrique des populations,**
- **la forme des particules ;**

ces deux facteurs étant plus ou moins interdépendants.

. Ainsi, les **sables d'arènes in situ** sont caractérisés par :

- un étalement granulométrique couvrant la totalité des fractions sableuses et, en particulier, une forte proportion de sables grossiers ;
- des formes sub-anguleuses pour les sables issus de roches granitiques et aplaties pour les micaschistes.

Dans ce cas, les fortes porosités qui devraient découler de la grosseur

des particules sont quelque peu **compensées** par l'effet inverse dû au large étalement des populations.

. A l'opposé, les **sables transportés** sont formés de populations peu dispersées à grains sub-arrondis, les sables éoliens étant davantage triés que les sables fluviatiles. Les **faibles porosités** obtenues à cause des formes sub-arrondies **restent à peu près les mêmes** avec des populations sableuses totales.

En définitive, et c'est cela que nous retiendrons essentiellement avant d'aborder l'étude de la porosité des sols naturels, les modèles expérimentaux sables-argile réalisés avec les populations sableuses totales conduisent à des **différences de porosité selon les 3 types de sables, différences qui se manifestent jusque vers 40 % d'argile**. Elles sont **minimes** (5 points environ), entre sables de transport et sables d'arènes granitiques, **plus importantes** (près de 15 points) avec les sables micacés issus des micaschistes. Mais, n'oublions pas, qu'il s'agit de données ne concernant que la porosité dite "texturale", alors que dans les sols naturels d'autres composantes porales interviennent.

CHAPITRE V

LA POROSITE TEXTURALE DES MATERIAUX NATURELS ETUDIES

SYSTEME "SQUELETTE - PLASMA"

A) PRESENTATION DES RESULTATS

I - DEFINITION

Au chapitre précédent, afin de mettre en évidence le rôle du squelette sableux dans le déterminisme de la porosité des sols, nous avons étudié des modèles expérimentaux, mélanges binaires de sables et d'argile, d'abord en utilisant des sables presque homométriques, puis des populations sableuses naturelles présentant un large étalement granulométrique. Ces mélanges binaires squelette - argile ont été caractérisés par leur porosité, plus précisément par leur **porosité texturale** terme proposé par FIES (1971, 1978) afin de préciser le rôle fondamental joué par la texture dans l'organisation des matériaux. Cette notion de porosité texturale convenait parfaitement à nos modèles expérimentaux fabriqués à partir de sables très diversifiés si l'on s'en tient à la définition de la texture du sol (GEPPA, 1966) qui traduit "un ensemble de propriétés résultant directement de la taille, de la forme et de la nature de ses particules élémentaires".

Dans cette troisième étape, notre but est de caractériser les matériaux naturels des sols étudiés au cours de la 1ère partie de ce mémoire, en déterminant leur porosité texturale. Mais pour évaluer dans quelle mesure les résultats obtenus avec les mélanges sables-argile sont transposables à ces matériaux naturels, nous utiliserons le **même** protocole expérimental: malaxage, histoire hydrique standard, densité de mottes (cf. Chap. IV-A). On détermine ainsi la porosité texturale prise dans le sens de FIES (1978).

II - RESULTATS ET COMMENTAIRES

Le protocole dont il est question ci-dessus a donc été appliqué à chacun des horizons des 10 profils étudiés dans la 1ère partie, que ce soit les profils sur arènes ou sur terrasses fluviales. Il s'y ajoute les horizons de 4 profils d'une séquence du Val de Saône (ECHENON) comparable à celle de SEURRE et ceux de 3 profils sur granite ; soit au total 92 échantillons.

Chacun d'entre eux a fait l'objet de trois mesures de densité apparente. (cf Annexe I-2).

Les résultats chiffrés des mesures figurent en totalité dans plusieurs tableaux (Annexe II-3 et tableaux VII-1 et 2) et sont rassemblés graphiquement sur la figure V-1. Ils sont présentés de la même manière que pour la figure IV-3, soit la porosité texturale en fonction du taux d'argile. De plus, les principaux types de matériau, et en particulier les sables, ont été distingués en fonction de leur origine et de leur histoire géologique, conformément au classement établi au cours de la première partie.

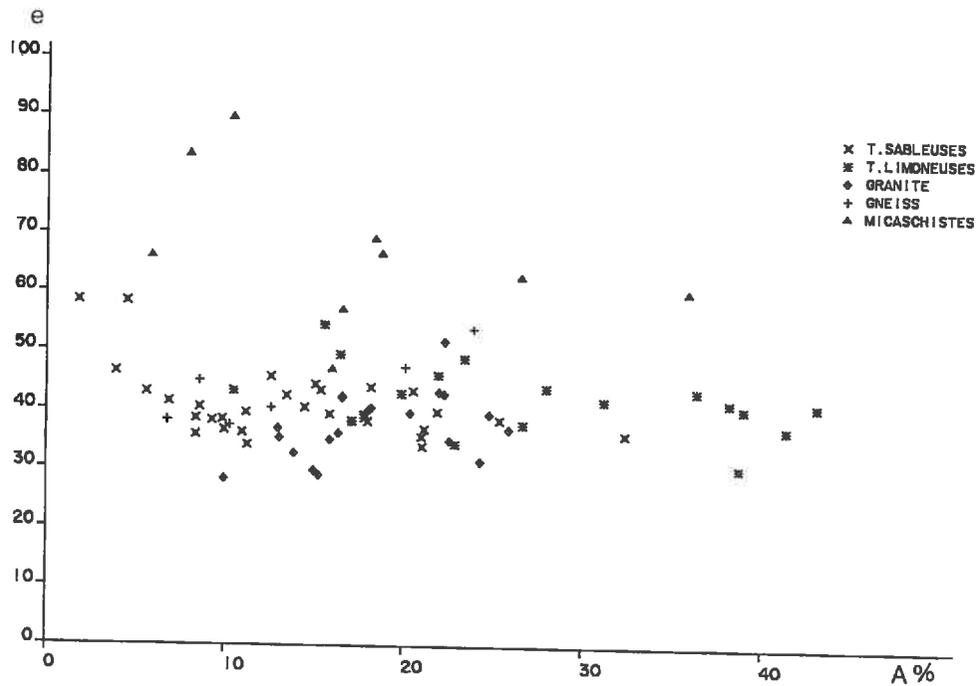


Fig. V - 1 : Porosités texturales des matériaux naturels.

L'examen de ce graphique conduit alors aux remarques suivantes:

- On observe un nuage de points irrégulier et hétérogène, indiquant qu'il n'existe pas de relation simple entre la porosité texturale et le taux d'argile.

- Toutefois, et quelle que soit la teneur en argile, il existe une forte concentration de points aux alentours de 40 points de porosité. De façon plus précise,

80 % des échantillons, tous horizons et tous profils confondus, ont des porosités texturales comprises entre 35 et 45 points.

- Seuls se situent au-dessus de cette fourchette la presque totalité des échantillons de sols sur micaschistes (COUFFIN et VERNEUIL) et quelques échantillons de sols sur matériau sableux très pauvres en argile (SEURRE 1).

On peut en déduire que la grande majorité des matériaux qui constituent les horizons des profils que nous avons étudiés, tant sur les arènes de granite et gneiss que sur les sables transportés, présentent, quelles que soient les caractéristiques des populations sableuses et leur taux d'argile, **des porosités texturales voisines de 40 points** donc peu diversifiées. En outre, ces constatations faites à propos des squelettes sableux s'appliquent également dans le cas des squelettes limoneux.

En revanche, les **matériaux micacés ont toujours de fortes porosités texturales de l'ordre de 60 à 70 points ou plus**, quel que soit le taux d'argile.

B) COMPARAISON AVEC LES RESULTATS DES MODELES EXPERIMENTAUX

I - ANALYSE DES RESULTATS

L'intérêt de l'étude de la porosité des modèles sables - argile réalisée au chapitre IV est de nous aider à interpréter les différents comportements constatés sur les matériaux naturels. Il nous faut donc maintenant, pour en tirer tous les enseignements, comparer les résultats précédents à ceux obtenus avec les mélanges les plus proches des conditions naturelles, soit ceux réalisés avec les populations sableuses **totales** (Fig. IV-3 b, p. 193).

Trois points essentiels s'en dégagent :

1 En ce qui concerne tout d'abord les matériaux sur micaschistes, on constate que les porosités texturales sont élevées, comprises entre 60 et 90 points et donc **du même ordre de grandeur** que celles obtenues dans les mélanges binaires de sables micacés des Maures avec 10 à 40 % d'argile (tab. IV-1). On obtient même semble-t-il, comme dans les modèles, une légère décroissance quand le taux d'argile augmente. On peut donc dire que la porosité texturale des matériaux issus des micaschistes (comprenant un large éventail granulométrique) est à peu près **identique** à celle des modèles binaires obtenus en associant des sables micacés avec une même argile. Dans ce cas, **l'influence**

de la forme aplatie des sables micacés semble prépondérante dans le déterminisme de l'assemblage élémentaire.

2 Pour l'essentiel des autres matériaux, les porosités sont peu différenciées, entre matériaux sur arène et matériaux de transport. Elles l'étaient déjà peu dans les mélanges sables - argile (5 points), en particulier entre les populations sableuses, Saône et Morvan.

Mais la principale différence se situe sur le plan des niveaux de porosité où l'écart entre modèles et matériau - sol est de l'ordre de 20 points en moyenne (55 à 70 points pour les modèles, 30 à 50 points pour les échantillons naturels) à taux d'argile comparable (10 à 30 %). A priori, on ne peut expliquer cette importante différence qu'en invoquant pour les matériaux - sols l'incidence d'un éventail granulométrique beaucoup plus large, c'est-à-dire comprenant toujours une fraction limoneuse plus ou moins abondante (FIES, 1978).

Ainsi, pour tout cet ensemble de matériaux, **la forme des particules sableuses deviendrait peu importante** dans le déterminisme de la porosité, qui serait en premier lieu influencé par l'importance de **l'éventail granulométrique des constituants.**

3 Enfin, nous retrouvons parfaitement avec les matériaux - sols, la constance des valeurs de porosité obtenues entre 10 et 30 % d'argile dans le cas des modèles expérimentaux. Au-delà, il est bien sûr impossible de retrouver une diminution de porosité, puisque les niveaux se situent constamment au-dessous du seuil de 50 points qui caractérise les mélanges à 40 % d'argile.

On peut néanmoins constater que, pour les matériaux qui ont fait l'objet de cette étude, qui ne sont dans leur ensemble jamais typiquement argileux, **les porosités texturales sont peu influencées par les teneurs en argile.**

Nous allons tenter, à l'aide de quelques expériences complémentaires, d'expliquer les points de convergence et de divergence constatés.

II - ETUDES COMPLEMENTAIRES ET ESSAI D'INTERPRETATION

Afin de mieux analyser les différences de porosité texturale entre modèles expérimentaux et matériaux naturels, nous avons choisi de comparer trois couples d'échantillons. Ce sont :

- d'une part, 3 horizons représentatifs de l'ensemble des profils étudiés,

horizons profonds peu organiques, établis sur trois types de matériaux renfermant des populations sableuses de formes différentes :

- SEURRE 2 - hor. A₃ : 10,0 % d'argile
- SAINT AGNAN - hor. (B) : 20,4 % d'argile
- COUFFIN - hor. (B)C : 8,0 % d'argile

- d'autre part, 3 mélanges expérimentaux sables - argile étudiés précédemment, fabriqués avec des populations sableuses comparables (sables 50 µm-1 mm) et dont les caractéristiques granulométriques sont très proches de celles des horizons précédents :

- Saône 10 A - 90 S
- Morvan 20 A - 80 S
- Maures 10 A - 90 S

Notre but étant d'analyser l'influence présumée des principaux facteurs de variation, naturels (type d'argile, caractéristiques des populations sableuses...) et expérimentaux (mode de préparation), nous avons mesuré les porosités texturales sur ces trois couples d'échantillons avec le même protocole expérimental que précédemment ; mais au demeurant, nous avons dans le même temps réalisé différents types de mélanges selon les modalités ci-après :

1 ASL : sol naturel soumis au malaxage sans séparation préalable des fractions granulométriques : mesure de la porosité texturale.

2 asl : sol reconstitué à partir de ses éléments après séparation des fractions granulométriques par la méthode internationale.

3 Aesl : sol reconstitué à partir de ses fractions sableuses et limoneuses mélangées à l'argile d'Epoisses (Ae) utilisée lors de l'étude des systèmes expérimentaux.

4 aSp : sol reconstitué avec son argile propre mélangée aux trois populations sableuses (50 µm - 1 mm) Saône, Morvan, Maures étant précisé que les sables micacés des Maures sont comparables à ceux de COUFFIN.

Les porosités mesurées sur ces divers échantillons sont reportées dans le tableau V-1.

Tableau V-1
Comparaison des porosités obtenues avec les quatre protocoles utilisés
(en indice des vides e)

Sols naturels	1 ASL	2 Asl	3 Aesl	4 aSp	Mélanges binaires sables - argile
SEURRE	42.0	44.4	49.1	51.9	Saône (10 A-90 S)
St AGNAN	39.5	39.8	40.1	60.0	Morvan (20 A-80 S)
COUFFIN	81.9	49.2	47.2	80.6	Maures (10 A-90 S)

L'analyse comparative de ces différents résultats qui caractérisent quatre types de traitement conduit en fait à six combinaisons. Parmi celles-ci, trois font intervenir consécutivement deux ou trois facteurs ; elles sont donc difficiles à interpréter. Les trois autres ne concernent qu'un seul facteur de variation ; ce sont celles-là que nous étudierons.

Nous envisagerons successivement :

- l'influence du mode de préparation
- l'influence de l'argile
- l'influence du squelette

a) Incidence du mode de préparation

On peut aborder cet aspect en comparant les traitements 1 et 2. On constate tout d'abord que le fait de reconstituer un matériau à partir de ses fractions granulométriques préalablement séparées n'a aucune incidence sur les résultats de porosité des échantillons SEURRE et St AGNAN, c'est-à-dire sur les échantillons à populations sableuses de type sub-arrondi et sub-anguleux ne contenant pas ou peu de micas. On peut en déduire que, dans ce cas, interpréter le comportement de mélanges binaires ou ternaires présente de ce point de vue une **signification réelle** par rapport à celui des matériaux naturels.

En ce qui concerne COUFFIN, les résultats sont très différents.

Pourquoi la porosité est-elle ici très nettement inférieure après séparation des constituants ? Il est permis, à ce sujet, d'émettre une hypothèse, celle d'une modification de la granulométrie du squelette, en particulier des sables, à la suite du traitement dispersant. En effet, les micas qui constituent une forte proportion de ces sables plus ou moins altérés sont peu résistants ; et l'on peut imaginer qu'ils sont particulièrement sensibles à l'action de l'agent dispersant (hexamétophosphate). Celui-ci, dissolvant une partie du fer (on le constate d'ailleurs par la forte coloration de la suspension), qui est un agent de liaison et de stabilité efficace dans ces matériaux, provoquerait ainsi une division d'un certain nombre de particules micacées, et par là-même une modification de la granulométrie. Ainsi les résultats de l'analyse granulométrique ne reflèterait pas la granulométrie réelle de l'échantillon. Cette hypothèse nous est d'ailleurs suggérée par les travaux de CHAUVEL, PEDRO et TESSIER (1976), CHAUVEL (1977), CAMBIER et PROST (1981) sur les pseudo-particules des sols ferrallitiques de Casamance, bien qu'il ne s'agissait pas, dans ce cas, de matériaux micacés.

En définitive, dans les matériaux micacés, la séparation des constituants après dispersion aboutirait à un étalement granulométrique du squelette, que l'on sait être un facteur important de diminution de porosité.

Il ne nous est pas possible de vérifier directement cette hypothèse sur le plan quantitatif, puisque toute séparation et caractérisation granulométrique du squelette impliquent une dispersion. En revanche, l'examen micromorphologique de lames minces taillées dans ces échantillons de sols expérimentaux nous a permis de constater qu'effectivement, les micas semblaient statistiquement plus petits dans l'échantillon 2 que dans l'échantillon 1 et que ceci engendrait une organisation plus serrée, donc une porosité plus faible.

b) Incidence de l'argile

La comparaison des traitements 2 et 3 nous montre que l'on obtient approximativement les **mêmes** résultats de porosité, en associant au squelette la fraction argileuse du sol ou l'argile d'Epoisses. Cette constatation, de non incidence de la nature de l'argile est intéressante ; elle nous permet, en particulier, de justifier l'approche de la porosité du sol, que nous avons conduite par la voie des modèles expérimentaux. Toutefois, il est nécessaire de rappeler que ces comparaisons sont établies sur des matériaux

d'étude peu argileux (inférieur à 20 %) avec des argiles de constitution voisine ; et il est hors de question pour nous, de prétendre qu'ils s'appliquent encore indistinctement aux matériaux franchement argileux et que tous les types d'argile induisent des caractéristiques d'organisation et de porosité identiques (TESSIER, 1984).

c) Incidence du squelette

Les traitements 1 et 4 mettent en parallèle les porosités des sols remaniés et celles des mélanges constitués entre l'argile des sols et les populations sableuses (50 µm - 1 mm) qui leur correspondent sur le plan des modèles expérimentaux.

Dans le cas des matériaux de transport (Saône - SEURRE) et des matériaux d'altération du granite (Morvan - St AGNAN), les porosités des sols sont toujours nettement inférieures à celles des modèles : 10 points dans le premier cas, 20 points dans le second. On retrouve là confirmation des résultats présentés dans les figures IV-3 b et V-1. D'ailleurs la comparaison des granulométries respectives de ces matériaux peut nous fournir quelques explications complémentaires (tableau V-2).

Tableau V-2 : Granulométrie comparée des sols et des modèles expérimentaux correspondants.

		Saône	SEURRE	Morvan	St AGNAN	Maures	COUFFIN
Sables grossiers	1 - 2 mm	0	0,9	0	20,0	0	7,9
	500 µ - 1 mm	10,3	1,7	33,4	16,2	28,2	11,4
	200 - 500 µ	32,8	30,2	21,8	13,3	39,0	27,1
Sables fins	100 - 200 µ	45,1	34,9	19,9	3,3	22,4	13,1
	50 - 100 µ	1,7	5,7	4,9	3,5	0,4	13,2
Limon grossier	20 - 50 µ	0	7,4	0	6,8	0	7,9
Limon fin	2 - 20 µ	0	8,5	0	16,5	0	11,4
Argile	< 2 µ	10,0	10,6	20,0	20,4	10,0	8,0

- La présence de limons même en faible quantité (15 à 20 %) contribue toujours à diminuer la porosité, les limons se disposant dans les vides ménagés entre les grains de sables. C'est ce qui se produit vraisemblablement pour le couple Saône-Seurre, où par ailleurs les granulométries des sables sont assez comparables.

- La différence très importante de 20 points pour Morvan-ST AGNAN peut s'expliquer également par l'étalement granulométrique très élevé à ST AGNAN avec 20 % de 1 - 2 mm, mais également la présence importante de graviers (jusqu'à 5 mm environ) dans l'échantillon du sol.

- Enfin, avec le couple Maures-COUFFIN, matériaux d'arène sur micaschistes, on obtient des porosités similaires et très élevées. On ne peut expliquer cette similitude qu'en admettant que les deux matériaux ont des granulométries réelles voisines. Pour COUFFIN, comme nous l'avons déjà souligné, cette granulométrie réelle n'est pas celle obtenue à l'analyse (tableau V-2), mais elle présente vraisemblablement au niveau du squelette des caractéristiques nettement plus grossières. Ces plaquettes micacées engendrent, surtout lorsqu'elles sont grossières, la mise en place d'un type d'assemblage lâche en "château de cartes" ménageant une très forte porosité.

III - CONCLUSION

Si les modèles expérimentaux sables - argile permettent de bien appréhender les variations de porosité obtenues avec des populations sableuses de formes différentes, ils donnent le plus souvent (sables sub-arrondis de transport, sables sub-anguleux d'arène granitique) des **valeurs de porosité nettement supérieures à celles des matériaux naturels**. Ceci n'est dû, ni à la nature de l'argile, ni au mode de préparation des échantillons, mais essentiellement aux **différences d'éventail granulométrique du squelette**. Plus cet éventail est ouvert, plus on se rapproche des porosités texturales minimales obtenues avec les matériaux naturels remaniés de granulométrie complexe.

A l'opposé, en ce qui concerne les matériaux sableux micacés issus des micaschistes, il y a concordance entre les modèles expérimentaux et les sols. Dans les deux cas, **les valeurs de porosité sont comparables et très élevées. La forme des sables en plaquettes revêt ici une influence prépondérante.**

CONCLUSIONS

A la lumière des résultats obtenus au cours de cette étude expérimentale, il apparaît que la porosité texturale des matériaux à dominante sableuse, c'est-à-dire la porosité qui résulte spécifiquement de l'organisation des constituants, est conditionnée par trois facteurs fondamentaux :

- la forme des particules,
- l'étalement granulométrique des populations sableuses et limoneuses,
- les proportions respectives de squelette et de plasma argileux.

1. La forme des particules sableuses est un critère déterminant de leur mode d'assemblage, et par voie de conséquence, des caractéristiques qualitatives et quantitatives de l'espace poral qui en résulte. Cette donnée fondamentale a été mise en évidence à trois niveaux :

- au chapitre III, où les populations sableuses naturelles étudiées se répartissent en trois groupes : sables **sub-arrondis** de transport à faible porosité, sables **sub-anguleux** d'arène granitique et gréseuse à porosité moyenne et sables **aplatés** micacés d'arènes sur micaschistes à très forte porosité;

- au chapitre IV, dans les mélanges binaires sables-argile, lorsque le critère "forme" est privilégié par le caractère quasi-monodimensionnel des particules ;

- au chapitre V, où seuls les matériaux micacés à dominante de particules aplaties, présentent des valeurs de porosités très élevées.

2. Cet effet déterminant de la forme des particules est toujours atténué par l'étalement granulométrique du squelette, et ceci, d'autant plus que les valeurs de porosité texturale sont plus faibles.

Cet aspect est bien ressorti au cours du chapitre IV, où les porosités des mélanges binaires sables-argile ont beaucoup diminué dans les matériaux sur arènes granitiques et schisteuses à large éventail granulométrique, alors qu'elles sont restées pratiquement constantes dans les matériaux de terrasses fluviales à sables triés. Il s'est également largement manifesté, au cours

du chapitre V, où il permet d'expliquer les faibles différences de porosité texturale obtenues, (sauf dans le cas des matériaux micacés), mais également la forte diminution de porosité constatée lorsque l'on passe des mélanges binaires aux matériaux naturels.

3. Enfin, si l'augmentation du taux d'argile dans les mélanges binaires conduit selon les cas, à une plus ou moins nette diminution de porosité, on ne constate pas dans les matériaux naturels d'incidence significative de la granulométrie, hormis pour quelques échantillons particulièrement riches en sables grossiers. Là encore, l'étalement granulométrique contribue à diminuer les valeurs de porosité texturale, donc à amoindrir les disparités.

Troisième Partie

UNE NOUVELLE APPROCHE DE LA POROSITE DES SOLS :

LES PROFILS POROSIMETRIQUES

INTRODUCTION

L'étude de l'organisation des sols sableux et, en particulier de leur espace poral s'est jusqu'alors effectuée par deux voies différentes et complémentaires :

- **une voie naturaliste**, descriptive et analytique, qui a consisté à caractériser les principaux horizons des sols étudiés à deux niveaux d'organisation :

. l'échelle macroscopique de terrain avec description morphologique des profils et mesure de la porosité totale in situ ;

. l'échelle microscopique au laboratoire avec description micromorphologique sur lames minces et caractérisation qualitative et quantitative de la porosité sur petits échantillons.

Ce fut l'objet de la première partie.

- **une voie expérimentale** qui, partant tout d'abord de l'étude des squelettes sableux, puis s'adressant ensuite à des modèles binaires squelette-plasma simples puis de plus en plus complexes, nous a permis de préciser le rôle des constituants du sol dans le déterminisme de la porosité et d'introduire la notion de porosité texturale de matériaux naturels.

Elle fut conduite dans la seconde partie.

Comment comparer ces diverses analyses faites à des échelles différentes d'une même réalité complexe : l'espace poral du sol ? Comment tenter un essai de synthèse de l'ensemble de ces données ? C'est ce que nous proposons dans cette troisième partie consacrée à une analyse des composantes de la porosité au niveau des profils pédologiques (cf. CHRETIEN, 1982).

Celle-ci nous permettra de situer la porosité texturale dans l'ensemble de la porosité du sol et de définir et étudier la porosité dite "pédologique" qui traduit l'action des facteurs édaphiques qu'on désigne habituellement

sous le vocable d'"histoire" des matériaux.

D'autre part, à partir d'une nouvelle échelle d'approche basée sur l'étude du ped, unité morphologique naturelle, il sera possible :

- de suivre l'évolution de la porosité sur l'ensemble d'un profil de sol depuis la roche mère jusqu'aux horizons de surface ;
- de fractionner pour chacun des horizons la porosité totale en plusieurs composantes et d'en analyser les variations à l'intérieur d'un même profil ou de faire des comparaisons d'un sol à l'autre ;
- d'étudier le comportement dynamique des matériaux en fonction des variations de contraintes hydriques.

Certaines extrapolations pourront alors être tirées sur le plan du comportement physique et hydrodynamique de ces divers types de sols marqués par l'abondance d'un squelette sableux et/ou limoneux.

CHAPITRE VI

PRESENTATION ET UTILISATION

DES PROFILS POROSIMETRIQUES

A) METHODE D'ETUDE DES COMPOSANTES DE LA POROSITE

A l'issue de la première partie, nous disposions donc pour caractériser l'espace poral des sols étudiés :

- des valeurs de la porosité totale mesurée in situ à l'échelle du dm^3 ;
- des données qualitatives et quantitatives acquises à l'aide de la porosimétrie au mercure et de l'analyse d'images sur de petits échantillons naturels de l'ordre du cm^3 , séchés à l'air.

Au terme de la seconde partie, il s'y ajoutait les valeurs de la porosité texturale mesurée sur échantillons remaniés d'environ 15 à 20 cm^3 . La méthode qui va être exposée maintenant se propose de situer ces diverses données dans une démarche cohérente en introduisant la notion de ped, unité morphologique de référence classiquement utilisée en pédologie, sur laquelle nous réaliserons deux nouvelles mesures de porosité : à l'état sec et à l'état humide. Ainsi, chacun des horizons d'un sol sera caractérisé par 4 valeurs de porosité obtenues à deux échelles d'approche : celle de l'horizon et celle du ped pour différents états physique et hydrique du matériau. L'ensemble de ces données contribuera à l'établissement du profil porosimétrique caractéristique d'un sol, et permettra de déterminer et d'étudier différentes composantes de la porosité, dont nous préciserons la signification par la suite.

I - L'UNITE MORPHOLOGIQUE DE REFERENCE : LE PED

La notion de ped n'est pas nouvelle. Elle fut définie par BREWER (1964) qui distinguait :

- les peds primaires : "Agrégats les plus simples qui apparaissent dans un sol. Ils ne peuvent être divisés en agrégats plus petits, mais peuvent

être assemblés pour engendrer des agrégats plus complexes" ;

- les peds secondaires : "Arrangements des agrégats primaires, de leurs vides interpédaux et accidents pédologiques interpédaux associés". Leur taille est de l'ordre de quelques centimètres d'après les schémas et photographies présentés.

C'est ce ped secondaire, **unité morphologique naturelle**, d'un volume voisin de 15 à 20 cm³ que nous avons choisi comme référence pour caractériser les composantes de la porosité du sol. Il représente, en effet, l'unité volumique de base à partir de laquelle on réalise les observations fines, lames minces pour micromorphologie et analyse d'images, agrégats pour observation au microscope à balayage ; il constitue le niveau d'approche du sol au laboratoire à partir duquel on effectue diverses mesures de la porosité sur modèles expérimentaux ou échantillons naturels non perturbés, telles que la porosité de mottes par la méthode au vernis, le gonflement-retrait à pF contrôlé, la porosimétrie au mercure....

Il se justifie également par le fait que nous travaillons essentiellement au niveau du **solum complet** (profil pédologique) avec des structures en général grossières de l'ordre du centimètre au décimètre (polyédrique, prismatique...) dans les horizons profonds, et pas seulement au niveau de l'horizon cultural où les structures biologiques sont souvent plus fines de l'ordre du millimètre au centimètre (grumeleuse, grenue, polyédrique fine) et fortement marquées par les travaux culturaux (MANICHON, 1982).

Sur le plan de la morphologie, quatre cas peuvent se présenter (Planche VI-1).

Le ped peut correspondre en effet :

- soit à un fragment d'une structure continue (cassée mais non coupée), (ex : SEURRE 1 - hor. A₁₂) ;
- soit à une unité structurale sans sous-structure, (ex : SEURRE 4 - hor B₂tg à structure polyédrique grossière) ;
- soit à une unité à structure fine possédant une sur-structure

Planche VI-1 : Différents types de peds (G = 1,5)

SEURRE 1

Horizon A12



SEURRE 4

Horizon B2tg



SAINT AGNAN

Horizon Ap

COUFFIN

Horizon C



1 cm



grossière (horizon de surface), (ex : SAINT-AGNAN - hor. Ap à structure grumeleuse) ;

soit, enfin à une unité structurale grossière possédant une sous-structure fine (horizon de profondeur), (ex : COUFFIN - hor C à sous-structure lamellaire) ;

Dans ces deux derniers cas, il existe donc une porosité microstructurale.

Ces différences apparaîtront évidemment dans les valeurs des composantes de la porosité.

II - DETERMINATION DES COMPOSANTES DE LA POROSITE - ETABLISSEMENT DU PROFIL POROSIMETRIQUE

L'approche proposée consiste à réaliser quatre mesures de porosité sur chacun des horizons du profil pédologique :

- trois mesures sur sol naturel :

. une mesure in situ au densitomètre à membrane (1ère partie, chap. I et II),

. une mesure au laboratoire sur mottes naturelles (peds) à l'état d'humidité du terrain,

. une mesure sur mottes naturelles (peds) après séchage à l'air. La méthode au vernis utilisée pour ces mesures sur mottes est précisée en Annexe I-2.

- une mesure sur sol remanié préparé selon le protocole expérimental utilisé pour la mesure de la porosité texturale (2e partie, chap. V)

On obtient ainsi un **profil porosimétrique** avec quatre courbes, qui délimitent différents domaines dont chacun est l'expression quantitative d'une fraction de la porosité (fig. VI-1). Nous les appellerons **composantes de la porosité**. Elles sont définies ainsi :

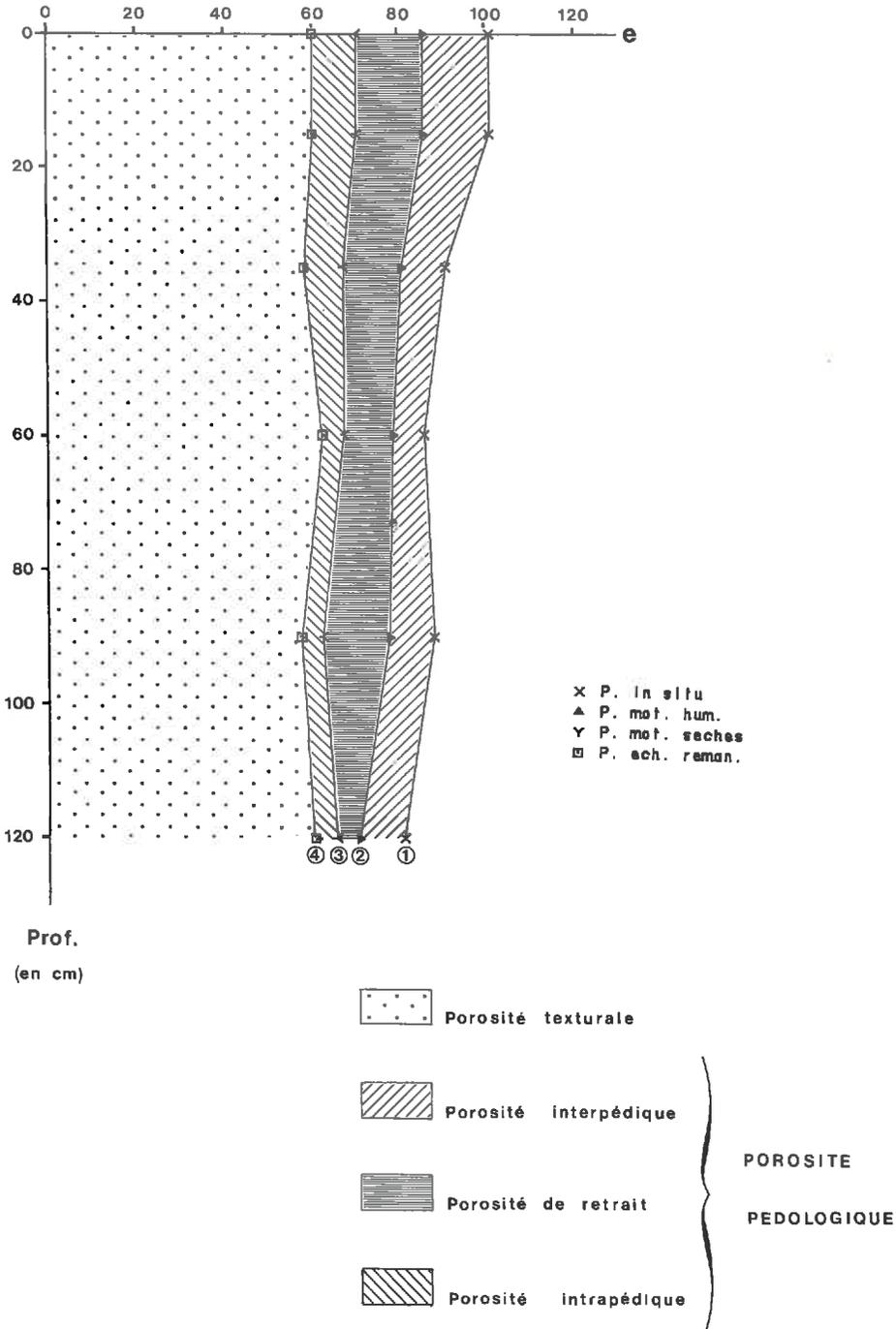
- à gauche de la courbe 1, c'est la **porosité totale**

- à gauche de la courbe 3, c'est la **porosité pédique**

- à gauche de la courbe 4, c'est la **porosité texturale**

- entre les deux courbes 1 et 4, se situe la **porosité** que nous appellerons

Fig. VI - 1 : Le profil porosimétrique et les composantes de la porosité.



pédologique et qui a pour origine différents phénomènes : fissuration, structuration, évolution pédologique, action biologique, faunique et racinaire. On peut la subdiviser en trois domaines, ainsi nommés :

. entre 1 et 2 : la **porosité interpédique** : porosité in situ - porosité sur mottes humides. C'est une porosité grossière macrostructurale et macrofaunique ;

. entre 2 et 3 : la **porosité de retrait** pédique : porosité sur mottes humides - porosité sur mottes sèches. Elle représente la valeur du retrait à l'échelle du ped ;

. entre 3 et 4 : la **porosité intrapédique*** : porosité sur mottes sèches - porosité texturale. C'est une porosité fine, microstructurale et microfaunique.

La somme porosité texturale + porosité intrapédique représente la porosité du ped à l'état sec.

Sauf dans l'horizon cultural Ap où les différentes pratiques agricoles peuvent considérablement modifier la valeur de ces composantes (il pourrait d'ailleurs être intéressant d'utiliser cette méthode pour en suivre l'évolution), on peut considérer que :

- la courbe 1 est fixe,

- les courbes 3 et 4 sont également fixes à partir du moment où l'on a défini la taille du ped de référence,

- seule, la courbe 2 est variable. Sa position entre 1 et 3 dépend de l'état d'humidité du sol. Elle n'en constitue pas moins une référence à un instant donné, celui de l'observation.

* Assurément, le préfixe "intra" qui signifie "à l'intérieur de" ne convient pas, en toute rigueur, pour désigner uniquement cette fraction de la porosité pédologique incluse dans la porosité pédique. Néanmoins, nous l'utiliserons dans la suite de ce mémoire pour en faciliter l'expression.

L'examen des profils porosimétriques permet* :

- une étude comparative de l'allure des courbes d'un type de sol à l'autre,

- des comparaisons sur l'évolution des composantes de la porosité d'un horizon à l'autre sur l'ensemble d'un solum,

- une analyse pour chacun des horizons d'un profil de sol de la valeur des composantes de la porosité.

Ce sont ces différentes démarches que nous allons maintenant utiliser pour comparer les profils porosimétriques des sols sur arènes et des sols sur matériaux de transport.

B) ANALYSE DES PROFILS POROSIMÉTRIQUES DES SOLS SABLEUX ETUDIÉS

I - ALLURE GÉNÉRALE

Les profils porosimétriques établis de cette manière pour les divers sols sableux développés sur arènes (5) et sur matériaux de transport de la séquence de Seurre (5) sont représentés sur les figures VI-2 et VI-3).

Les résultats qui ont servi à leur élaboration sont ceux qui caractérisent pour chacun des horizons :

- la porosité totale in situ (1ère partie, chap. I et II - Tableaux des caractéristiques physico-chimiques des profils étudiés).

*Remarque : la présentation de ces courbes porosimétriques de façon continue en reliant par des droites obliques les mesures successives sur l'ensemble d'un profil a l'avantage d'une grande clarté d'expression, mais implique une certaine inexactitude. En effet, ces courbes devraient, en toute rigueur, refléter l'aspect successif et discontinu des horizons en présentant une succession de droites verticales décalées, chaque valeur indiquée étant en réalité une valeur moyenne caractéristique d'un horizon. Cette remarque est d'autant plus vraie que la transition inter-horizon est plus abrupte, ce qui n'est évidemment pas toujours le cas.

- la porosité pédique mesurée au laboratoire sur mottes naturelles à l'humidité au champ et après séchage à l'air (annexe II-3).

- la porosité texturale des matériaux naturels (IIIe partie, Tableaux VII-1 et 2, p. 245 et 247).

Plusieurs points importants s'en dégagent :

1) d'une façon générale et dans tous les profils porosimétriques, les **courbes de porosité se juxtaposent de droite à gauche dans le même ordre 1, 2, 3, 4**. D'où les inéquations suivantes :

porosité totale in situ > porosité des peds humides > porosité des peds secs > porosité texturale.

Ce classement, logique et prévisible, souligne d'une certaine façon la fiabilité de cette méthode qui met en comparaison des résultats obtenus à deux échelles par différentes techniques de mesure. Pourtant deux exceptions échappent à cette règle :

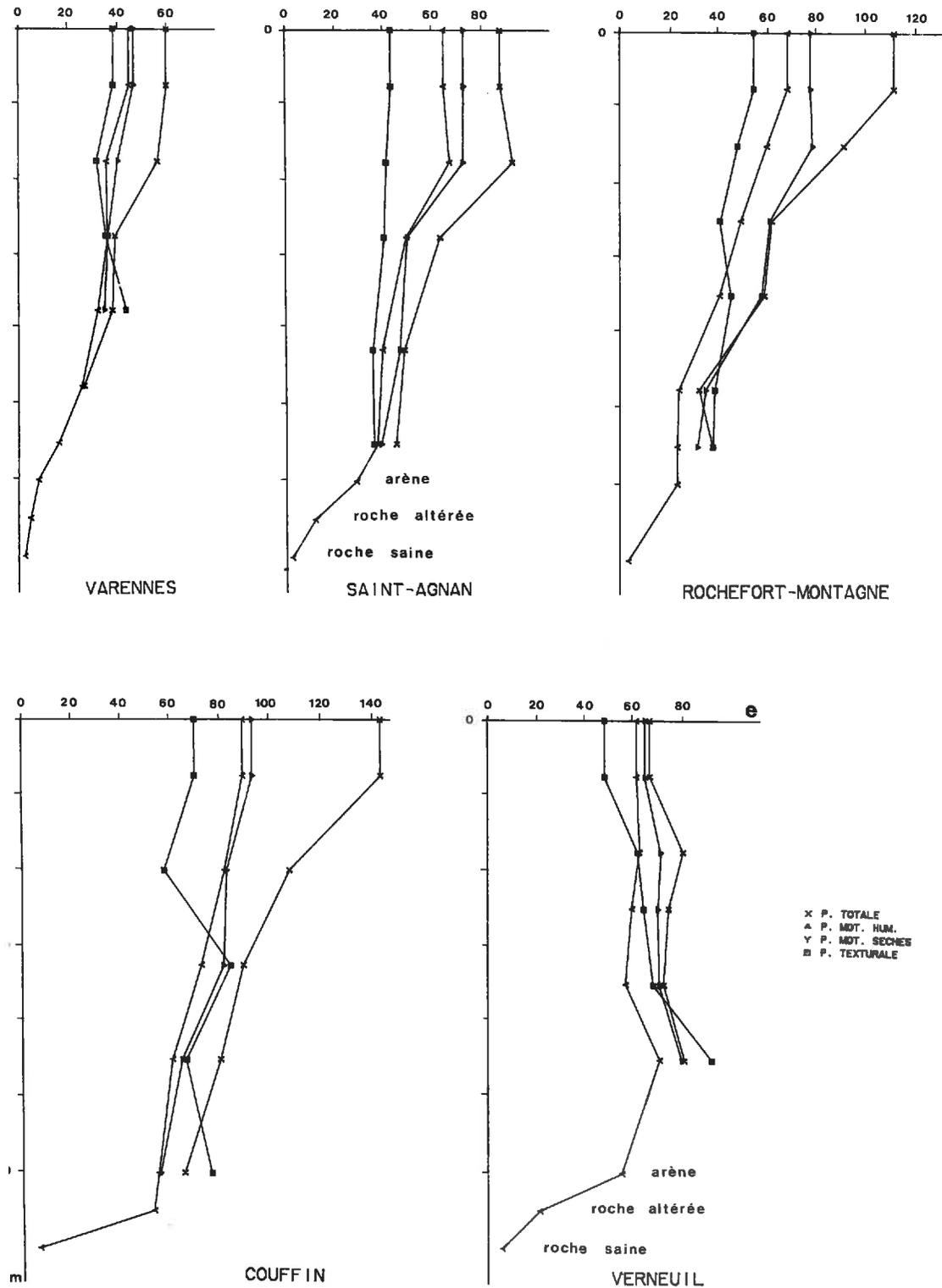
- Dans tous les sols sur arènes, la courbe 4 chevauche les courbes 3 et 2, parfois la courbe 1 dans les horizons (B)C et surtout C. Ceci signifie que dans ces horizons d'arénisation et d'altération, la porosité pédique, voire même la porosité totale sont inférieures à la porosité texturale. C'est une anomalie importante que nous tenterons d'expliquer dans le prochain chapitre relatif à l'étude de la porosité texturale (chap. VII).

- Dans le profil porosimétrique Seurre 1 (fig. VI-3), la courbe 3 est à droite de la courbe 2. Dans ce cas unique, le passage du ped de l'état humide à l'état sec conduit à un accroissement de porosité. Il s'agit encore d'une anomalie sur laquelle nous reviendrons par la suite.

2) L'allure générale des profils porosimétriques **différencie nettement** les sols sur arènes des sols sur matériaux de transport :

- **Dans les sols sur arènes** (sauf à Verneuil), les faisceaux de courbes ont une nette orientation vers la droite quand on parcourt le profil de bas en haut. Il en résulte que les **différentes porosités**, totales (on le savait déjà,

Fig. VI - 2 : Les profils porosimétriques - Sols sur arènes.



chap. I) mais également pédiques, **augmentent systématiquement et progressivement depuis les horizons profonds jusqu'aux horizons supérieurs**. De plus, ces faisceaux de courbes sont étroits à la base des profils dans les horizons C et (B)C, puis s'ouvrent en général très largement dans les horizons (B) et surtout A, matérialisant ainsi une **très forte extension de la porosité pédologique**.

Dans les sols de transport de la séquence de Seurre au contraire, les courbes sont assez régulières et d'allure pseudo-verticale. Les **porosités totales et pédiques varient très peu à l'intérieur de chaque solum**, en dépit des modifications parfois importantes de la granulométrie et de la texture des matériaux. En outre, les quatre courbes restent sensiblement parallèles et donc, la **porosité pédologique relativement constante**.

II - CAS PARTICULIERS

Nous en envisagerons deux :

- sol sur sable pur
- sol sur micaschistes à pendage horizontal

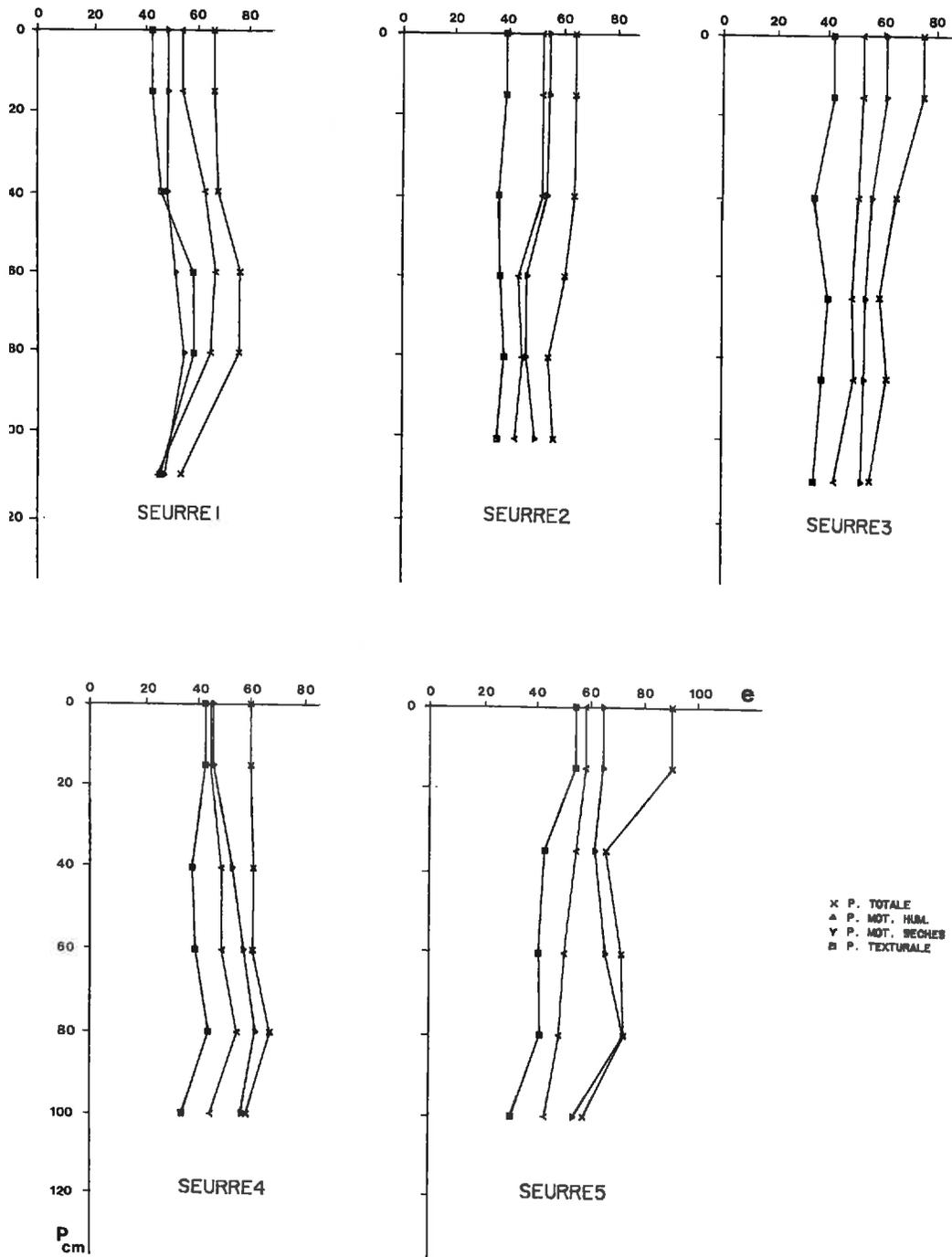
a) Sol sur sable pur : Seurre 1

Ce sol est donc le seul où, pour chacun des horizons, le séchage du ped conduit à un accroissement de sa porosité (par exemple $\Delta e = 6$ pour les horizons A_{12} et A_{21}). Ce comportement spécifique est à rapprocher de celui des massifs sableux. La porosité mesurée à l'état humide sur ces massifs était alors dans tous les cas, sauf celui des Billes, inférieure à celle qui caractérisait l'état sec (2e partie, chap. III-B). Pour les sables de Saône, en particulier, on obtenait $\Delta e = 11$. Ainsi, il est permis de penser que le très faible taux d'argile des horizons A de ce profil (4 % environ) engendre la quasi-absence de gonflement et leur confère un comportement de type massif sableux avec un meilleur ajustement des grains.

b) Sol sur micaschistes à pendage horizontal : Verneuil

Nous avons déjà évoqué dans la 1ère partie le comportement singulier de ce sol sur arène de micaschistes à pendage horizontal. Il se confirme par l'allure du profil porosimétrique où les quatre courbes de porosité suivent des cheminements en "zig-zag" mais sensiblement parallèles, avec diminution de porosité du C au (B)C, constance du (B)C au (B) et à nouveau diminution du (B) à l'horizon A. Il s'y ajoute également une constan-

Fig. VI - 3 : Les profils porosimétriques - Sols sur matériaux de transport.



ce de la porosité pédologique, dont le comportement s'apparente davantage à celui des sols de la séquence de SEURRE plutôt qu'à celui des sols sur arène. Nous avons, précédemment, tenté d'expliquer ce comportement par un phénomène de tassement textural. Il est sans doute vraisemblable également d'envisager une forte réorganisation des matériaux suite à une pédogenèse nettement argilifiante. Nous y reviendrons par la suite.

Après avoir comparé les profils porosimétriques des sols sur arènes et des sols sur terrasses fluviales, nous allons maintenant examiner leur évolution, dans chacun des cas, sur l'ensemble des horizons des profils pédologiques étudiés.

C) EVOLUTION QUANTITATIVE DE LA POROSITE DE L'ELEMENT DE REFERENCE (PED)

C'est sur le ped à l'état sec qu'il nous a semblé le plus intéressant de suivre l'évolution de la porosité, en particulier dans le cas des sols développés in situ, à toutes les étapes de la transformation d'un matériau originel en sol depuis la roche saine jusqu'aux horizons de surface. Il représente d'ailleurs la seule unité morphologique, sur laquelle il soit possible de faire des mesures de porosité d'un bout à l'autre de la chaîne, avec une même technique et dans des conditions hydriques voisines.

Cette évolution est matérialisée par la courbe 3 des profils porosimétriques. Nous l'étudierons de façon plus précise à partir des données chiffrées rassemblées dans les tableaux VI-I et VI-2.

I - SOLS SUR ARENES

Remarque préliminaire : il est souvent difficile de séparer nettement les différents stades de l'altération et de l'évolution pédologique : roche saine, roche altérée, arène, horizons C, (B)C, (B), A(B), A. Ceci résulte d'une part, du fait qu'il s'agit d'un phénomène continu et progressif ; d'autre part, que nous n'avons jamais pu observer sur une même coupe l'ensemble de la chaîne évolutive. En particulier, les échantillons de roche saine et roche altérée n'ont jamais été recueillis sur le profil lui-même, mais dans son environnement plus ou moins immédiat à la faveur d'affleurements naturels (pente forte) ou artificiels (carrières et tranchées).

a) Evolution de la porosité de la roche à l'arène

Trois stades sont considérés (tableau VI-1) :

Tableau VI - 1 : Evolution quantitative de la porosité du ped - Sols sur arènes.

		Granite		Gneiss	Micaschistes	
		VARENNES	ST AGNAN	ROCHFORT	COUFFIN	VERNEUIL
H O R I Z O N S D U S O L	A 0 à 25 cm	44,2	63,5	67,3	88,6	59,7
	(B) ou A (B) 25 à 40-50 cm	35,2	48,5	48,7	81,2	60,9
	(B)C 40-50 à 60-80	35,8	38,8	40,0	71,6	54,3
	C ₁ 60-80 à 100	31,8	36,6	23,8	59,9	70,6
	C ₂ 100 à 120 cm	25,4	34,0	23,0	54,1	70,6
R O C H E	1,5 m Arène	16,4	28,1	23,0	52,8	53,7
	5 m	7,8			52,3	
M E R E	Roche altérée	4,6	11,4			21,0
	Roche saine	2,4	2,3	3,3	6,5	5,9

- **Roches saines** : les porosités sont alors **très faibles** et constantes de l'ordre de 2 points pour les deux types de granite étudié, un peu plus élevées et plus variables : 5 à 6 pour les micaschistes dont la constitution apparaît assez hétérogène. Les gneiss sont intermédiaires avec 3,3 points.

- **Roches altérées** : les roches saines très résistantes se transforment progressivement en roches plus ou moins altérées qui restent dures, cohérentes mais peuvent toutefois se fragmenter partiellement à la main. Il est évident que leur porosité dépend étroitement de leur **degré d'altération**. Nous avons obtenu 4,6 points pour les pegmatites de Varennes, 11,4 pour le granite

à deux micras de Saint Agnan et 21 pour les micaschistes de Verneuil.

- **Arènes** : on atteint ensuite le stade de l'arène où la structure originelle de la roche est conservée, mais où la cohérence diminue jusqu'à atteindre un état pseudo-friable, permettant une facile désagrégation.

Dans les arènes granitiques, la porosité semble croître assez régulièrement de bas en haut. Elle est toutefois plus faible à Varennes (7,8 points à 5 m, 16,4 à 1,5 m) qu'à Saint Agnan (28,1 à 1,5 m).

Dans les micaschistes, l'arène acquiert une **porosité considérable** (plus de 50 points), aussi bien à Verneuil (53,7 à 1,5 m) qu'à Couffin où elle est pratiquement stable sur l'ensemble de la coupe (52,3 à 5 m, 52,8 à 1,5 m).

Dans ces deux derniers cas, on aboutit donc à une arène extrêmement poreuse, même si la profondeur d'altération est différente (DEJOU, 1971). En revanche, dans le Massif des Maures, sous climat méditerranéen, les micaschistes altérés sub-verticaux, que nous avons observés directement sous un sol brun acide de 40 cm, n'avait que 24,8 points de porosité.

b) Evolution de la porosité dans les horizons pédologiques

Nous avons mis en comparaison (tab. VI-1) les valeurs de porosité des quatre horizons-types de ces sols d'altération in situ : C, (B)C, (B) ou A(B) et A, même s'ils ne sont pas localisés à la même profondeur dans les différents profils. Examinons l'évolution de la porosité pédique dans les cinq profils étudiés par type de roche mère.

- Sols sur granite

Comme celle des arènes, la porosité pédique des horizons C est plus faible à VARENNES qu'à SAINT-AGNAN. En revanche, dans les deux cas, **elle s'accroît régulièrement** de bas en haut mais moins à VARENNES dans un sol fortement graveleux (19 points) qu'à SAINT-AGNAN où les sables grossiers dominent (30 points). Il en résulte dans les horizons A de ces deux sols une différence importante de porosité de près de 20 points.

- Sol sur gneiss

La porosité pédique très faible dans l'horizon C du profil de ROCHE-FORT **augmente brusquement** lors du passage à l'horizon intermédiaire (B)C, consécutivement à une nette diminution des fractions granulométriques

grossières (graviers et sables grossiers). Dans les horizons supérieurs, elle devient ainsi comparable à celle de SAINT-AGNAN, mais l'accroissement entre les horizons C₂ et A est beaucoup plus important (43 points).

- Sols sur micaschistes

L'orientation du pendage de la roche-mère avec ses conséquences sur le plan granulométrique engendre **deux évolutions très différentes** de la porosité pédique de bas en haut des profils. Dans les deux cas, les porosités des horizons C sont très élevées encore plus à VERNEUIL qu'à COUFFIN, mais :

- dans le sol sur micaschistes à schistosité sub-verticale, on constate, comme dans les sols sur granite et gneiss, **une progression constante et régulière** vers le sommet du profil (34 points d'écart entre les horizons C et A) liée à une faible augmentation du taux d'argile pour aboutir à une porosité pédique très élevée dans les horizons de surface.

- dans le sol sur micaschistes à schistosité sub-horizontale, au contraire, on assiste à **une diminution** de 13 points, ce qui est considérable, lors du passage de l'horizon C au (B)C. On peut sans doute l'attribuer, comme nous l'avons déjà souligné, à un phénomène de tassement dû à l'effondrement de la structure schisteuse mais également à une modification de la granulométrie avec accroissement consécutif du taux d'éléments grossiers (graviers et sables) et de la teneur en argile. Puis la porosité pédique augmente ensuite légèrement pour atteindre 60 points aussi bien dans l'horizon (B) fortement argilifié que dans l'horizon A de texture limoneuse.

II - SOLS SUR MATERIAUX TRANSPORTES

Un rapide coup d'oeil sur l'évolution des courbes de porosité pédique des sols de la séquence de Seurre (fig. VI-4, courbe 3) suffit à montrer que la porosité varie assez peu et de façon dissemblable sur l'ensemble des profils. Le tableau VI-2 qui présente les données relatives aux horizons-types Ap, A₂, B_{2t}, B₃ permet de nous en rendre compte de façon plus précise. Il en ressort que **les écarts de porosité (Δ e) entre les différents horizons sur chacun des solums sont faibles** : 10 points pour S₂, S₃, S₄, 15 points pour S₅ et 18 points pour S₁. Il est difficile dans ces conditions, et compte tenu de la précision des méthodes (annexe I-2), d'analyser les différences de quelques points d'un horizon à l'autre. On peut toutefois constater que :

- Dans les sols peu différenciés à squelette sableux dominant, on observe une nette augmentation de porosité entre le Bt et l'A₂ : 18 points pour S₁, 10 points pour S₂. Il s'agit, comme nous l'avons déjà souligné, d'un comportement spécifique des sables purs, qui conduit dans l'horizon A₂ à une très forte porosité à sec, nettement plus élevée qu'en présence d'argile, même si le taux reste modéré (12,5 dans l'horizon Bt).

Tableau VI-2 : Evolution quantitative de la porosité du ped
Sols sur matériaux transportés (en indice des vides e)

	S ₁	S ₂	S ₃	S ₄	S ₅
Ap	54,2	52,0	52,1	45,1	58,0
A ₂	62,6	52,6	50,4	49,0	54,5
B _{2t}	44,3	42,1	48,9	54,6	48,3
B ₃	-	-	41,6	44,7	43,2

- Dans les sols évolués à squelette limoneux dominant et à forte différenciation texturale (S₃, S₄ et S₅), la porosité croît nettement du B₃ au B_{2t} consécutivement à l'augmentation du taux d'argile puis oscille autour de 50 points, y compris dans les A₂.

- Dans les horizons Ap, les porosités sont fortement influencées par le passé cultural récent.

D) CONCLUSION

Ce chapitre VI nous a permis de présenter les différentes valeurs de porosité obtenues pour chacun des horizons d'un profil pédologique sous une forme graphique et synthétique, celle du **profil porosimétrique**. Il est apparu rapidement que l'allure de celui-ci permettait de différencier nettement les sols issus de l'altération d'une roche-mère et ceux développés sur des matériaux transportés.

- **Dans les sols sur arènes**, le profil porosimétrique présente un faisceau de courbes qui s'ouvrent de bas en haut depuis l'arène jusqu'aux horizons de surface traduisant, par là-même, une **augmentation progressive de toutes les composantes de la porosité**. En outre, et en dépit de l'importance des transformations engendrées par la pédogenèse, le **niveau de porosité qui caractérise l'organisation de l'arène semble conditionner le niveau de porosité**

du sol, ceci ressort particulièrement bien des données présentées dans le tableau VI-3.

Tableau VI-3 : Comparaison schématique de la porosité pédique des arènes et des sols développés sur les différentes roches-mères (en indice des vides e)

	pegmatite	granite	gneiss	micaschistes	
				pendage horizontal	pendage vertical
Horizon (B)	35	50	50	60	80
Arène	15	30	25	50	50
Porosité	faible	moyenne	moyenne	forte	très forte

On constate globalement que :

- les pegmatites, granites à grain grossier, donnent des sols à **très faible** porosité ;

- les granites à grain moyen et les gneiss présentent des matériaux d'altération et des sols aux caractéristiques assez voisines avec une porosité **moyenne** ;

- les micaschistes engendrent dans tous les cas, si l'altération est importante, une **arène très poreuse** qui évolue selon le pendage des couches, vers de **très fortes** porosités s'il est **subvertical** ou bien vers des porosités **plus faibles** avec d'intenses transformations pédogénétiques s'il est **subhorizontal**.

- Dans les sols sur terrasses fluviales, les courbes sont **régulières, pseudo-verticales et souvent presque parallèles**, exprimant ainsi une certaine constance dans les valeurs de la porosité à tous les niveaux d'approche. Ainsi, **la porosité pédique varie peu**, tant sur un même profil en dépit de l'enrichissement en argile dû au lessivage que d'un profil à l'autre malgré les variations granulométriques du squelette entre sables et limons. Elle se situe autour de 50 points dans les horizons A₂, donc du même ordre de grandeur que celle des horizons (B) des sols sur granites et gneiss.

Après cette étude du profil porosimétrique, qui traduit l'évolution

quantitative du système poral au cours de la pédogenèse, il nous faut maintenant envisager le second aspect des possibilités offertes par cette nouvelle méthode d'approche, à savoir l'analyse comparative des composantes de la porosité au sein de chacun des horizons, à l'intérieur d'un même profil, et d'un type de sol à l'autre. Ce sera l'objet du prochain chapitre.

CHAPITRE VII

LES COMPOSANTES DE LA POROSITE

INTRODUCTION

Nous avons proposé au chapitre VI une méthode d'étude de la porosité des sols à partir des profils porosimétriques qui permet, pour chacun des horizons, de fractionner quantitativement la porosité totale en un certain nombre de **composantes**. Celles-ci sont des données stables compte tenu des conditions expérimentales. Elles représentent un **état statique de la répartition quantitative de l'espace poral** à l'état d'humidité au champ.

En fait, on distingue deux **composantes principales** pour lesquelles l'origine de l'espace poral est de nature différente :

- **la porosité texturale** qui exprime la part de la porosité totale relevant spécifiquement de **l'organisation des constituants** et qui se trouve donc sous l'influence directe des caractéristiques texturales des matériaux : distribution dimensionnelle, forme et nature des particules constitutives. Cette notion a l'avantage de bien situer le rôle de ces derniers facteurs en permettant l'analyse à travers une série de modèles expérimentaux, de plus en plus complexes jusqu'au matériau-sol lui-même.

- **la porosité pédologique** qui traduit globalement l'ingérence de **l'histoire du matériau, histoire pédologique au sens large**, c'est-à-dire pédogénétique (altération, transferts, concrétionnement), pédoclimatiques (alternance d'humectation-dessiccation, gel...), pédobiologique (action de la matière organique, de la faune et des systèmes racinaires...), et agronomique (action des techniques culturales).

C'est l'étude de ces deux composantes principales que nous allons aborder maintenant. Les résultats sont présentés de façon analytique dans les tableaux VII-1 et VII-2 et sous forme d'histogrammes (figure VII-1), afin de bien faire ressortir comparativement l'importance relative des différentes composantes de la porosité.

Cette démarche n'est pas nouvelle, elle a déjà été proposée par différents auteurs (MONNIER, STENGEL ET FIES, 1973 ; FIES, 1978 ; STENGEL, 1979 et 1982) qui distinguent deux systèmes de porosité différente, qualifiée de texturale et structurale. La notion de porosité pédologique que nous proposons est très proche de cette dernière mais sa formulation nous semble mieux correspondre à une approche globale du sol en tant que système naturel.

A) LA POROSITE TEXTURALE - NATURE ET SIGNIFICATION

I - INTERET ET LIMITES

Comme l'examen des profils porosimétriques nous l'a montré (chap. VI), deux cas peuvent se présenter :

- Dans tous les sols sur matériaux de transport, la courbe 4 se situe toujours à gauche des trois autres courbes. Il en ressort que la porosité texturale représente toujours en quelque sorte la fraction "minimale" de la porosité du sol obtenue dans des conditions de contraintes bien définies et au-delà de laquelle se développe la porosité pédologique.*
- En revanche, dans les sols sur arènes, cette courbe 4 chevauche les courbes 3 et 2, parfois la courbe 1 dans les horizons C et même souvent (B)C. Cela signifie que la porosité texturale obtenue expérimentalement selon le protocole utilisé n'est plus la porosité "minimale" de ces matériaux. En particulier, elle est supérieure à la porosité pédique, c'est-à-dire qu'elle caractérise une organisation plus lâche que celle de l'arène. Pourquoi ces différences ? Il faut en chercher l'explication dans l'origine de l'individualisation d'un matériau meuble sableux. Ici, au départ, il s'agissait de particules jointives à sec, et non assemblées par référence à l'effet stérique ; or, le protocole qui comporte un malaxage à l'état humide a des chances de mettre en évidence un type d'assemblage réellement spécifique de la distribution dimensionnelle et de la forme des particules dans le cas des matériaux de transport fluviaux ou marins à mode de mise en place hydraulique.

*Il est évident que cette notion est différente de celle d'espace poral textural défini par FAURE (1981) pour caractériser l'arrangement le plus serré physiquement possible des éléments constitutifs d'un matériau.

Tableau VII-1 : Les composantes de la porosité. Sols de transport.
(exprimées en indice des vides e)

Profils	Humidité volumique %	Porosité pédique						P. pédo. P. tot. en %	P. text. P. tot. en %
		Porosité totale	Porosité totale		Porosité pédologique				
			Porosité pédologique	Porosité texturale	Porosité intra-pédique	Porosité de retrait	Porosité inter-pédique		
SEURRE 1									
Ap (0 - 25 cm)	35,4	66.2	23.2	42.9	11.3	- 5.4	17.4	35.2	64.8
A ₁₂ (25 - 50 cm)	30.2	67.5	21.2	46.3	16.3	- 14.0	18.9	31.4	68.6
A ₂₁ (50 - 70 cm)	32.8	75.6	17.4	58.2	8.3	- 14.9	24.0	23.0	77.0
A ₂₂ (70 - 90 cm)	32.9	75.2	16.9	58.3	6.3	- 9.9	20.5	22.5	77.5
B _t (90 - 120 cm)	44.0	53.5	8.7	45.6		2.4	6.3	14.8	85.2
SEURRE 2									
Ap (0 - 30 cm)	41.7	64.3	25.8	38.5	13.5	2.5	9.8	40.1	59.9
A ₂ (30 - 50 cm)	38.2	63.9	28.2	35.7	16.3	1.8	10.1	44.1	55.9
A ₃ (50 - 70 cm)	38.2	60.4	23.9	36.5	6.8	3.1	14.0	39.6	60.4
A ₁ (70 - 90 cm)	41.0	54.4	16.3	38.1	6.8	1.3	8.2	30.0	70.0
B _{2t} (90 - 110 cm)	46.1	56.4	20.8	35.6	6.5	7.3	7.0	36.9	63.1
SEURRE 3									
Ap (0 - 27 cm)	49.5	74.6	33.3	41.3	10.8	8.7	13.8	44.6	55.4
A ₂ (27 - 55 cm)	46.4	64.5	30.5	34.0	16.4	5.0	9.1	47.3	52.7
A _{2Bg} (55-75 cm)	49.2	58.4	19.1	39.3	9.0	4.8	5.3	32.7	67.3
Btg (75 - 95 cm)	50.8	61.1	24.2	36.9	12.0	3.7	8.5	39.6	60.4
Btg (95 - 110 cm)	49.0	54.8	20.9	33.9	7.6	9.8	3.5	38.1	61.9
SEURRE 4									
Ap (0 - 28 cm)	47.3	60.1	17.0	43.1	1.9	0.9	14.2	28.3	71.7
A _{2g} (28 - 45 cm)	45.7	61.5	23.4	38.1	10.9	4.0	8.5	38.0	62.0
A _{2Bg} (45 - 70 cm)	50.2	60.7	21.5	39.2	10.0	8.0	3.5	35.4	64.6
B _{2tg} (70 - 90 cm)	59.0	67.1	23.1	44.0	10.7	6.8	5.6	34.4	65.6
B _{3g} (90 - 110 cm)	52.9	58.0	23.7	34.3	10.4	11.5	1.8	40.9	59.1
SEURRE 5									
Ap (0 - 25 cm)	67.0	90.1	35.8	54.3	3.7	6.5	25.6	39.7	60.3
A _{2g} (25 - 40 cm)	58.4	65.6	22.8	42.8	11.7	7.0	4.1	34.6	65.4
II B _{1g} (40-50 cm)	63.5	71.5	30.9	40.6	9.6	15.2	6.1	43.2	56.8
II B _{2tg} (50-95 cm)	68.9	72.3	31.1	41.2	7.1	23.7	0.3	43.0	57.0
II B _{3g} (95-110 cm)	56.9	57.5	27.0	30.5	12.4	10.7	3.9	46.9	53.1

Au contraire, ce protocole n'a plus de signification dans les arènes où l'organisation est héritée de la structure pétrographique de la roche mère. On peut considérer alors que la porosité "minimale" à partir de laquelle va se développer la porosité pédologique, n'est plus la porosité texturale conventionnelle ; Il s'agit de la **porosité d'arénisation**. Par contre, comme les études micro-morphologiques nous l'ont bien montré (chap. I-C), sur certains sites des horizons (B)C et dans l'ensemble des horizons (B) et A, le type d'organisation issu de l'arène s'estompe sans toutefois disparaître totalement. Un nouvel espace poral apparaît qui traduit la redistribution granulométrique du matériau et les caractéristiques stériques des constituants. La porosité texturale redevient "minimale".

II - PRESENTATION DES RESULTATS

L'étude statistique réalisée à partir de 90 matériaux naturels à squelette sableux et limoneux nous a montré (chap. V) que la porosité texturale variait en général assez peu et que 80 % des échantillons se situaient entre 35 et 45 points. L'examen des résultats obtenus sur les 10 profils types confirme ces conclusions.

a) Sols de transport

En ce qui concerne les sols de la séquence de SEURRE, les résultats s'évaluent de 30,5 à 58,3 points et la moyenne se situe à 41,2 points. On observe très bien sur la figure VII-1 cette relative stabilité des valeurs de la porosité texturale, même avec des variations texturales importantes ; en particulier dans les profils S_2 , S_3 , S_4 . Quelques horizons pourtant, se situent en dehors de cette fourchette :

- Vers 35 points et légèrement en-dessous, on trouve certains horizons profonds des sols lessivés sur limon en particulier les B_3 . Ils présentent des textures équilibrées de type limono-argilo-sableuse. La plus faible porosité d'assemblage (30,5 points) est obtenue dans le B_3 de SEURRE 5. Par contre, les horizons B_{2t} fortement argilliques ont des niveaux supérieurs à 40 points (S_{44} et S_{54}).

- Au-delà de 45 points, on ne rencontre à une exception près Seurre 5, horizon A_p que les matériaux sableux de SEURRE 1. En particulier, ceux des horizons les plus riches en sables grossiers et les plus démunis en argile (SEURRE 1, hor. A_2) ont une porosité texturale très élevée (58 points) en

Tableau VII-2 : Les composantes de la porosité. Sols sur arènes (exprimées en indice des vides e)
(les chiffres entre parenthèses expriment la porosité d'arénisation)

Profils	Humidité volumique %	Porosité pédique						P. pédo. P. tot. en %	P. text. P. tot. en %
		Porosité totale	Porosité totale		Porosité pédologique				
			Porosité pédologique	Porosité texturale	Porosité intra-pédique	Porosité de retrait	Porosité inter-pédique		
VARENNES									
A (0 - 25 cm)	26.7	59.4	21.4	38.0	6.2	2.0	13.2	36.0	64.0
(B) (25 - 45 cm)	39.3	55.8	24.4	31.4	3.8	4.6	16.0	43.7	56.3
(B) C ₁ (45-65 cm)	27.1	38.8	3.9	34.9	0.9	0.2	2.8	10.0	90.0
C ₁ (65 - 85 cm)	37.2	37.7	5.9	(43.1)		2.7	3.2	15.6	84.3
SAINT AGNAN									
Ap (0 - 22 cm)	58.0	86.2	43.9	42.3	21.2	8.0	14.7	50.9	49.1
A (B) (22 - 42 cm)	59.9	91.2	50.8	40.4	25.4	5.5	19.9	55.7	44.3
(B) (42 - 68 cm)	49.6	62.0	22.5	39.5	9.0	0.3	13.2	36.3	63.7
(B) C (68 - 100 cm)	38.7	47.6	12.7	34.9	3.9	6.9	1.9	26.7	73.3
C (100 - 120 cm)	35.8	44.1	8.9	35.2	1.4	1.5	6.0	20.2	79.8
ROCHEFORT									
A ₁₁ (0 - 20 cm)	99.5	109.9	56.1	53.8	13.5	9.1	33.5	51.0	49.0
A ₁₂ (20 - 40 cm)	81.0	89.9	42.7	47.2	11.9	18.3	12.5	47.5	52.5
A (B)g (40 - 60 cm)	60.2	61.1	20.8	40.3	8.4	11.6	0.8	34.0	66.0
B)gC (60 - 80 cm)	58.2	58.1	18.1	(44.8)		17.0	1.1	31.1	68.8
C ₁ (80 - 100 cm)	35.6	31.8	11.3	(38.1)		10.7	0.6	35.5	64.4
C ₂ (100 - 120 cm)	38.6	37.1	10.8	(37.3)		8.2	2.6	29.1	70.9
COUFFIN									
A (0 - 25 cm)	68.4	143.9	74.8	69.1	19.5	3.8	51.5	52.0	48.0
A(B) (25 - 50 cm)	63.6	107.1	50.2	56.9	24.3	0.8	25.1	46.9	53.1
(B)C (50 - 80 cm)	42.7	88.5	16.9	(83.4)		9.1	7.8	19.1	80.9
C (80 - 120 cm)	35.5	79.2	19.3	(65.9)		3.8	15.5	24.4	75.6
VERNEUIL									
A (0 - 25 cm)	51.1	65.0	18.2	46.3	12.9	3.4	1.9	28.0	72.0
(B) (25 - 40 cm)	52.7	78.3	18.1	60.2	0.8	8.5	8.9	23.1	77.0
(B) (40 - 55 cm)	54.6	72.5	14.7	(62.7)		10.4	4.3	20.3	79.7
(B) C (55 - 80 cm)	51.9	70.6	15.4	(66.5)		13.6	1.8	21.8	78.2
C (80 - 120 cm)	52.0	78.7	9.9	(89.7)		9.0	0.9	12.6	87.4

raison de l'absence de tout remplissage plasmique dans la porosité matricielle des sables.

b) Sols sur arènes

Dans les horizons d'altération C et (B)C, les porosités texturales représentées sur la figure VI-2 sont en général nettement plus élevées que les porosités pédiques. Les écarts sont de l'ordre de 10 points dans les C, un peu moins dans les (B)C. Ils sont plus élevés sur micaschistes que sur granites, le protocole utilisé donnant dans ce premier cas des assemblages très lâches à forte porosité que nous avons déjà évoqués. Dans ces conditions, les porosités texturales n'ont pas de réalité physique, nous les avons remplacées (tableau VII-2, figure VII-1) par les porosités pédiques ou porosités d'arénisation dont les valeurs déjà commentées au chapitre VI sont très dépendantes des types de roche mère : faibles pour le granite à grain grossier (VARENNES), moyennes pour le granite à grain moyen et fin (St AGNAN) et le gneiss (ROCHEFORT), fortes dans les micaschistes (COUFFIN et VERNEUIL).

Dans les horizons supérieurs (B), A(B) et A où la structure de l'arène a disparu au profit d'une organisation pédologique, les porosités texturales redeviennent nettement inférieures aux porosités pédiques (sauf à VERNEUIL) et se classent dans le même ordre que précédemment avec des niveaux très différenciés :

VARENNES	35 points
St AGNAN	40 points
ROCHEFORT	50 points
COUFFIN et VERNEUIL	60-70 points

Ainsi, bien que l'origine et la genèse de l'espace poral nous soient apparues différentes, il y a concordance dans un même profil entre les niveaux respectifs de la porosité d'arénisation et ceux de la porosité texturale au sein des horizons pédologiques. Y a-t-il une coïncidence ou faut-il voir là encore un effet de l'héritage structural de la roche mère ? Nous aborderons ce problème important dans la synthèse générale au cours de la IV^e partie.

B) LA POROSITE PEDOLOGIQUE ET SES COMPOSANTES

Elle représente, rappelons-le, la part de la porosité totale qui est en rapport avec l'histoire pédologique du matériau. On l'obtient par différence, dans les horizons pédologiques entre la porosité totale et la porosité texturale et dans les arènes, entre la porosité totale et la porosité d'arénisation. Nous étudierons, tout d'abord, son importance globale dans les sols, puis ensuite la part respective occupée par ses trois composantes porosité interpédique, porosité de retrait, porosité intrapédique.

I - PRESENTATION DES DONNEES GLOBALES

a) Sols de transport

Si l'on excepte SEURRE 1, hor. Bt, les porosités pédologiques des différents horizons (Tableau VII-1) s'étalent de 16,3 à 35,8. Elles varient donc environ du simple au double, ce qui n'est pas très important compte tenu de la diversité de ceux-ci. La moyenne se situe à 21,2.

On observe dans les sols sableux à profil peu différencié (S_1 , S_2 et même S_3) une légère augmentation de bas en haut, bien que les valeurs restent plutôt faibles. En revanche, rien de semblable n'existe dans les sols lessivés sur limon (S_4 et S_5) où la porosité pédologique varie peu, bien que ses composantes soient très inégales comme nous le verrons plus loin.

Par ailleurs dans les horizons de surface, tout dépend du passé cultural de la parcelle. On a par exemple, pour des matériaux très semblables, 17,0 à SEURRE 41 et 35,8 à SEURRE 51.

b) Sols sur arènes

L'allure des profils porosimétriques et des histogrammes nous montre clairement que, excepté pour VERNEUIL, la porosité pédologique, faible dans les roches mères s'accroît brusquement dans le (B) pour atteindre des valeurs élevées dans les horizons A (Tableau VII-2).

Afin de matérialiser cette évolution, nous avons mis en comparaison pour l'ensemble des profils les moyennes des porosités pédologiques :

= dans les roches mères C et (B)C : $M = 12,3$

- dans les horizons pédologiques B, A(B), A : M = 37,0

Elles varient donc du simple au triple, mais les niveaux sont très différents d'un sol à l'autre (Tab. VII -3).

Tableau VII - 3 : Comparaison des valeurs moyennes de porosité pédologique.

	Moyenne C + (B) C	Moyenne B + A (B) + A
VARENNES	4,9	22,9
SAINT-AGNAN	10,8	39,1
ROCHEFORT	13,4	39,9
COUFFIN	18,1	62,5
VERNEUIL	12,7	18,1

On peut alors en déduire que :

- Dans les arènes et roches mères, les porosités pédologiques sont toujours faibles. Très faibles dans les granites à grain grossier, elles sont un peu plus élevées dans les autres matériaux et, en particulier, les micaschistes.

- Dans les horizons supérieurs des sols, elles s'accroissent beaucoup mais en atteignant toutefois des niveaux très différents. Les résultats tendent en effet à montrer que dans ces sols sous prairie, fortement marqués par l'action des systèmes racinaires, la porosité pédologique reste avant tout influencée par les caractéristiques d'organisation du matériau originel. Ainsi, elle est relativement faible à VARENNES en présence d'un squelette très grossier, et inversement à VERNEUIL dans un matériau fortement argilié. Elle est, au contraire, très élevée à St-AGNAN, ROCHEFORT et surtout COUFFIN.

II - ETUDE DES DIFFERENTES COMPOSANTES DE LA POROSITE PEDOLOGIQUE

a) Importance respective

Un examen détaillé des profils porosimétriques et des histogrammes nous montre aussitôt qu'il n'est pas possible de formuler de règle générale ou de proposer de répartition moyenne pour exprimer l'importance respective des trois composantes de la porosité pédologique, telles que nous les avons définies au chapitre VI. En revanche, pour chacun des horizons cette répartition a une signification précise, et son analyse au niveau d'un

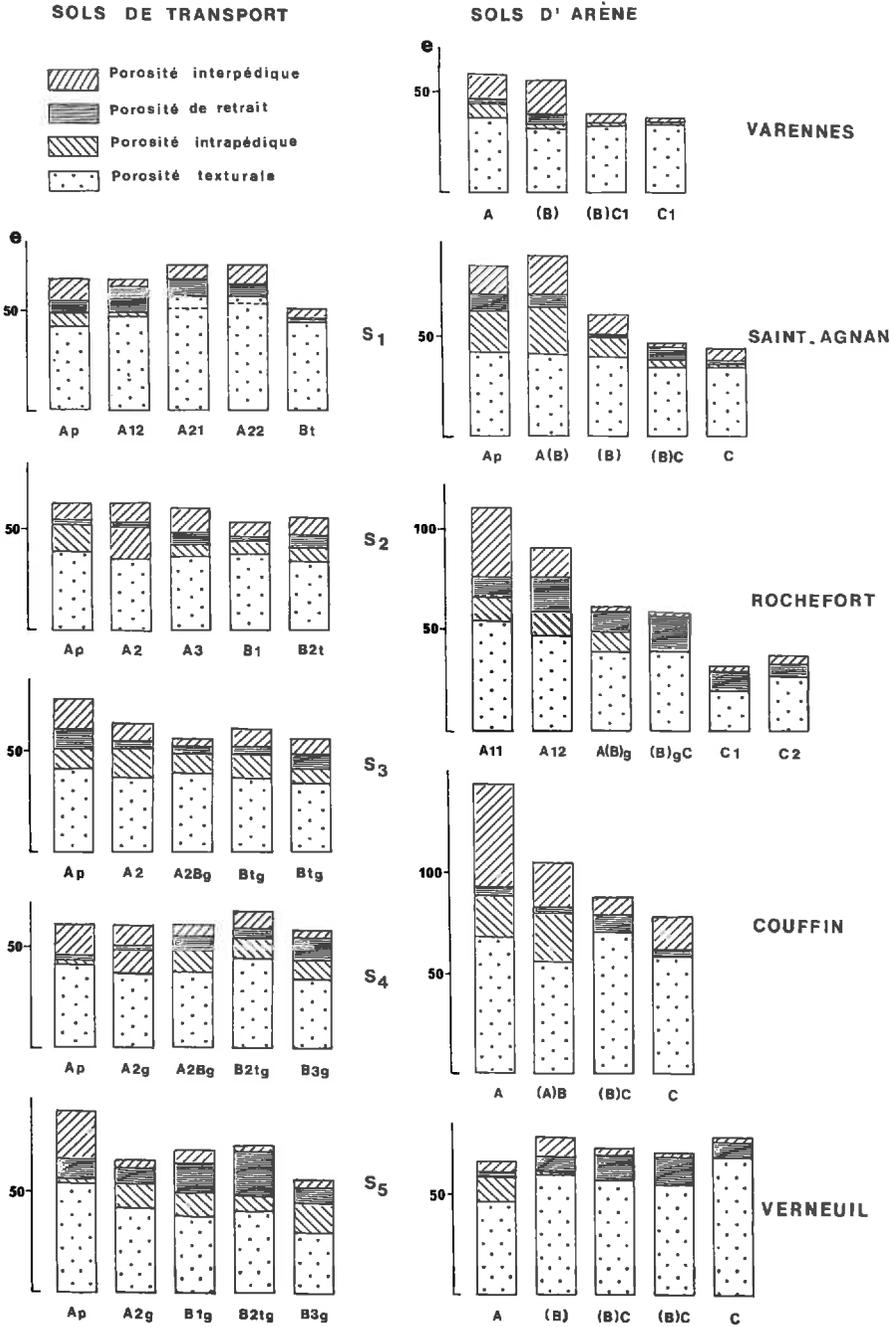


Fig. VII - 1 : Histogrammes des composantes de la porosité des sols.

profil de sol permet de bien appréhender l'origine et l'évolution de l'espace poral.

Nous ne ferons pas ici une analyse détaillée, profil après profil, mais essaierons plutôt d'en dégager les grands traits à partir des sols étudiés et pour chacune des composantes.

NB : Il est nécessaire de rappeler que cette répartition, et en particulier, les valeurs respectives de la porosité de retrait et de la porosité interpédique correspondent pour chacun des horizons à un état hydrique donné, celui de l'humidité au champ le jour des mesures de densité apparente. Cet état d'humidité est connu et permet, comme nous le verrons au chapitre suivant, de resituer ces données sur l'espace poral dans la gamme des niveaux de contraintes hydriques.

b) La porosité interpédique

Cette porosité correspond quantitativement à la fraction grossière de la porosité, d'origine physique ou biologique, non prise en compte à l'échelle du ped. Si l'on admet que la porosité totale du sol est une constante, deux types de situation peuvent se présenter :

- **1** ou la porosité du ped est égale à la porosité totale. On peut admettre alors que la porosité interpédique est nulle. Elle peut même être supérieure, il y a alors compression du ped en place. Nous n'avons jamais observé ce dernier cas, ce qui ne veut pas dire qu'il n'existe pas.

- **2** ou bien la porosité du ped est inférieure à la porosité totale. Il existe dans ce cas une porosité interpédique, dont la valeur peut être très variable. C'est ce qui se produit pour les 10 sols étudiés et il devient alors intéressant de l'analyser :

- Dans les horizons Ap de la séquence de SEURRE, tous sous culture, la porosité interpédique, d'origine à la fois structurale et biologique, traduit le mode d'occupation du sol et l'effet des techniques culturales. Elle est assez constante, de l'ordre de 10 à 15 points sauf à SEURRE 5 (25 points). Dans les autres horizons, du A₂ au B_{2t}, elle semble décroître plus ou moins régulièrement et conjointement à l'augmentation de la porosité de retrait depuis les sols sableux à profil uniforme jusqu'aux sols sur limon à profil différencié, ainsi qu'en témoignent les chiffres du tableau VII-4.

Tableau VII - 4 : Valeurs de la porosité interpédique dans les horizons A₂ et B_{2t} des sols de la séquence de SEURRE.

	<u>S₁</u>	<u>S₂</u>	<u>S₃</u>	<u>S₄</u>	<u>S₅</u>
A ₂	18,9	10,1	9,1	8,5	4,1
B _{2t}	20,5	8,2	8,5	5,6	0,3

Ces résultats suggèrent le rôle indéniable joué par la nature et les propriétés texturales des matériaux. A noter, en particulier, la très faible porosité interpédique des horizons B_{2t} dans les sols lessivés, il est vrai presque saturés en eau, le jour du prélèvement, ce qui traduit leur compacité et explique sur le plan du fonctionnement hydrique leur très faible perméabilité (ex : SEURRE 5).

- En ce qui concerne les sols d'arène, la porosité interpédique est très faible dans les arènes, horizons C et horizons intermédiaires (B)C (1 à 3 points environ) sauf à COUFFIN (10 à 15 points). Elle est presque nulle à ROCHEFORT en milieu saturé. Donc, d'une façon générale, ces horizons ont très peu de porosité fissurale et structurale, et bien évidemment peu de porosité biologique (quelques rares galeries de vers), comme un examen morphologique nous l'a montré. En revanche dès le (B) d'altération ou le A(B), une porosité grossière importante (12 à 25 points) d'origine structurale et biologique apparaît. Seul fait exception VERNEUIL où cet horizon est très riche en argile.

Cette porosité s'ouvre considérablement dans les horizons A₂ sous prairie, mais elle est extrêmement variable et croît de VARENNES à COUFFIN. Elle est très faible à VERNEUIL sur un limon allochtone.

VARENNES	13,2
St AGNAN	14,7
ROCHEFORT	33,5
COUFFIN	51,5

L'évolution de ces chiffres semble refléter l'influence d'une organisation propre à chacun des matériaux, mais sans doute également le mode d'exploita-

tion prairial plus ou moins intensif (ex : piétinement important à VERNEUIL).

c) La porosité de retrait

Elle caractérise le retrait des peds à la suite du séchage à l'air. Son importance dépend évidemment du taux d'humidité initial. Il est toutefois intéressant d'analyser les données obtenues dans les conditions hydriques de nos mesures sur des horizons et des matériaux variés.

Cette **porosité de retrait**, ainsi que nous allons le montrer, **paraît très liée à la présence de l'argile dans les matériaux, à sa quantité et surtout à sa nature :**

1. **Dans la séquence de SEURRE**, trois cas se présentent :

- A SEURRE 1, sol sableux uniforme, très pauvre en argile, le séchage du ped (nous l'avons déjà signalé et expliqué) conduit à une augmentation de porosité. C'est un cas exceptionnel. Toutefois dans l'horizon Bt (12,5 % d'argile), un léger retrait apparaît.
- A SEURRE 2 et 3, profils peu différenciés et assez pauvres en argile (7 à 21 %), la porosité de retrait est faible (2 à 5 points environ). Elle augmente légèrement en profondeur dans les B₂t (10 points), corrélativement à un accroissement du taux d'argile.
- A SEURRE 4 et 5, profils très différenciés et évolués, ce type de porosité est faible dans les horizons A de texture limoneuse, pauvres en argile (1 à 7 points), puis croît dans les horizons Bt (7 à 12 points à SEURRE 4 pour 25 % d'argile) pour atteindre un maximum (24 points) dans le B₂t de SEURRE 5 (43 % d'argile) où l'espace poral interpédique s'annule dans un milieu presque saturé d'eau.

La porosité de retrait dépend donc essentiellement de l'**abondance** de l'argile et de ses relations positionnelles avec le squelette, puisque les caractérisations minéralogiques nous ont révélé, aussi bien à S₂ qu'à S₄, la présence d'un cortège argileux varié avec abondance de minéraux 2/1 expansibles (illite, interstratifiés, vermiculite).

2. **Dans les sols sur arènes**, les porosités de retrait sont faibles (0,2 à 5

points environ) dans l'ensemble des horizons des profils VARENNES, St AGNAN et COUFFIN, nettement plus élevées à ROCHEFORT où le profil est presque saturé et à VERNEUIL. Elles ne semblent pas ou peu en relation avec la quantité d'argile, ainsi qu'en témoignent les données du tableau VII-5.

Tableau VII - 5 : Relations entre porosité de retrait et taux d'argile dans les sols sur arènes.

	<u>Horizon</u>	<u>Taux d'argile %</u>	<u>Porosité de retrait</u>
SAINT-AGNAN	A (B)	18,2	5,5
ROCHEFORT	A (B)	12,6	11,6
VERNEUIL	(B)	35,9	8,5

En revanche, elles s'expliquent bien quand on considère la **nature** des minéraux argileux (fig. 1-3 et 6). Ainsi, dans les sols sur granite, on trouve beaucoup de kaolinite mais pas de minéraux expansibles dans les arènes et les horizons C ; seules apparaissent dans le (B) un peu de vermiculite à St AGNAN et de montmorillonite à VARENNES. A ROCHEFORT sur gneiss, le cortège est plus varié avec une proportion importante d'illite et un peu de vermiculite. Enfin sur micaschistes, à COUFFIN, il existe vraiment très peu d'argile ; quant à VERNEUIL, la fraction argileuse est très abondante, contient beaucoup de kaolinite, un peu d'illite hydratée mais pas de minéraux gonflants.

Remarque : Cette analyse montre, à l'évidence, la dépendance des valeurs de porosité de retrait par rapport à la teneur en eau des matériaux. C'est pourquoi nous serons amenés à compléter cette étude statique qui traite, à un état hydrique donné, de la répartition des composantes de la porosité pédologique, en particulier porosité de retrait et porosité interpédique, par une approche dynamique au laboratoire du phénomène de retrait-gonflement en fonction des variations de pF (chap. VIII).

d) La porosité intrapédique

C'est la fraction de la porosité pédique non prise en compte par la porosité texturale. Elle traduit les phénomènes de microstructuration et microfissuration, ainsi que l'action de la microfaune du sol. Elle n'existe pas dans les horizons C des sols développés sur arènes.

Dans la séquence de SEURRE sous culture, elle est très variable dans les horizons Ap (1,9 à 13,5 points) et traduit bien quantitativement l'état structural qu'on peut décrire à l'examen du profil cultural. A SEURRE 5 par exemple, on observe une faible porosité intrapédique (3,7 points) et une forte porosité interpédique (25,6 points) qui correspondent à une "structure massive à débit polyédrique grossier". Dans les horizons B, en profondeur, la porosité intrapédique se situe à deux niveaux :

- Vers 6 à 8 points pour les sols sableux (S_1 et S_2) caractérisés par une "structure fragile continue ou massive" ;
- Vers 10 à 12 points dans les Bt des sols lessivés sur limon (S_3 , S_4 , S_5) où elle exprime la présence d'une porosité structurale avec "structure massive ou prismatique à débit polyédrique moyen à fin".

Enfin, elle est très élevée (12 à 25 points) dans les horizons A des sols sur arènes. Elle traduit alors une importante porosité biologique d'origine essentiellement racinaire caractéristique des structures grumeleuses de prairie.

C) CONCLUSION - PARTS RESPECTIVES DES POROSITES TEXTURALES OU D'ARENISATION ET DE LA POROSITE PEDOLOGIQUE DANS LES SOLS SABLEUX ETUDIES

La part occupée par la porosité texturale dans la porosité totale des sols nous est chiffrée dans les tableaux VII-1 et 2 par le rapport porosité texturale/porosité totale et matérialisée graphiquement sur les histogrammes de la figure VII-6. Ces différentes données peuvent être résumées dans le tableau VII-6 qui permet de faire plusieurs remarques :

Tableau VII - 6 : Part de la porosité texturale ou d'arénisation dans la porosité totale (en %).

	Type de porosité	Extrêmes	Moyenne
Sols de transport	texturale	53,1 à 85,2	63,8
Sols d'arène :			
- horizons (B)-A(B)-A	texturale	44,3 à 77	57,9
- horizons C et (B)C	arénisation	64,4 à 90	77,7

Il en ressort que cette part est très variable en fonction des types d'horizons et des types de matériaux, puisqu'elle dépend conjointement de l'importance de la porosité pédologique. Ainsi, elle est élevée dans les sables purs où les transformations pédogénétiques sont très réduites et faible dans les horizons de surface des sols sur arènes à forte structuration biologique.

Quoi qu'il en soit, **la porosité texturale représente une part importante de la porosité totale** : près des $2/3$ dans les sols de transport ; dans les horizons pédologiques des sols sur arènes, elle approche de 60 % alors que la porosité d'arénisation occupe plus des $3/4$ de la porosité dans les horizons d'altération in situ.

En conclusion, on peut dire que dans les sols la part quantitative-ment la plus importante de la porosité totale est occupée par l'espace poral engendré **par l'organisation propre des matériaux**, que cette origine soit "texturale" comme dans les sols de transport ou issue d'une structure pétrographique originelle comme dans les sols développés sur arènes. Cette porosité s'élève, en général, entre 35 et 45 points dans les matériaux de transport ou ceux issus de l'altération des granites, mais à près de 50 points dans les sols sur micaschistes.

Comparativement, **la porosité pédologique** qui lui est complémentaire, **représente la fraction minoritaire de la porosité du sol**, souvent un quart à un tiers. **En revanche, elle en est l'élément le plus variant.** Cette variation, d'un profil à l'autre ou à l'intérieur d'un même profil, traduit aussi bien les phénomènes de retrait-gonflement dans les horizons argilliques des sols de transport, que l'évolution pédogénétique qui affecte progressivement de bas en haut les sols sur arènes ou encore l'action biologique, en particulier racinaire dans les horizons de surface sous prairie.

CHAPITRE VIII

COMPORTEMENT DU PED - ETUDE DE LA REHUMECTATION ET DU GONFLEMENT

INTRODUCTION

Dans le chapitre précédent, l'étude des profils porosimétriques nous a permis de caractériser la porosité de retrait pédique qui est une des composantes de la porosité pédologique. Mais celle-ci correspond à un état hydrique donné, très ponctuel, celui de l'humidité au champ le jour du prélèvement. Or il serait, tout à fait intéressant de suivre son évolution en fonction des variations d'humidité puisque celle-ci conditionne, en outre, les valeurs de la porosité interpédique. C'est donc la dynamique du système poral du sol dans son ensemble qui peut être ainsi abordée.

Nous le ferons en étudiant les variations de la porosité du ped pour différents niveaux **de contrainte hydrique**, c'est-à-dire en analysant le phénomène de gonflement.

Cette étude sera conduite en deux étapes :

- dans un premier temps, nous étudierons l'évolution du contenu en eau des matériaux en fonction des contraintes hydriques. Il sera alors possible de relier le gonflement à l'état hydrique, et de préciser ainsi les mécanismes du comportement hydrique des sols ;
- dans un deuxième temps, nous aborderons plus spécialement l'évolution de la porosité sur l'ensemble des horizons de chacun des profils, ainsi que les conséquences qui en résultent sur le plan du comportement physique des sols à différents niveaux hydriques.

A) METHODE D'ETUDE

I - PRINCIPE

Pour mener à bien cette approche expérimentale, nous avons utilisé une technique de laboratoire mise au point par TESSIER (1979) dans le cadre des recherches effectuées sur l'organisation microstructurale des matériaux argileux. Cette technique (annexe I-6) utilisant un dispositif de filtration permet de soumettre des échantillons remaniés ou des mottes de sols dont la taille peut atteindre 20 cm³ à des contraintes hydriques connues (croissantes ou décroissantes) jusqu'à environ 1 bar (pF 3). Sur chacun de ces échantillons et pour un pF donné, nous avons pu mesurer :

- la teneur en eau,
- le volume apparent par la méthode au vernis.

Les résultats (Fig. VIII-1) sont représentés par des courbes

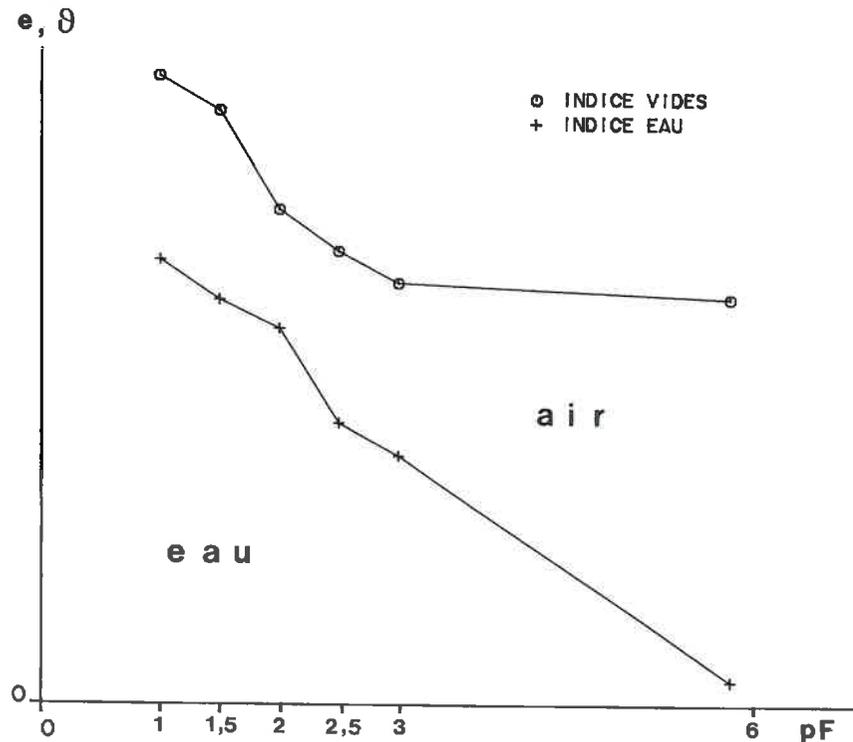


Fig. VIII - 1 : Représentation schématisée des courbes d'indice des vides (e) et d'indice d'eau (θ) montrant l'évolution de la porosité et son occupation par l'air et par l'eau.

qui expriment les indices de vides et les indices d'eau en fonction des variations de contraintes. Cette expression des résultats de porosité en indice de vides (e) et de ceux d'humidité en indice d'eau (θ) offre un certain nombre d'avantages (TESSIER, 1982) ; elle permet en particulier de porter ces deux données sur un même graphe et de visualiser ainsi à tous les niveaux de contraintes hydriques, la part de la porosité occupée par l'eau et celle qui reste ouverte à l'air.

II - CONDITIONS D'APPLICATION

a) Rôle de la taille des échantillons

En principe, il est possible à l'aide de cette technique d'utiliser des échantillons de la taille du ped tel que nous l'avons défini auparavant (20 à 25 cm³). Mais deux raisons d'ailleurs d'ordre tout à fait différent ne l'ont pas permis. D'une part, l'étude d'une gamme complète avec 6 pF et 5 répétitions conduit au prélèvement de 30 mottes par horizons ; et nous n'avions pas prévu à l'origine de ce travail en 1978 des besoins quantitatifs aussi importants en matériau naturel non remanié. D'autre part, l'appareillage couramment utilisé (cf. annexe I-6) est fait de tubes de verre de 35 mm de diamètre intérieur n'autorisant les mesures que sur des échantillons de plus petite taille.

En fait, les mesures ont donc été réalisées sur des "minipeds" de l'ordre de 4 à 5 cm³, c'est-à-dire 4 fois plus petits que le ped de référence. Toute comparaison des résultats avec ceux obtenus dans les profils porosimétriques devra tenir compte de ces éléments.

En effet, divers auteurs ont mis en évidence la variation de la porosité des mottes à l'état sec en fonction de leur taille. Ainsi, sur 4 matériaux, MONNIER, STENGEL et FIES (1973) ont constaté que dans 3 cas (limon argileux, sol limoneux du bocage vendéen et terre argileuse gonflante), les valeurs moyennes de densité apparente obtenue **augmentent** lorsque la taille des fragments soumis à la mesure diminue. Dans le 4e cas (limon rouge de BOIGNEVILLE), la densité apparente était constante. Par ailleurs, FIES et STENGEL (1982) ont montré que pour les classes granulométriques correspondant à une faible teneur en argile ou à un squelette à prédominance de sables grossiers, on constate un accroissement relatif de la densité apparente quand diminue le volume de l'échantillon prélevé. Ces auteurs attribuent ces résultats à un phénomène de vidange des pores

lors de la phase de ressuyage conduisant à sous-évaluer le volume, et donc à sur-évaluer la densité. Ce phénomène qui peut effectivement exister avec la méthode au pétrole utilisée est exclu dans la méthode au vernis que nous pratiquons. La taille minimale de l'échantillon nécessaire à l'obtention de mesures correctes serait selon ces auteurs de l'ordre de 15 cm³.

D'un autre côté, BRUAND (1985) et TESSIER (1984) ont montré qu'à un pF donné, la teneur en eau d'un échantillon de sol ou d'argile tend à **augmenter** lorsque la taille des échantillons diminue. Parallèlement, la densité apparente décroît. Ceci se produit essentiellement pour les faibles contraintes (inférieures à 0,1 bar) et pour des échantillons de taille millimétrique.

- Pour ce qui concerne notre étude, les mesures sur peds sont, à une exception près, toujours supérieures à celles sur minipeds. Les différences entre la porosité pédique sur mottes sèches et la porosité des minipeds à pF 5,8 sur 39 échantillons se caractérisent ainsi :

moyenne : $e = 5,65$

écart-type : $e = 4,71$

En moyenne l'écart est donc de l'ordre de 5 points en indice des vides, mais la dispersion est très grande. Si l'on regroupe les mesures par profils, on obtient les écarts moyens suivants (en e) :

St AGNAN	13,2	SEURRE 1	5,5
ROCHEFORT	4,4	SEURRE 2	8,9
COUFFIN	4,4	SEURRE 3	3,7
VERNEUIL	7,0	SEURRE 4	1,5
		SEURRE 5	3,3

Ainsi, il apparaît que ces écarts sont d'autant plus élevés que le matériau est plus grossier. En particulier, ils sont très importants à St AGNAN en présence d'un matériau sablo-graveleux et faibles à SEURRE 3, 4 et 5 pour des textures fines, limoneuses et argilo-limoneuses. Ces résultats sont tout à fait logiques et l'on peut penser que pour des matériaux grossiers contenant des graviers, la mesure de la porosité sur des échantillons de petite taille conduit à des valeurs trop faibles et d'autant moins valables que l'échantillon est plus petit. En conséquence, dans l'utilisation de cette technique, on pourra se contenter d'échantillons de petite taille (5 cm³) dans le cas des textures

finies alors que pour les matériaux les plus grossiers, il faudra passer à des volumes nettement supérieurs (15 à 20 cm³).

b) Rôle de l'état hydrique initial

De récentes études (de CRECY et CONCARET, 1979 ; de CRECY, 1981 ; TESSIER, 1984) ont nettement mis en évidence le rôle des contraintes subies par les matériaux au cours de leur histoire, sur leur comportement hydrique et mécanique. En termes plus précis, un séchage à l'air modifie de façon irrémédiable l'allure des courbes de gonflement des argiles et des matériaux naturels (TESSIER, 1984). Or pour les mêmes raisons que précédemment (prélèvements effectués en 1978-1979), nous n'avons pu étudier par la suite le phénomène de gonflement que sur des échantillons préalablement séchés à l'air, soit à pF 5,8. Pour avoir une idée de l'importance de l'évolution des matériaux (en général peu argileux), nous avons effectué récemment une seconde série de prélèvements sur deux profils de la séquence de SEURRE (S₂ et S₄) et mesuré les indices d'eau et de vide en faisant varier les pF en dessiccation et réhumectation.

Sur la figure VIII-2 sont représentés comparativement pour chacun des 4 horizons étudiés :

- les courbes de dessiccation partant du pF au champ à l'instant du prélèvement, en général voisin de 1, et les courbes de retrait correspondantes ;
- les courbes de réhumectation et de gonflement après séchage à l'air.

Ces résultats qui figurent sous forme chiffrée en Annexe II-5 permettent alors de faire plusieurs constatations :

Horizon A₂

- A SEURRE 2, les courbes d'indice d'eau et d'indice des vides en dessiccation et réhumectation sont pratiquement superposables compte tenu de la précision des mesures. Dans ce matériau sableux, pauvre en argile (8,4 %) où les valeurs de ces indices sont très basses, le phénomène d'hystérésis n'existe pratiquement pas.
- A SEURRE 4, au contraire, les courbes de réhumectation sont nettement en-dessous des courbes de dessiccation. L'évolution est donc très importante.

Elle se traduit, par exemple à pF 2, par des différences de 9 points d'indice d'eau et de 12 points d'indice des vides. Après avoir subi de fortes contraintes hydriques, ce matériau limoneux assez pauvre en argile (17 %) perd, en particulier au niveau des pF moyens (3 à 2), une partie de son aptitude à l'absorption d'eau et au gonflement sans doute par suite d'une réorganisation de l'assemblage à dominante limoneuse. Il s'agit là d'un comportement tout à fait caractéristique.

Horizons B_{2t}

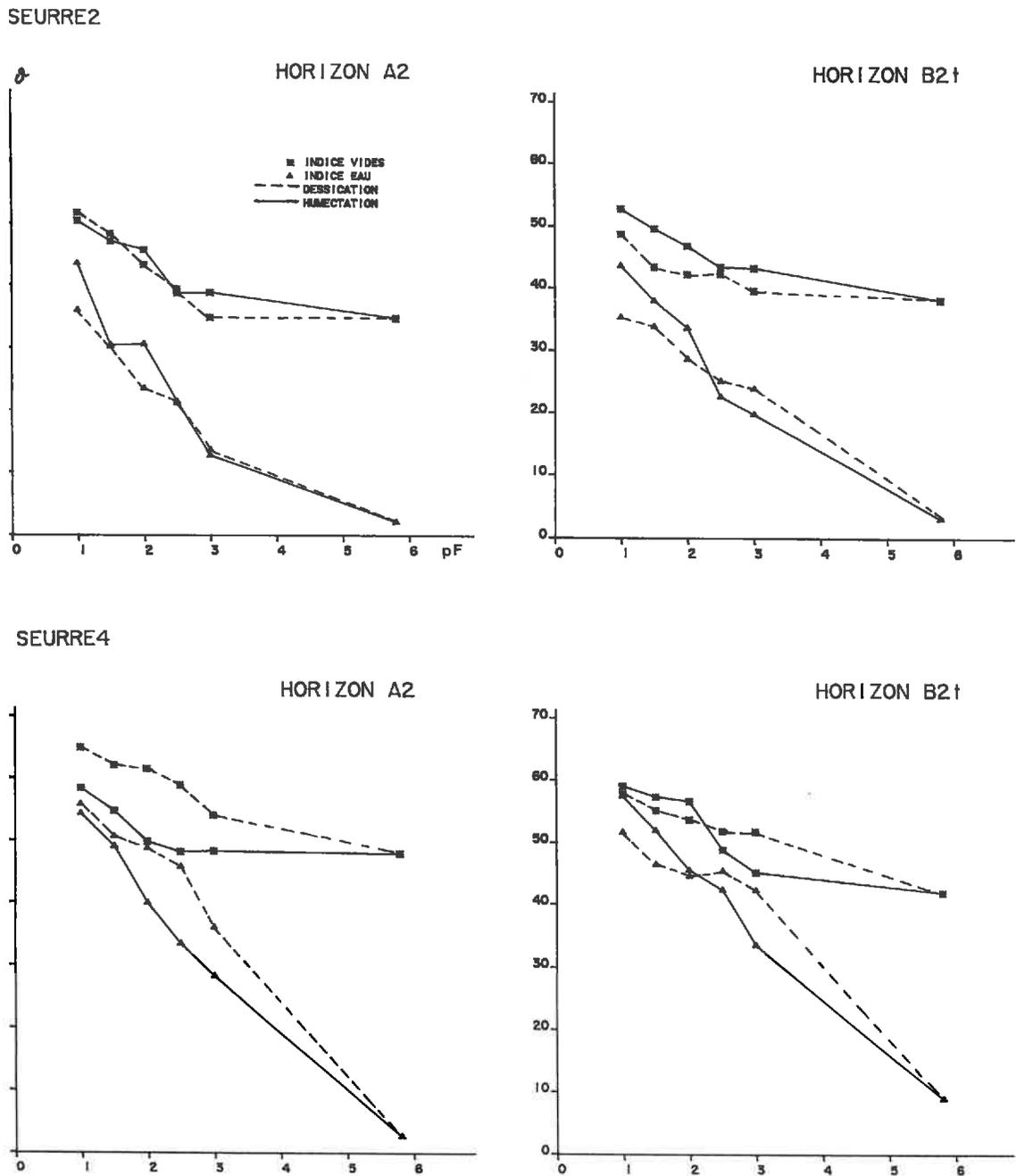
- A SEURRE 2 et 4, les courbes d'indice d'eau ont pratiquement même allure. Elles ne traduisent plus le phénomène classique d'hystérésis avec une courbe de réhumectation toujours inférieure à celle de dessiccation. Au contraire, dans le domaine des très faibles contraintes (pF 1 à 2), la courbe de réhumectation passe **au-dessus** de la courbe du matériau qui n'a pas été séché préalablement. Ce phénomène a déjà été mis en évidence à plusieurs reprises par GRIMALDI (1981), LESSARD (1985) et BRUANT (1985) sur des matériaux différents, mais riches en argile et fortement séchés. Selon D. TESSIER (1984), il apparaît dans ce cas, lors de la réhumectation, un réseau fissural qui n'existait pas au cours de la dessiccation. Le système prend d'abord de plus faibles quantités d'eau, puis il se rompt aux faibles contraintes et absorbe alors davantage d'eau.

III - CONCLUSION

Il est bon de rappeler que tous les résultats qui seront présentés dans ce chapitre ont été obtenus sur des "minipeds" en phase de réhumectation après séchage à l'air. A la lumière des quelques exemples précédents il apparaît que, en fonction des caractéristiques texturales des matériaux, ces résultats peuvent différer, plus ou moins, de ceux qui correspondraient au comportement des sols **dans les conditions hydriques normales du terrain**. Toutefois, il est permis de penser que dans le cadre de cette étude, où les matériaux sont à dominante sableuse, ces différences sont souvent peu accusées. Les mesures réalisées n'en constituent pas moins des données très intéressantes pour caractériser les matériaux.

Ainsi donc, la technique qui vient d'être présentée a été appliquée à l'ensemble des matériaux constituant les horizons des sols sur arènes et des sols sur terrasses fluviatiles. Les résultats en seront présentés sous forme de deux volets bien distincts qui feront l'objet d'un long développement

Fig. VIII - 2 : Courbes de dessiccation et de réhumectation obtenues à partir des matériaux des horizons A₂ et B_{2t} de deux sols de la séquence de SEURRE.



dans les paragraphes suivants :

- l'un concernera le comportement hydrique des matériaux lors de l'humectation ;
- l'autre, l'évolution simultanée de la porosité en fonction des contraintes hydriques.

B) COMPORTEMENT HYDRIQUE DES MATERIAUX LORS DE LA REHUMECTATION

I - PRESENTATION DES DONNEES CONCERNANT LES DIFFERENTS TYPES DE SOLS ETUDIES

a) Sols de la séquence de Seurre

1) Analyse des courbes d'indice d'eau et d'indice de vides

Dans l'optique générale de ce travail, et afin de ne pas encombrer l'analyse, nous avons choisi de ne présenter en détail pour chacun des profils de la séquence de Seurre, que les courbes d'indice d'eau et d'indice de vide relatives aux deux horizons les plus typiques A_2 ou A_{12} , B_{2t} ou B_3 (fig. VIII-3). La totalité des résultats concernant e et θ pour l'ensemble des horizons figure au tableau (annexe II-6). La précision des mesures est de 1,5 point pour l'indice d'eau et de 2 points pour l'indice des vides (cf. Annexe I-6).

Un examen comparatif de ces 5 couples de courbes nous amène à distinguer 3 types de comportement.

SEURRE 1

- Dans l'horizon A_{12} , on observe trois phases :
 - . de pF 5,8 à pF 3 : l'humectation est assez faible, tandis que le matériau subit un retrait
 - . de pF 3 à pF 2 : c'est la stabilité ; il n'y a ni humectation, ni gonflement
 - . de pF 2 à pF 1 : humectation et gonflement sont importants
- La principale caractéristique de ce matériau est que sa porosité à l'air reste toujours très élevée, même à pF 1 où elle représente encore 42,6 % de la porosité totale.

- Dans l'horizon B_{2t} , l'humectation est assez régulière, mais elle s'accroît nettement à partir de pF 3. Parallèlement, on assiste à un léger retrait de pF 5,8 à pF 3, puis à un faible gonflement jusqu'à pF 1,5, suivi enfin d'un fort gonflement. La porosité à l'air décroît progressivement ;

elle est encore très élevée à pF 3 (59,2 %), beaucoup plus faible à pF 1 (23,3 %).

SEURRE 2 et 3

Dans ces 2 sols, les horizons A_2 ont un comportement assez proche avec :

- une faible humectation et l'absence de gonflement de pF 5,8 à pF 3.
- une forte humectation et un léger gonflement de pF 3 ou 2,5 à pF 1. La porosité à l'air encore forte à pF 3 (67,3 % pour S_2 et 62,8 % pour S_3) décroît régulièrement ensuite pour devenir assez faible à pF 1 ; davantage pour S_2 (13,6 %) que pour S_3 (21,8 %).

Dans les horizons B_{2t} , les courbes d'humectation diffèrent un peu. L'accroissement de teneur en eau est beaucoup plus régulier pour S_2 que pour S_3 . Par contre, les courbes de gonflement sont très semblables. A pF 3, la porosité à l'air est nettement plus faible pour S_2 (33,3 %) que pour S_3 (50 %), tandis qu'à pF 1 c'est le contraire ; celle-ci reste relativement élevée pour S_2 (21,7 %), mais devient très faible chez S_3 (5 %).

SEURRE 4 et 5

Les horizons A_2 sont caractérisés par une forte humectation, très régulière pour S_4 , plus accusée en-dessous de pF 3 pour S_5 et au contraire un gonflement réduit qui ne débute qu'à pF 2,5 ou 2. Il en résulte que la porosité à l'air devient faible dans les deux cas, dès pF 2 (19,8 % pour S_4 ; 16,7 % pour S_5) et très faible à pF 1 (7 % pour S_4 , 9,5 % chez S_5).

Ce phénomène est encore beaucoup plus accusé dans les horizons B_3 où la porosité à l'air déjà très réduite à pF 2,5 (9,6 % pour S_4 , 13,3 % chez S_5) devient presque nulle à pF 1 (3,6 % S_4 , 3,2 % S_5).

2) Interprétation

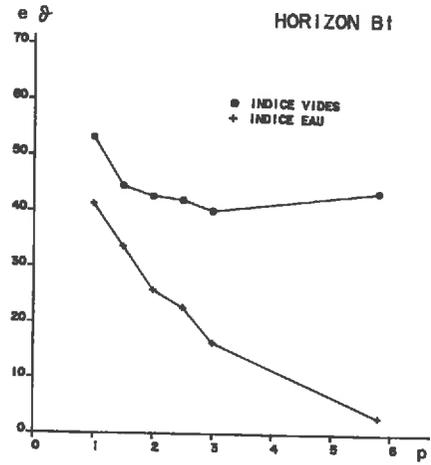
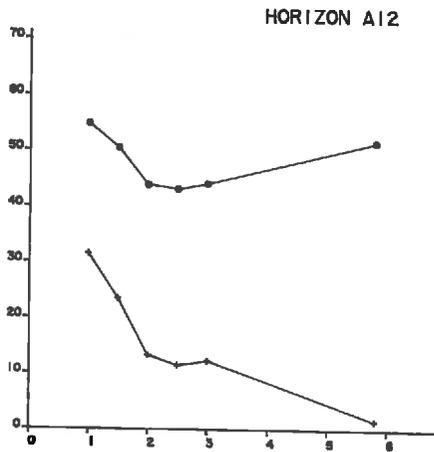
Elle peut être conduite en se référant aux travaux de TESSIER (1984), relatifs au comportement et à l'organisation des matériaux argileux et aux constituants du squelette.

Deux points importants seront abordés :

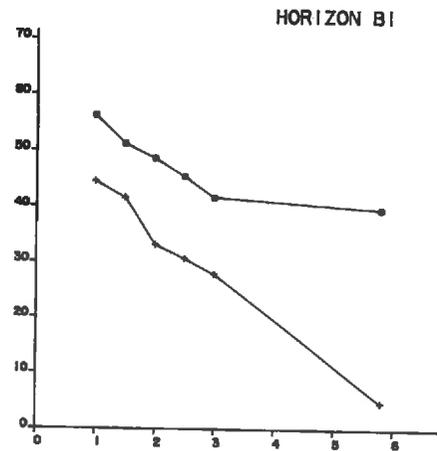
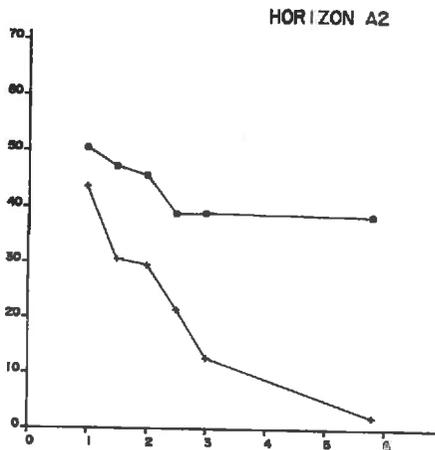
- le rôle de l'eau sur la cohésion et le gonflement-retrait

Fig. VIII - 3 : Evolution de l'indice d'eau (θ) et de l'indice des vides (e) au cours de la réhumectation - Sols de la séquence de SEURRE.

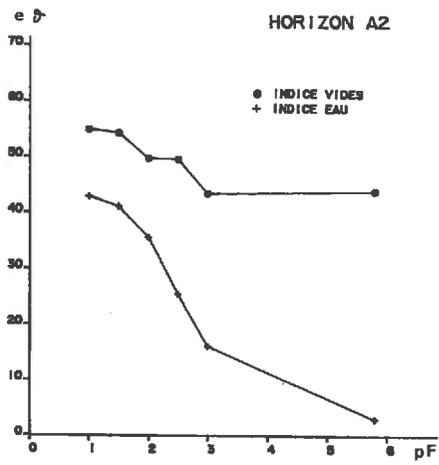
SEURRE 1



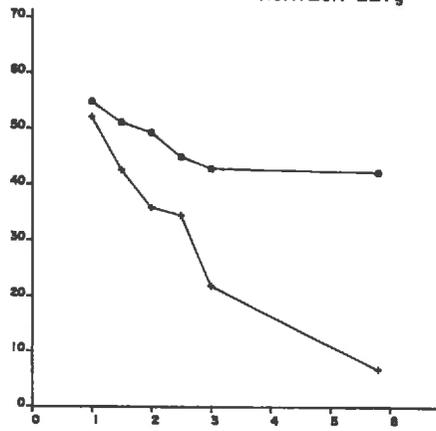
SEURRE 2



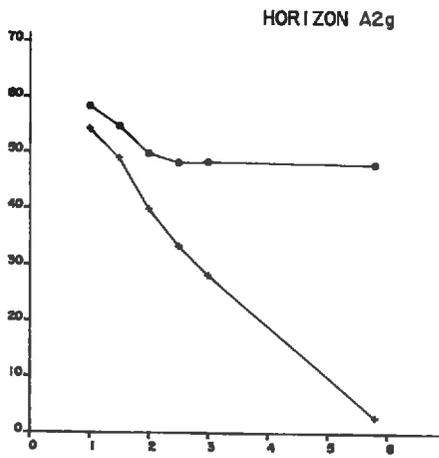
SEURRE3



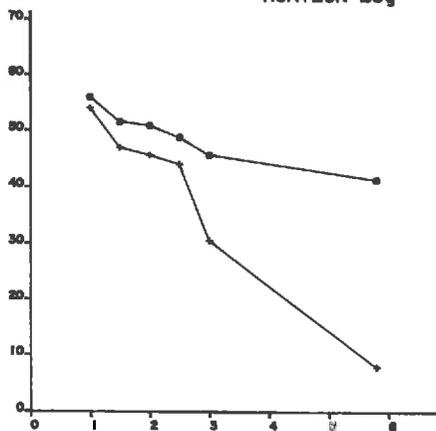
HORIZON B21g



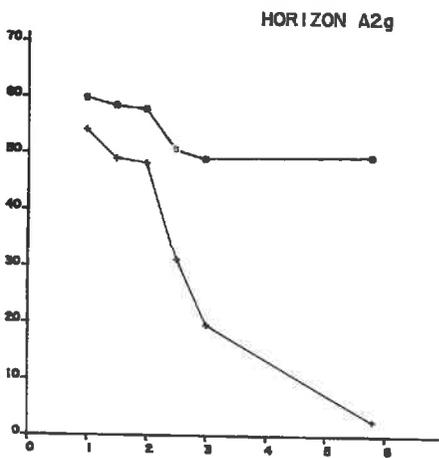
SEURRE4



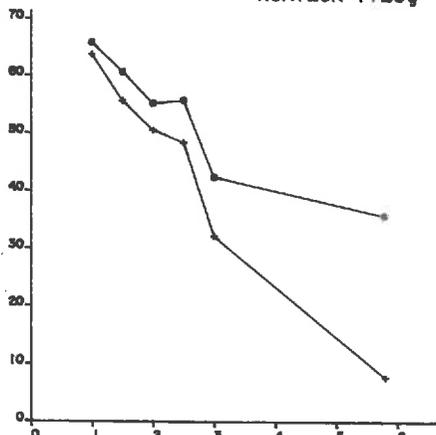
HORIZON B3g



SEURRE5



HORIZON B3g



des matériaux,

- les relations entre l'occupation de l'espace poral par les phases liquides et gazeuses et la taille des pores. Pour ce deuxième point, il est possible en effet, de se référer à la loi de Laplace qui établit une relation entre les niveaux énergétiques de l'eau et la taille maximale des pores correspondants (tableau VIII-1).

Tableau VIII - 1 :Niveaux énergétiques de l'eau dans le sol, relation avec la pression externe appliquée et taille maximale des pores correspondante (d'après TESSIER, 1984).

Pression gazeuse appliquée (bar)	pF	Taille maximale des pores remplis d'eau (µm)
0,010	1	150
0,100	2	15
1	3	1,5
10	4	0,15
15,8	4,2	
100	5	0,015
500	5,7	
1000	6	0,0015

Toutefois, l'application directe de la loi ne peut se faire qu'à des systèmes rigides où le remplissage et la vidange des pores obéissent aux lois de la capillarité. C'est justement le cas des sables et, dans une moindre mesure, des limons lorsqu'ils sont associés à l'argile et constituent un système peu déformable. Dans notre étude sur les sols sableux, nous pourrions donc nous y référer.*

*Par contre, ainsi que l'a bien montré TESSIER (1984) dans le cas des minéraux argileux et en particulier des smectites, le système est essentiellement déformable et l'espace poral est composé de vides planaires dont la taille est inférieure à 1 µm d'épaisseur même à la réhumectation maximale (0,01 bar) ; alors que la taille maximale des pores en vertu de la loi de Laplace est de 150 µm. Dans ce cas des matériaux argileux gonflants, la loi de Laplace ne peut donc plus être une référence susceptible de caractériser un système poral, puisque la taille réelle des pores à une pression donnée est très inférieure à la taille maximale des pores remplis d'eau telle que la prévoit cette loi.

Nous distinguerons maintenant plusieurs cas :

- **Cas des matériaux sableux purs (S_1)**

Dans ces matériaux très pauvres en argile (de l'ordre de 5 % ou moins), il est certain que **c'est l'eau seule par l'intermédiaire des forces capillaires qui assure la cohésion du système ; elle constitue donc le liant du matériau.** D'où les différences de comportement observées en fonction du niveau de contraintes hydriques :

- de pF 5,8 à pF 3, il n'y a pas d'eau entre les grains, donc la cohésion ne peut pas être assurée au départ (à pF 5,8) par l'eau. En revanche, ensuite la porosité décroît progressivement au fur et à mesure que l'eau occupe les espaces intergrains ;

- entre pF 3 et pF 2, l'eau peut remplir les espaces intergranulaires et la cohésion peut-être assurée par les films d'eau à ce niveau ; il semble alors que les forces de tension superficielle soient suffisantes pour rapprocher les grains. La porosité devient minimale ;

- enfin, en deçà de pF 2, quand on ajoute de l'eau, les pores se remplissent encore plus complètement mais les forces de tension superficielle semblent devenir insuffisantes pour maintenir les particules aussi serrées qu'à pF 3. La porosité augmente alors brusquement, les sables "gonflent" (TESSIER, 1984).

Notons que le réseau poral comporte une petite quantité de micropores que l'on peut attribuer à la phase argileuse très peu abondante, pas de mésopores sans doute à cause de l'absence de limons et beaucoup de macropores. Environ la moitié de cette macroporosité est constituée par des pores très grossiers supérieurs à 150 μm .

- **Cas des matériaux sablo-limoneux (S_2 et S_3) et limoneux (horizons A de S_4 et S_5) à faible teneur en argile (10 à 15 %)**

Il est tout à fait probable que là, **c'est le constituant argileux qui assure alors la cohésion entre les particules.**

Aux fortes contraintes hydriques, l'argile presque sèche conserve

néanmoins de l'eau et maintient la cohésion du système ; Puis vers pF 3 pF 2, l'argile plus fortement hydratée assure encore la cohésion, mais celle-ci devient plus faible. Enfin, en-deçà de pF 2, l'eau est presque libre ; il y a peu de cohésion et la porosité augmente beaucoup du fait du gonflement des argiles, même si dans ces matériaux la teneur en argile est faible.

Le réseau poral s'étale sur une large gamme de taille. La microporosité existe toujours ; elle est fonction de la teneur en argile ; faible dans les horizons A₂, nettement plus élevée dans les horizons B_{2t}. Il existe également une proportion importante de mésopores, en particulier dans les horizons A₂ sablo-limoneux et limono-sableux. Enfin, la macroporosité n'est pas absente. Elle comporte même une certaine proportion de pores très grossiers, mais celle-ci peut devenir très faible dans les horizons B_{2t}.

- Cas des matériaux argilo-limoneux et argileux (horizons B₃ de S₄ et S₅).

C'est encore l'argile qui assure la cohésion dans ces matériaux, mais l'importance du squelette s'estompe. L'augmentation de volume peu importante jusqu'à pF 3, devient brusquement forte ensuite.

Le matériau est pratiquement saturé dès pF 3, dans les horizons les plus argileux où la microporosité est généralement inférieure à 1 µm. Celle-ci peut vraisemblablement s'étaler un peu plus haut vers 5 µm, si le taux d'argile est plus faible.

b) Sols sur arènes

1) Analyse des courbes d'indice d'eau et d'indice des vides

Comme nous l'avons constaté à maintes reprises, dans le cas des sols sur arènes, chaque profil a ses caractéristiques propres, et même qui plus est, chaque horizon, marquant une étape dans l'évolution pédogénétique, a les siennes. Dans ces conditions, et toujours pour clarifier la présentation (l'ensemble des résultats figurent en annexe II-7), nous avons choisi pour les 4 sols concernés, les deux niveaux qui nous semblent les plus intéressants : l'un à la base des profils (horizon C) et l'autre, intermédiaire, c'est à dire l'horizon A(B) ou l'horizon (B). Les courbes correspondantes sont présentées figure VIII-4.

SAINT-AGNAN

Horizon A(B) : forte augmentation assez régulière de la teneur en eau et gonflement assez important à partir de pF 3. La porosité à l'air diminue progressivement, mais elle reste encore importante à pF 1 (18 %).

Horizon C : évolution continue avec une forte humectation et un léger gonflement ; diminution progressive de la porosité à l'air de pF 6 à pF 1 où celle-ci représente encore 18,6 % de la porosité totale.

Au total, ces courbes sont donc assez proches de celles du profil Seurre 2.

ROCHEFORT

Horizon A(B) : la teneur en eau croît d'une façon régulière de pF 6 à pF 1, mais le gonflement ne débute qu'à pF 2,5 et se poursuit ensuite modérément. La porosité diminue fortement ; elle est encore assez élevée à pF 3 (32,5 %), mais devient très faible à pF 1 (3,7 %).

Horizon C : cet horizon d'altération est peu poreux et peu déformable. Humectation et gonflement ne deviennent importants qu'au-dessous de pF 2. La porosité à l'air reste assez stable. Elle représente encore 25,2% à pF 1.

COUFFIN

Horizon A(B) : il est caractérisé surtout par une très forte porosité totale, et également une très forte porosité à l'air, même à l'état humide. En valeur relative, celle-ci représente 57,5 % à pF 3 et 23 % à pF 1.

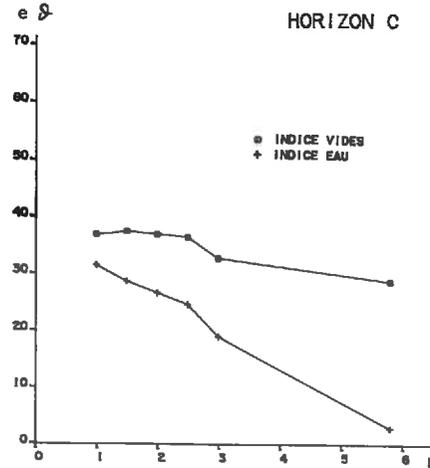
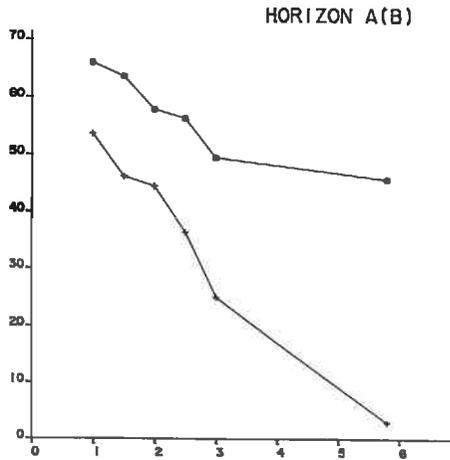
Horizon C : le trait le plus marquant est l'accroissement considérable de la teneur en eau et du volume à partir de pF 3. La porosité à l'air très élevée à pF 3 (73,4 %) décroît beaucoup ensuite pour devenir assez faible à pF 1 (12,6 %).

VERNEUIL

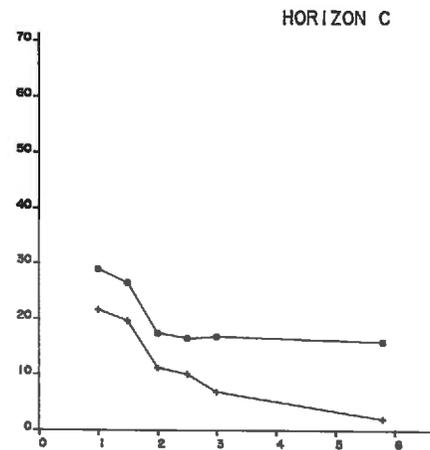
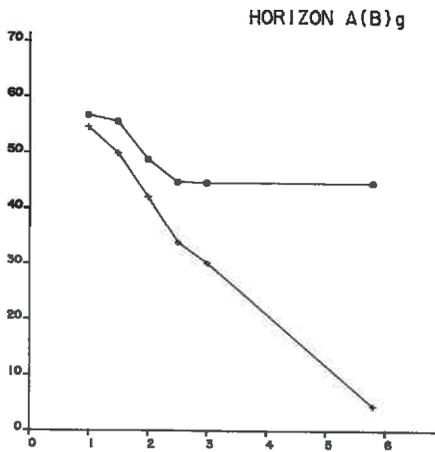
Horizon (B) : on note un très fort accroissement de la teneur en eau dès pF 6 ; il se poursuit ensuite régulièrement. Le gonflement est également important et débute dès pF 6. La porosité à l'air décroît beaucoup et progressivement. Elle est de 15,2 % à pF 3 et 7,8 % à pF 1.

Fig. VIII - 4 : Evolution de l'indice d'eau (θ) et de l'indice des vides (e) au cours de la réhumectation - Sols sur arènes.

SAINT-AGNAN

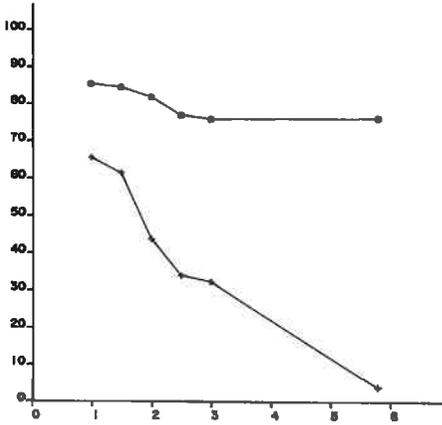


ROCHFORT-MONTAGNE

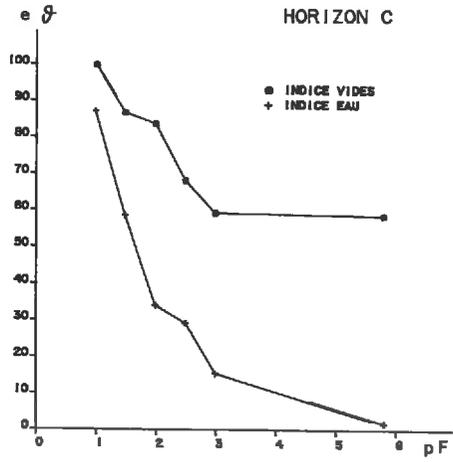


COUFFIN

HORIZON A(B)

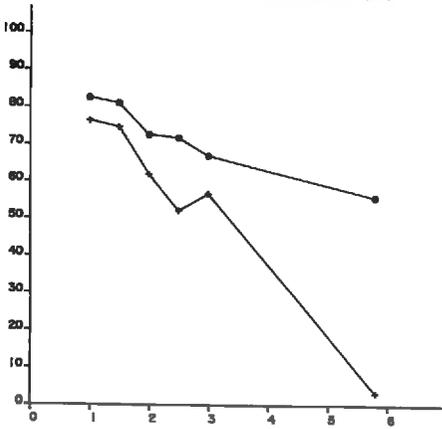


HORIZON C

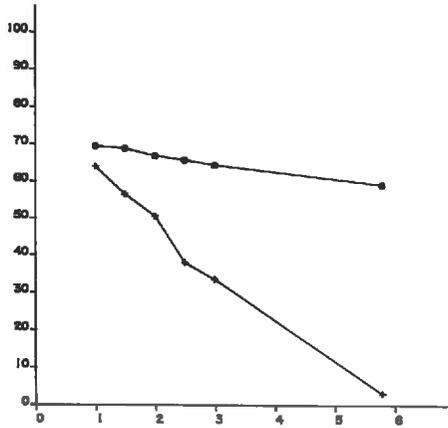


VERNEUIL

HORIZON (B)



HORIZON C



Horizon C : il est marqué par une forte humectation régulière et un très faible gonflement. La porosité à l'air décroît beaucoup et devient faible à pF 1 (7,8 %).

2) Interprétation

- Matériaux granitiques et gneissiques

-A St AGNAN, c'est le système eau-argile qui assure la cohésion. Quand on passe de l'horizon C à l'horizon Ap, le comportement devient de plus en plus caractéristique des matériaux assez riches en argile. Bien que moins important quantitativement dans l'horizon C que dans l'horizon A(B), le système poral est très étalé. Il comporte en particulier une assez forte macroporosité qui décroît vers la profondeur, mais reste constamment présente.

- A ROCHEFORT, dans l'horizon C, en présence d'un matériau grossier essentiellement quartzeux et pauvre en argile, il semble que l'on retrouve un peu le comportement des sables purs, l'eau assurant l'essentiel de la cohésion. De pF 5,8 à pF 3, il n'y a certes pas diminution de porosité, celle-ci étant déjà très faible ; mais il faut atteindre pF 2 pour obtenir une augmentation brusque de la porosité à la suite d'une diminution de cohésion due au remplissage des pores.

Encore plus réduit qu'à St AGNAN, le réseau poral est constitué surtout de macropores.

L'horizon intermédiaire A(B)g a un comportement de matériaux limoneux peu riches en argile, mais c'est elle néanmoins qui assure la cohésion. Les courbes sont tout à fait semblables à celles de l'horizon A₂ de SEURRE 4. Elles mettent en évidence une forte microporosité mais, par contre, une assez faible macroporosité. Enfin dans l'horizon A₁₁, assez humifère, c'est le système eau-argile-humus qui permet, de toute évidence, d'expliquer les forts accroissements de porosité dès pF 3 (annexe II-7).

- Matériaux schisteux

Trois cas se présentent :

- Dans les horizons C issus de l'arène, la porosité à sec est la même à COUFFIN et à VERNEUIL (e = 60 points), mais en revanche les phénomènes d'hydratation et de gonflement ont des intensités très diffé-

rentes :

- à VERNEUIL, on observe un gonflement très faible pour un accroissement de teneur en eau important.
- à COUFFIN, le comportement en deçà de pF 3 est tout à fait singulier avec une hydratation et un gonflement considérables.

On peut expliquer ces comportements de la façon suivante. Il existe dans ces matériaux quartzo-micacés qui font exception, deux types de porosité (TESSIER, communication personnelle) :

- une **porosité interparticulaire** : c'est la porosité d'arénisation, que nous avons étudiée précédemment. Elle est très importante même à sec et subsiste lors de l'hydratation ;

- une **porosité intraparticulaire**, spécifique des sables micacés résiduels (micas blancs) qui se crée et se développe essentiellement lors de l'hydratation. Cette porosité de gonflement est faible à VERNEUIL ($I_g = 17,4$) dans un matériau sablo-limoneux pauvre en sables grossiers (11,5 %) et très forte à COUFFIN ($I_g = 69,6$) pour une texture sableuse riche en sables grossiers (44,9 %). Parallèlement, le système poral est beaucoup plus fin à VERNEUIL (forte microporosité) qu'à COUFFIN (très forte macroporosité, en particulier entre 15 et 150 μm).

- **Dans les horizons (B)**, la cohésion est typiquement assurée par l'argile. Ces deux horizons tellement différents sur le plan de la texture, à COUFFIN et VERNEUIL, le sont également par leur réseau poral. Les deux semblent avoir une fraction équivalente de pores moyens (10 à 50 μm) mais ce réseau est complété, à VERNEUIL uniquement, par une très forte microporosité et à COUFFIN par une microporosité moyenne et surtout une forte macroporosité (pores supérieurs à 150 μm).

- Enfin, **dans les horizons A**, en particulier à COUFFIN, c'est le système eau-argile-humus qui explique le très fort accroissement de porosité en deçà de pF 3.

II - CONSEQUENCES SUR LES PROPRIETES HYDRIQUES DES SOLS

L'ensemble des éléments concernant les phénomènes d'hydrata-

tion et de gonflement obtenus sur les peds des divers horizons des sols étudiés nous permettent de proposer maintenant un certain nombre d'interprétations relatives au fonctionnement hydrique de ces sols.

Par ailleurs, il est possible également à l'aide de ces courbes de suggérer une approche originale de l'estimation des réserves en eau des sols. En effet, si l'on considère que la capacité au champ correspond à l'eau qui échappe à la gravité, (BETREMIEUX, 1975); on notera que tous les matériaux étudiés absorbent de fortes quantités d'eau entre pF 3 et pF 1. Cela signifie que dans tous ces matériaux la capacité au champ correspond à un pF bien inférieur à 3, probablement très proche de 1. Quant à ces quantités d'eau captées entre pF 3 et pF 1, elles varient en fonction des textures, comme cela apparaît dans le tableau VIII-2.

Tableau VIII - 2 : Variations des teneurs en eau entre pF 3 et pF 1 pour les principaux matériaux étudiés.

Matériau	Horizon	Indice d'eau (θ)	Humidité volumique (en %)
sableux	S ₁ - A ₁₂	19,2	7,2
limono-sableux	S ₃ - A ₂	26,8	10,1
limoneux	S ₄ - A ₂	26,1	9,9
limono-argilo sableux	S ₃ - B _{2t}	30,2	11,5
limono-argileux	S ₄ - B _{3g}	23,5	9,0
argilo-limoneux	S ₅ - B _{3g}	31,5	12,3

Ces données intégrées à l'ensemble des profils pourraient permettre d'évaluer la réserve facilement utilisable (RFU) des sols. Au demeurant, le problème du choix de l'intervalle de pF approprié pour les divers matériaux reste encore aujourd'hui posé.

a) Sols sur terrasses fluviales

Trois types de fonctionnement hydrique peuvent être distingués parmi les sols de la séquence de SEURRE.

- sol sableux pur (SEURRE 1)
- sol sablo-limoneux et limono-sableux à profil peu différencié (SEURRE 2 et 3)

- sol limoneux à profil différencié (SEURRE 4 et 5).

1) Sol sableux pur (SEURRE 1)

Ce sol caractérisé par une forte macroporosité n'est jamais saturé dans l'horizon A_{12} . Les résultats présentés en annexe II-6 indiquent qu'il en est de même pour l'ensemble des horizons A jusqu'à 90 cm de profondeur. En-dessous, au sein de l'horizon B_{2t} faiblement argillique, la porosité à l'air est plus réduite mais persiste néanmoins, même à l'état humide.

Sur le plan hydrodynamique, il s'agit donc d'un sol toujours bien drainé, sans rupture de perméabilité, et ne présentant jamais de conditions réductrices, ni de signes d'engorgement même temporaires. Par contre, ses réserves en eau sont faibles.

2) Sols sablo-limoneux et limono-sableux à profil peu différencié (SEURRE 2 et 3)

Ces sols présentent deux types d'horizons : les horizons A jusqu'à environ 70 cm et les horizons B en dessous, dont les caractéristiques hydriques ne sont ni très contrastées, ni très différentes. Il s'agit plutôt d'un gradient d'évolution que d'un changement brutal de celle-ci. Ainsi, dans les deux cas, le système poral est très étalé, mais la microporosité est nettement plus importante dans les horizons B que dans les A. A l'inverse et davantage à SEURRE 3 qu'à SEURRE 2, la porosité à l'air à l'état humide devient très faible, sans doute en raison des caractéristiques un peu différentes du squelette de texture sablo-argilo-limoneuse en S_2 et limono-argilo-sableuse en S_3 .

Il en résulte que ces sols ne sont jamais entièrement saturés à l'état humide dans les horizons supérieurs, mais ils peuvent le devenir en profondeur corrélativement, semble-t-il, avec une diminution de la proportion des sables dans le squelette. Dans ces conditions, leur drainage n'est pas parfait et ils peuvent présenter quelques signes d'engorgement temporaire qui conduisent à des concrétionnements ferro-manganiques ; c'est le cas en particulier de SEURRE 3.

Leurs réserves en eau sont nettement supérieures à celles des sols sableux purs précédents.

3) Sols limoneux à profil différencié (SEURRE 4 et 5)

Ils sont caractérisés, comme le montrent les familles de courbes d'humectation et de gonflement, par deux types d'horizons à comportement nettement différent et dont la transition verticale est relativement abrupte davantage à SEURRE 5 qu'à SEURRE 4.

- Dans les horizons A supérieurs (A_p , A_2 , A_2Bg) limoneux, la microporosité est faible ; il existe, en revanche, une importante mésoporosité, tandis que la macroporosité est très réduite. Ainsi jusqu'à pF 2, la porosité à l'air reste notable, tandis qu'à l'état humide le matériau devient presque saturé en eau.

- Dans les horizons profonds (B_{2t} et B_3), la microporosité domine, les fractions moyennes sont plus réduites et surtout la porosité grossière est quasiment absente. De la sorte on se rend compte que ces matériaux, encore un peu ouverts à l'air à pF 3, sont pratiquement saturés à pF 2,5.

Cette rapide fermeture de la porosité des horizons B pour de faibles contraintes hydriques entraîne un très mauvais drainage interne et des conditions d'engorgement fortement accusées durant de longues périodes dans le cycle pédo-climatique annuel. Celles-ci se traduisent morphologiquement par la présence de nombreuses marques d'hydromorphie sous forme de taches, concrétions et concrétionnements ferro-manganiques sur l'ensemble du profil mais dont l'abondance est plus marquée vers la profondeur (**pseudogley**).

Les réserves en eau de ces sols sont potentiellement élevées ; encore faut-il que la très faible perméabilité des horizons B permette le transfert vertical de l'eau. Ces différentes caractéristiques sont nettement plus accusées à SEURRE 5 qu'à SEURRE 4.

Conclusion

Cette étude conjointe des courbes d'humectation et de gonflement réalisée sur les divers horizons aux textures variées des cinq profils de la séquence de SEURRE met particulièrement en évidence **toute l'importance des caractéristiques dimensionnelles de l'espace poral vis-à-vis des propriétés hydriques des matériaux et donc des sols**. Nous aurons largement l'occasion au cours de la IVe partie de revenir sur ce point capital.

b) Sols sur arènes

1) Sol sur granite (St AGNAN)

Ce sol possède un système poral très étalé. Il est en particulier doté d'une porosité grossière que l'on retrouve sans discontinuité dans tous les horizons. Il n'est jamais saturé même à l'état humide et sa porosité reste toujours partiellement ouverte à l'air, y compris dans les horizons d'altération. Il en résulte des conditions de drainage interne favorables sans risques d'asphyxie, ni d'engorgement. Ces données confirment parfaitement les observations de l'examen morphologique où aucune trace d'hydromorphie n'a été décelée.

Les réserves en eau sont relativement élevées dans les horizons supérieurs, mais deviennent beaucoup plus faibles dès que l'on atteint les niveaux d'arénisation.

2) Sol sur gneiss (ROCHEFORT)

Avec une porosité à l'air très réduite dès que l'on atteint un taux d'humidité moyen, l'horizon intermédiaire A(B)g est très rapidement saturé et constitue un niveau d'engorgement caractéristique marqué par une très nette hydromorphie. En-dessous, l'horizon C très peu poreux devrait pouvoir cependant assurer un drainage assez favorable, puisque sa porosité est essentiellement moyenne et grossière. Mais ce n'est certainement pas le cas du fait qu'il est constitué d'un matériau d'altération à structure litée sub-horizontale peu propice à l'infiltration.

Globalement, ce profil présente donc toutes les caractéristiques d'un sol à engorgement temporaire de type **pseudogley**.

Les réserves en eau sont importantes, surtout dans les horizons A à forte microporosité.

3) Sols sur micaschistes

Ces sols présentent deux types de comportement hydrique totalement **différents** :

- **A COUFFIN**, dans un sol à texture légère, pauvre en argile et à très forte porosité, le drainage interne est extrêmement favorable. Il est à peine ralenti au niveau de l'horizon C en période humide, puisque la porosité

grossière intergrains reste importante malgré un très fort gonflement des particules micacées comme nous l'avons montré précédemment. A cela, s'ajoute la schistosité subverticale de l'arène tout à fait propice à une infiltration rapide et profonde.

- **A VERNEUIL**, l'altération des micaschistes a conduit à la genèse d'un horizon (B) fortement argillique, à forte microporosité, très proche de la saturation à l'état humide. Cet horizon, à fort taux de gonflement, conserve cependant une importante porosité à l'air jusqu'aux humidités moyennes ; il est nettement moins fermé par exemple, que les horizons Bt des sols lessivés de la séquence de Seurre (S_4 et S_5). D'ailleurs l'observation ne révèle pas de traces manifestes d'hydromorphie.

A la base du profil, l'horizon C, très peu gonflant, conserve lui aussi une importante porosité à l'air jusqu'à des niveaux d'humidité relativement élevés. Elle est toutefois moins importante qu'à COUFFIN. Globalement, ce profil est caractérisé par un drainage assez peu favorable dès la surface, mais qui ne semble pas induire un engorgement très prolongé. En profondeur, la roche mère C est très poreuse, mais sa schistosité subhorizontale crée, sans doute, un frein à l'infiltration.

Sur le plan des réserves en eau, ces deux sols sont également très différents. Celles-ci sont en effet faibles à COUFFIN, beaucoup plus élevées à VERNEUIL et ce aussi bien dans les horizons de surface qu'en profondeur.

Conclusion

Le comportement hydrique des sols développés sur arènes dépend essentiellement des **modalités de leur évolution pédogénétique** qui conduit à des matériaux d'altération plus ou moins argilifiés. Il est influencé également par les **caractéristiques granulométriques du squelette** qui couvre, plus ou moins selon les cas, une partie ou l'ensemble de la gamme des tailles depuis les limons jusqu'aux graviers.

C) EVOLUTION DE LA POROSITE EN FONCTION DES CONTRAINTES HYDRIQUES

Après avoir étudié le comportement hydrique des matériaux les plus significatifs des sols sur arènes et sur terrasses fluviales, il nous

faut maintenant envisager comment ces matériaux réagissent sur le plan volumique aux différentes variations de contraintes hydriques. C'est, rappelons-le, à l'aide de la technique mise au point par TESSIER (annexe I-6) qui permet une mesure conjointe de l'humidité et de la densité apparente de petites mottes, que nous avons pu étudier le phénomène de gonflement entre pF 3 et pF 1. Les résultats obtenus sur l'ensemble des matériaux constitutifs des horizons de ces sols (annexe II-6 et 7) seront présentés sous forme de courbes de gonflement qui expriment les variations de porosité en fonction des variations de pF au cours de la réhumectation entre pF 5,8 (mottes sèches) et pF 1.

I - PRESENTATION ET ANALYSE DES COURBES DE GONFLEMENT

a) Sols sur terrasses fluviales

L'examen des courbes de gonflement des différents horizons des sols de la séquence de SEURRE ainsi que l'estimation des valeurs de l'indice de gonflement

$$I_g = \frac{\Delta e}{e \text{ à pF } 5,8}$$

(figure VIII-5) nous amènent, là encore, à distinguer trois grandes catégories de sols.

- SEURRE 1 : sol sableux

On observe pour les 5 horizons une diminution de porosité entre pF 5,8 et pF 2,5 ; mais celle-ci est faible dans l'horizon B_t et très forte dans les horizons A₂ très pauvres en argile. Les résultats confirment totalement ceux obtenus précédemment lors de l'étude des profils porosimétriques (chap. VI), où il avait été noté que la porosité des mottes humides était inférieure à celle des mottes sèches. Mais ils les précisent en montrant qu'il existe deux phases dans le comportement du ped lors de la réhumectation :

- une phase de retrait de pF 5,8 à pF 2,5 déjà constatée et interprétée au chap. VII. Ce retrait est d'ailleurs proportionnel aux taux de sables grossiers et inversement proportionnel au taux d'argile, ainsi qu'en témoignent les chiffres ci-après (tableau VIII-3).

- une phase de gonflement de pF 2,5 à pF 1 où l'indice de gonflement I_g est voisin de 30 % pour chacun des horizons.

Rappelons que ce comportement tout à fait exceptionnel caractérise les sols sableux pauvres en argile.

Tableau VIII - 3 : Relations entre taux de sables grossiers et d'argile et indice de gonflement entre pF 5,8 et pF 2,5

Horizon	Sg %	A %	Ig
Ap	51,2	5,6	- 19,2
A ₁₂	54,9	3,9	- 16,3
A ₂₁	62,2	4,5	- 30,0
A ₂₂	62,2	1,8	- 29,3
B _t	40,5	12,5	- 7,7

- SEURRE 2 et 3 : sols sablo-limoneux et limono-sableux à profil peu différencié

Ces deux sols présentent sensiblement une même famille de courbes avec :

- . une absence de gonflement entre pF 5,8 et 3,
- . un gonflement régulier, mais assez faible entre pF 3 et pF 1 (Ig compris entre 20 et 30 %).

Seul l'indice de gonflement de l'horizon B₂ de SEURRE 2 dépasse 40 %.

- SEURRE 4 et 5 : sols limoneux à profil différencié

On observe deux types de comportement :

- . celui des horizons A (Ap, A₂ et A₂Bg) de texture limoneuse caractérisé par l'absence de gonflement de pF 5,8 à pF 3 et un léger gonflement ensuite (Ig compris entre 15 et 20 %) ;
- . celui des horizons B (B₂t et B₃) avec un gonflement qui débute dès pF 5,8 ; mais il est réduit (Ig voisin de 10 %) jusqu'à pF = 3, puis très important (30 à 50 %) ensuite et fonction du taux d'argile.

En définitive, ces données sont tout à fait importantes à considérer sur le plan de la dynamique de l'eau dans les sols, puisqu'elles indiquent nettement que **dans les profils peu différenciés le gonflement des peds est peu accusé et à peu près constant sur l'ensemble du solum**, alors que **dans les sols à profil différencié, le gonflement très important dans les horizons Bt peut conduire à une fermeture de la porosité en-dessous d'un certain pF** comme nous l'avons mis en évidence au cours du chapitre précédent.

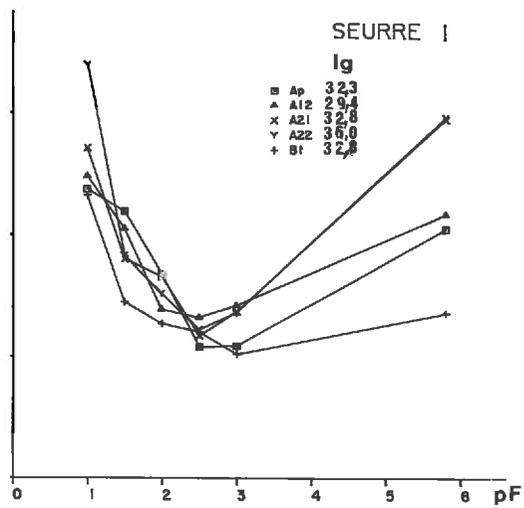
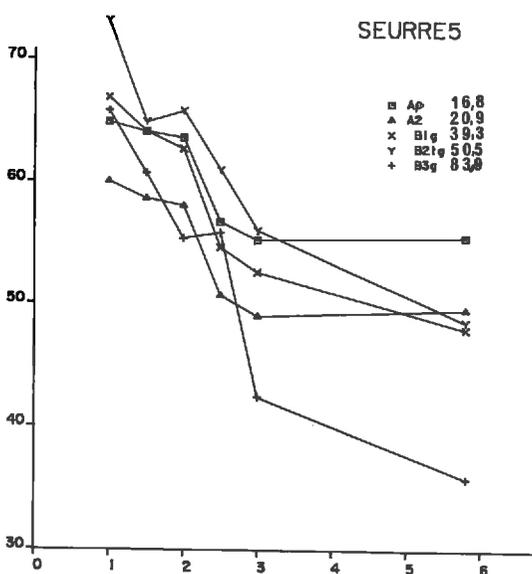
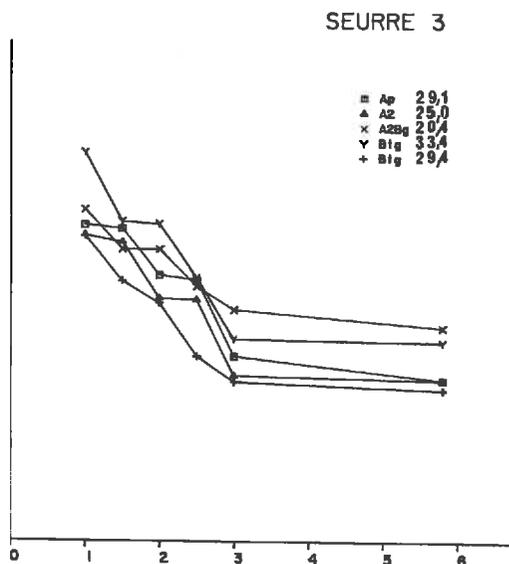
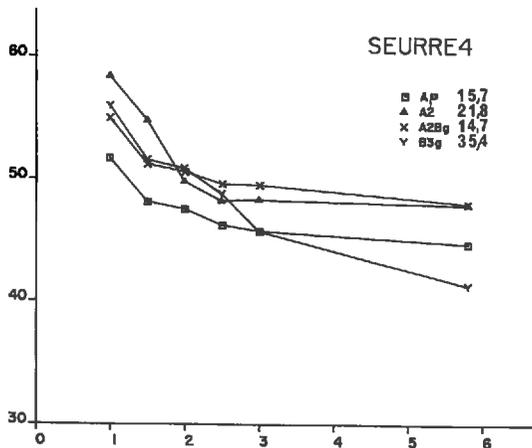
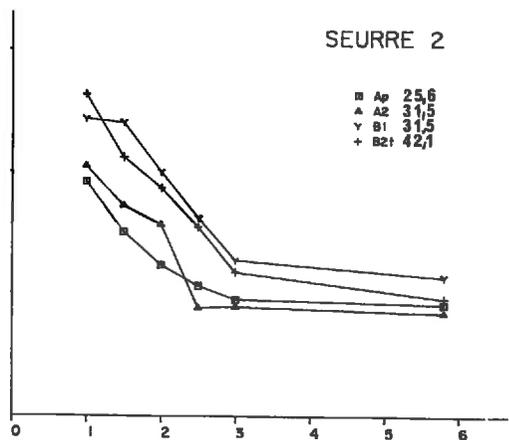


Fig . VIII - 5 : Courbes de gonflement -
Sols sur terrasses fluviales



b) Sols sur arènes

Nous avons volontairement écarté de cette étude expérimentale du gonflement le profil de VARENNES en raison de sa très faible porosité de retrait et surtout de sa granulométrie grossière à base de graviers qui serait source d'une trop grande imprécision pour des échantillons de la taille retenue.

Chacun des 4 sols étudiés présente une gamme de courbes différentes, qu'il est nécessaire d'analyser séparément (figure VIII-6).

- SAINT-AGNAN : sol sur granite

A des niveaux de porosité très différents, tous les horizons y compris l'horizon C, présentent un gonflement assez important (I_g compris entre 27 et 45 %) ; celui-ci commence faiblement de pF 5,8 à pF 3, puis s'accroît ensuite. Ce gonflement important est en contradiction avec l'interprétation que nous avons faite précédemment (chap. VII) concernant la faible porosité de retrait attribuée au caractère peu gonflant des minéraux argileux. En fait, il s'agissait d'une erreur, due au fait, comme nous le verrons plus loin que le sol était, le jour du prélèvement à un taux d'humidité relativement faible correspondant sensiblement à pF 3 et que le gonflement était à peine amorcé.

- ROCHEFORT : sol sur gneiss

Les niveaux de porosité de chacun des horizons sont encore plus différenciés qu'à St AGNAN et confirment en cela l'évolution très marquée de la porosité du ped constatée au chapitre VII. On observe essentiellement trois types de comportement :

- . l'horizon C a une porosité exceptionnellement faible à pF 5,8 ($e = 15,9$). Celle-ci reste presque constante jusqu'à pF 2 ($e = 17,5$), puis on constate un gonflement assez faible en valeur absolue, mais important en valeur relative ($I_g = 81,8$ %) ;

- . les horizons intermédiaires (B)gC et A(B)g ne montrent pas de gonflement jusqu'à pF 3, puis un gonflement moyen surtout marqué entre pF 3 et pF 2 ;

- . les horizons supérieurs (A_{12} et A_{11}) conduisent à un gonflement important et régulier à partir de pF 3, nettement plus élevé dans

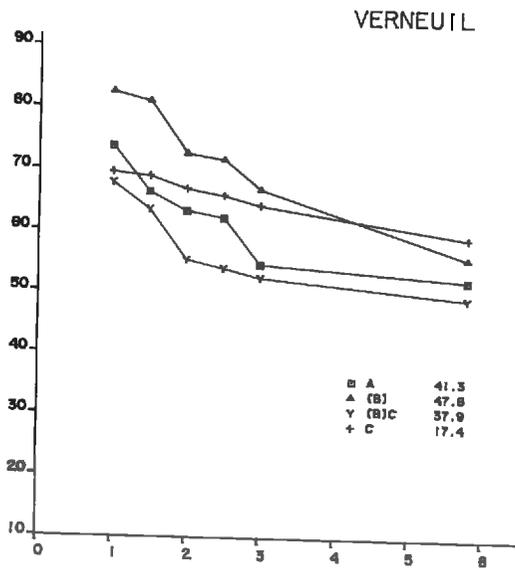
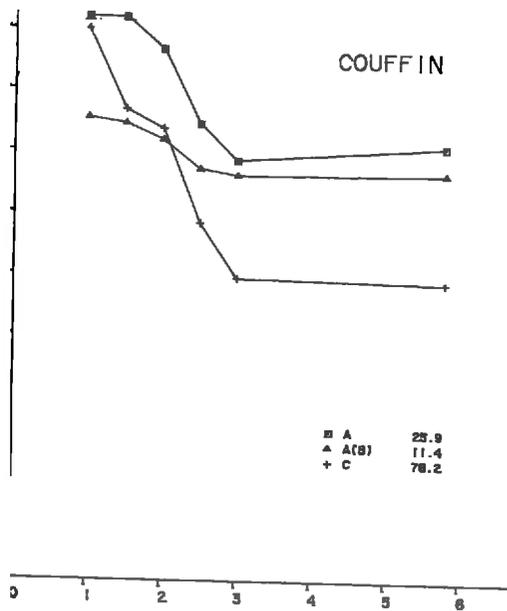
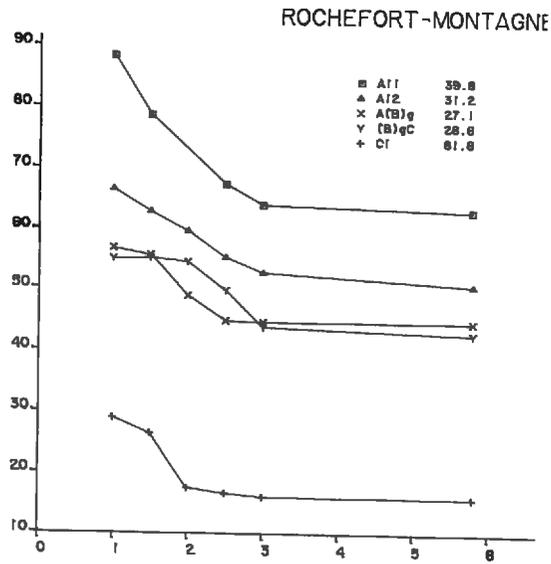
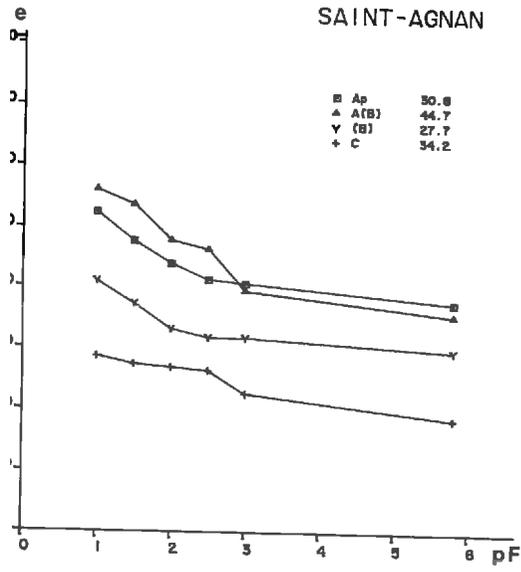


Fig. VIII - 6 : Courbes de gonflement - Sols sur arènes

le A₁₁ (I_g = 39,8 %) en raison de son caractère plus organique.

- COUFFIN : sol sableux sur micaschistes

Dans tous les horizons, le gonflement est nul de pF 5,8 à pF 3 ; mais en-deçà, il devient :

- . exceptionnellement élevé dans l'horizon C (I_g = 69,6 %)
- . faible dans le A(B) (I_g = 11,4 %)
- . important en valeur absolue dans l'horizon A, bien que I_g soit de l'ordre de 25 %.

La différence sensible entre le comportement des horizons A(B) et A peut aisément s'expliquer, à taux d'argile équivalent, par les teneurs en matière organique (1,5 % dans A(B), 6 % en A). Quant à l'exceptionnel gonflement du ped de l'horizon C à 5,9 % d'argile, nous pouvons l'attribuer, comme il a été indiqué au chapitre précédent, à une augmentation du volume des particules micacées.

- VERNEUIL : sol argileux sur micaschistes

Les caractéristiques structurales et texturales confèrent à chacun des horizons un comportement spécifique.

C : la porosité à sec est élevée, mais le gonflement est très faible (I_g = 17,4 %).

(B)C : la porosité à sec est plus faible, mais le taux de gonflement beaucoup plus élevé (I_g = 37,9 %).

(B) : dans cet horizon fortement argillique, le gonflement est très important (I_g = 47,6 %) et débute dès pF 5,8.

A : le gonflement reste encore important (I_g = 41,3 %) dans un matériau moins argileux, mais plus organique.

II - CONSEQUENCES SUR LE COMPORTEMENT PHYSIQUE DES SOLS

L'étude des courbes pF/indice des vides vient de nous montrer que l'accroissement d'humidité conduisait toujours, à une exception près, à un gonflement des peds, celui-ci s'effectuant de manière plus ou moins rapide et intense suivant la nature physico-chimique et minéralogique des matériaux constitutifs des différents horizons des sols. En d'autres termes, ces matériaux constituent des systèmes fonctionnant dans une gamme de

contraintes qui est plus ou moins étalée et qui dépend de la teneur en argile. Dans cette gamme, la variation de volume peut être plus ou moins importante et il apparaît que ce sont les matériaux les plus argileux qui fonctionnent dans la gamme de contrainte la plus large et qui sont les plus susceptibles de faire varier leur volume, donc de se structurer macroscopiquement.

L'intérêt de l'approche suivie est de pouvoir maintenant situer cette étude expérimentale des variations de la porosité pédique en fonction des conditions d'humidité dans le cadre global de la caractérisation de l'espace poral des sols réalisée à l'aide de la méthode des profils porosimétriques. Pour cela, nous utiliserons deux niveaux de contrainte hydrique habituellement considérés comme des points sensibles, ou bien des repères, sur le plan du comportement des sols :

- . l'un : pF 3 correspondant approximativement à l'état ressuyé,
- . l'autre : pF 1 indiquant un état humide proche de la capacité de saturation.

Nous y ajouterons le niveau de contrainte pF X qui caractérisait les horizons de sols en place à **l'instant du prélèvement**, ce qui nous permettra entre autres, de positionner la valeur de la porosité de retrait obtenue, à l'intérieur du cycle de retrait-gonflement pédique, et donc de préciser le niveau de gonflement des matériaux prélevés in situ.

a) Comportement à pF 3

Ce pF représente pour la plupart des horizons étudiés un point d'inflexion important sur la courbe pF/indice des vides, c'est-à-dire un point où l'on note une nette modification du comportement des matériaux. Mais cette indication peut être de divers types :

- **Dans le cas des sols sur terrasses fluviales**, il s'agit ainsi :

- . **soit de la fin d'un retrait et du début du gonflement** ; c'est le cas en **sol sableux pur** (SEURRE 1). Dans les conditions naturelles, on peut considérer que ce sol se contracte légèrement depuis le point de flétrissement permanent jusque vers pF 3, puis reste stable jusque vers pF 2 et gonfle ensuite ;

- . **soit du début du gonflement** ; c'est ce que l'on observe dans les **horizons A de divers types** (A_p , A_2 , A_2Bg) pauvres ou peu riches en argile (taux inférieur à 20 %) et pauvres en matière organique. La porosité

à pF 3 est équivalente à celle obtenue à pF 5,8, les matériaux ne gonflent qu'en dessous de pF 3. Dans ces horizons, la porosité pédique à sec représentée sur les profils porosimétriques correspond à la porosité à pF 3, c'est-à-dire à la porosité minimale dans les conditions naturelles.

. soit d'un changement d'amplitude dans l'intensité du gonflement qui débute dès pF 5,8. Ce comportement, d'autant plus net que le matériau est plus gonflant, caractérise les divers horizons B (B_1 , B_2^t , B_3) dont le taux d'argile oscille entre 20 et 40 %. Dans ce cas, la porosité pédique minimale dans les conditions naturelles ne se situe pas aussi bas que la porosité à sec des profils porosimétriques.

- Dans le cas des sols sur arènes, plusieurs cas se présentent selon le type de roche mère et la nature des horizons :

. Dans les horizons C, en dépit d'un taux d'argile assez bas (10 % à VERNEUIL, 13 % à St AGNAN), le gonflement débute à pF 5,8 et se poursuit assez faiblement mais régulièrement. pF 3 ne représente pas un point sensible. Une exception de taille, COUFFIN, où le matériau se met subitement à pF 3 à gonfler considérablement. Il s'agit comme nous l'avons signalé au paragraphe précédent d'un gonflement spécifique des particules micacées.

. Dans les horizons (B) d'altération ou A(B) peu argileux (St AGNAN, COUFFIN), le gonflement débute à pF 3. Au contraire, dans l'horizon fortement argillique de VERNEUIL, le gonflement croît rapidement et régulièrement dès pF 5,8 ; pF 3 ne marque pas un changement de comportement.

. Enfin, dans les horizons A_1 , le gonflement ne débute pas avant pF 3 même à COUFFIN où le taux de matière organique est pourtant élevé (6 %).

b) Comportement à pF 1

Pour bien faire ressortir le comportement du sol et l'état des composantes de sa porosité, nous avons rassemblé côte à côte pour chacun des horizons la porosité totale et la porosité pédique à pF 1, ainsi que la différence entre ces deux données qui exprime la porosité interpédique à pF 1, c'est-à-dire la fraction grossière de la porosité totale restant ouverte à ce niveau de contrainte hydrique qui représente pour un matériau le gonfle-

ment maximal pouvant être obtenu (tableau VIII-4 et 5). L'examen de ces tableaux permet alors de dégager les points ci-après.

- Sols sur terrasses fluviales (tableau VIII-4)

. La porosité interpédique existe toujours dans les horizons culturaux Ap, mais elle peut avoir des valeurs très variables, 8 à 25 points dans les sols de la séquence de SEURRE, selon l'état structural qui résulte des pratiques culturales récentes. C'est vraisemblablement une donnée qui varie beaucoup dans les horizons de culture où elle reflète le "bon état physique" du sol ou au contraire la manifestation de sa dégradation (battance, tassement...).

Tableau VIII - 4 : Caractéristiques porales des horizons à pF 1
Sols sur terrasses fluviales.

Hor	SEURRE 1			SEURRE 2				SEURRE 3				SEURRE 4				SEURRE 5			
	P _{tot}	P _{pF1}	ΔP	Hor	P _{tot}	P _{pF1}	ΔP	Hor	P _{tot}	P _{pF1}	ΔP	Hor	P _{tot}	P _{pF1}	ΔP	Hor	P _{tot}	P _{pF1}	ΔP
3	66,2	53,7	12,5	Ap	64,3	49,2	15,1	Ap	74,6	55,7	18,9	Ap	60,1	51,7	8,4	Ap	90,1	64,9	25,2
12	67,5	54,8	12,7	A ₂	63,9	50,5	13,4	A ₂	64,5	54,9	9,6	A _{2g}	61,5	58,4	3,1	A _{2g}	65,6	60,0	5,6
1	75,6	57,1	18,5	A ₃	60,4	54,3	6,1	A _{2Bg}	58,4	57,0	1,4	A _{2Bg}	60,7	55,0	5,7	IIB _{1g}	71,5	66,9	4,6
2	75,2	64,1	11,1	B ₁	54,4	56,3	-1,9	B _{tg}	61,1	61,7	-0,6	B _{2tg}				IIB _{2tg}	72,3	73,1	-0,8
	53,5	53,2	0,3	B _{2t}				B _{tg}	54,8	54,8	0	B _{3g}	58,0	56,0	2,0	IIB _{3g}	57,5	65,8	-8,3

. Dans les horizons sous-cultureaux, intermédiaires A₂ et A(B) pauvres en argile et en matière organique, elle ne s'annule jamais non plus, mais peut devenir très faible. Elle tend à diminuer quand on passe des matériaux sableux aux matériaux limoneux. Ainsi, elle est en moyenne sur les deux horizons concernés, de l'ordre de 15 points pour S₁, de 10 points pour S₂ et de 5 points pour S₃, S₄ et S₅. Ces horizons et en particulier ceux à dominante limoneuse sont donc très sensibles aux phénomènes de tassement voire de compactage (FAURE et FIES, 1972, GRIMALDI, 1981).

. Enfin, dans tous les horizons B, la porosité interpédique s'annule à pF 1. On obtient alors à ce niveau de contrainte hydrique une fermeture totale de l'espace poral, y compris de la porosité grossière qui traduit quantitativement la mise en place d'une "architecture ajustée" (CON-

. A ROCHEFORT, à la différence du profil précédent, la porosité interpédique reste très faible et du même ordre de grandeur (3 à 4 points) sur l'ensemble du solum, hormis dans les horizons supérieurs A_{11} et A_{12} où elle est très élevée. Cette constatation chiffrée est intéressante, car elle permet d'expliquer la faible perméabilité de l'ensemble de ce sol et son caractère nettement hydromorphe qui a pu être décrit à l'examen morphologique et se traduit par la présence de la lettre g dans la désignation des horizons A(B), (B)C et C_1 . On peut penser qu'il s'agit dans ce cas d'une **endohydromorphie**, qui affecte pratiquement l'ensemble du profil.

- Dans les sols sur micaschistes, nous avons à faire à deux comportements qui paraissent totalement opposés.

Pour l'horizon C à COUFFIN, la porosité interpédique est fortement négative (- 20,7 points) et s'annule dès pF 2 ; très rapidement, suite à un fort gonflement pédique, il y a fermeture de la porosité. Au contraire, à VERNEUIL, elle reste nettement positive (+ 6,5 points). Ces différences résultent bien sûr, comme nous l'avons suggéré précédemment, du gonflement des sables micacés plus abondants et plus grossiers à COUFFIN qu'à VERNEUIL.

Dans les horizons du sol en revanche, mais là tout est conforme à leurs caractéristiques physico-chimiques issues de deux pédogenèses différentes, la porosité interpédique devient très élevée à COUFFIN en particulier dans l'horizon A finement structuré et à forte activité biologique et au contraire négative à VERNEUIL (- 4 points) non seulement au sein de l'horizon (B) argillique mais également dans l'horizon A (- 8,7 points).

Ces comportements physiques devraient en principe conduire :

- A COUFFIN, à une forte perméabilité des horizons du sol et à un écoulement défavorable de l'eau dans l'arène. Cette explication ne paraît pas très réaliste, suite à l'examen morphologique du profil qui ne fait apparaître aucune trace d'hydromorphie voire même temporaire. Devant ces contradictions, on peut émettre l'hypothèse que, in situ, les particules micacées n'atteignent pas leur niveau de gonflement maximal et laissent subsister une porosité grossière intergrains (forte dominante de pores de diamètre voisin de 30 μm à l'état sec) suffisante pour assurer un

drainage favorable.

- A VERNEUIL, à une faible perméabilité dès la surface, ce qui est très vraisemblablement le cas.

c) Comportement à l'instant du prélèvement

Connaissant le taux d'humidité de chacun des horizons à l'instant du prélèvement (tableau VII-1 et 2), il est possible de situer approximativement par référence aux courbes de pF l'état de contrainte hydrique qu'ils subissaient alors à l'intérieur de la gamme des pF (annexes II-6 et 7) et d'en déduire le niveau de gonflement du matériau ainsi que celui de la porosité interpédique. Nous avons résumé sur un même tableau (tableau VIII-6) pour chacun des horizons, trois données :

Tableau VIII - 6 : Caractéristiques hydriques des horizons à l'instant du prélèvement.

PROFILS	Hv	pF	état
<u>SEURRE 1</u>			
Ap	35,4	1,3	H
A ₁₂	30,2	1,1	LH
A ₂₁	32,8	1,2	LH
A ₂₂	32,9	1,3	H
B ₁ ²	33,7	< 1	H
<u>SEURRE 2</u>			
Ap	41,7	1,0	H
A ₂	38,2	1,2	MH
A ₃	38,2	1,8	MH
B ₁	41,0	1,5	LH
<u>SEURRE 3</u>			
Ap	49,5	< 1	F
A ₂	46,4	< 1	F
A ₂ B _g	49,2	< 1	F
B _{1g}	50,8	1,1	
<u>SEURRE 4</u>			
Ap	47,3	1,2	F
A _{2g}	45,7	1,7	LH
A ₂ B _g	50,2	< 1	LH
B _{3g}	52,9	1,0	LH
<u>SEURRE 5</u>			
Ap	67,0	< 1	LH
A _{2g}	58,4	< 1	LH
II B _{1g}	63,5	< 1	LH
II B ₂ ^{1g}	68,9	1,0	F
II B _{3g}	56,9	1,4	F

PROFILS	Hv	pF	état
<u>St AGNAN</u>			
Ap	58,0	< 1	F
A(B)	59,9	< 1	F
(B)	49,6	< 1	LH
C	35,8	< 1	LH
<u>ROCHEFORT</u>			
A ₁₁	99,5	< 1	LH
A ₁₂	81,0	< 1	LH
A(B) _g	60,2	< 1	H
(B) _g C	58,2	< 1	LH
C ₁	35,6		LH
<u>COUFFIN</u>			
A	68,4	1,8	F
A(B)	63,6	1,3	F
C	35,5	2,0	F
<u>VERNEUIL</u>			
A	51,1	1,8	F
(B)	52,7	2,5	S
(B)C	54,6	1,4	F
C	51,9	1,8	F

Etat d'humidité :

S : sec
 F : frais
 LH : légèrement humide
 MH : moyennement humide
 H : humide

- . l'humidité volumique (Hv),
- . le pF approximatif qui lui correspond,
- . l'appréciation de l'état d'humidité donnée lors de la description des profils.

L'examen de ces données nous permet de faire un certain nombre de commentaires.

- Sols de transport

Dans l'ensemble, les pF sont assez proches de 1, c'est-à-dire que les niveaux de gonflement sont relativement élevés. Ils varient toute - fois :

- . d'un profil à l'autre : par exemple, ils sont proches de 1,5 pour S₂ et nettement inférieurs à 1 pour S₃,
- . et, à l'intérieur d'un même profil, d'un même horizon à l'autre : plus élevés en surface qu'en profondeur pour S₄, le contraire en S₅, selon les conditions pédoclimatiques qui précédaient l'époque du prélèvement.

La comparaison des pF aux appréciations de l'humidité de terrain montre des discordances assez nettes. Les horizons sont désignés "humides ou légèrement humides" pour S₁ et S₂ à pF nettement supérieur à 1 et "frais" en S₃ où le pF est inférieur à 1 ; alors que ce devrait être l'inverse. La granulométrie du matériau joue certainement un rôle dans cette appréciation, **les matériaux sableux ayant tendance, à pF équivalent, à être jugés plus humides que les matériaux limoneux**. En revanche, pour S₄ et S₅, les appréciations concordent mieux avec les pF.

Ces données précisent également sur les profils porosimétriques (figures VI-2 et 3) la position de la courbe 2 des mottes humides entre les courbes 1 et 3, c'est-à-dire les valeurs respectives de la porosité de retrait et de la porosité interpédique. Ainsi, cette dernière composante est plus importante pour S₂ et S₃, car le pF du sol est moins élevé. De même, dans les horizons B de S₄ et S₅, la porosité interpédique n'est pas nulle, car ces matériaux ne sont pas à leur degré de gonflement maximal, en particulier dans le B₃ de SEURRE 5.

- Sols sur arènes

Deux profils, SAINT AGNAN et ROCHEFORT, prélevés à l'automne 1979 sont humides à pF nettement inférieurs à 1, en particulier ROCHEFORT. Les deux autres, à pF voisin de 2 sont plutôt frais (COUFFIN), voire même secs (VERNEUIL prélevé en juin 1980).

Dans ces conditions, il est tout à fait normal qu'à ROCHEFORT, en particulier, la porosité de retrait soit importante et la porosité interpédique pratiquement nulle dans les horizons inférieurs (B), (B)C et C et qu'à COUFFIN, ce soit exactement le contraire.

Enfin, à VERNEUIL, quel que soit le niveau des contraintes hydriques, la porosité interpédique reste faible.

Au total, il est intéressant de noter que dans le profil porosimétrique, l'importance respective des porosités de retrait et interpédique reflète **un état de répartition de cette fraction de l'espace poral aux conditions hydriques du prélèvement**. En revanche, **elle ne renseigne pas clairement sur l'aptitude du matériau au gonflement**, et corrélativement à la structuration.

- Conclusion

L'étude conjointe des courbes d'humectation et de gonflement sur un certain nombre d'horizons-types nous a permis de mettre en évidence que **le comportement hydrique des matériaux était en relation étroite avec leurs caractéristiques texturales, notamment la distribution dimensionnelle du squelette et le taux d'argile**. Ces caractéristiques texturales, en particulier, celles du squelette, conditionnent en effet les différents types de porosité: **macro , méso et microporosité**.

C'est l'évolution de la porosité restant ouverte à l'air au cours de la période de réhumectation et en fonction du niveau de contrainte hydrique, qui constitue **l'indicateur le plus intéressant** des conditions physico-chimiques du milieu (aérobiose, anaérobiose).

Par ailleurs, l'analyse des courbes de gonflement sur l'ensemble des horizons a révélé **l'importance primordiale du rôle de l'argile**, sous ses aspects quantitatif et qualitatif, ainsi que le rôle non négligeable des matériaux micacés dans les arènes de micaschistes.

Il ressort également que, globalement, **le fonctionnement hydrodynamique des sols dépend des modalités de leur évolution pédogénétique** : intensité de la différenciation texturale dans les sols lessivés sur matériaux transportés, degré d'altération et d'argilification dans les sols sur arènes.

A ce stade, il devient tout à fait possible de résumer sous forme d'un tableau synoptique les divers types de comportement caractérisant les matériaux constitutifs des horizons ainsi que le fonctionnement hydrodynamique global des sols étudiés (tableau VIII-7)

Tableau VIII - 7 : Comportements physique et hydrique des matériaux et des sols étudiés.

Types de sols	Horizons	Aptitude au gonflement	Caractéristiques de l'espace poral à l'état humide (pF 1)		Fonctionnement hydrodynamique
			Porosité interpédique	Porosité ouverte à l'air	Drainage interne des sols
Sol sableux pauvre en argile : Seurre 1	A _p , A ₁₂ , A ₂₁ , A ₂₂ B _t	faible moyenne	importante faible	très importante moyenne	très favorable
Sols sableux et sablo-limoneux à profil peu différencié : Seurre 2 et 3	A _p , A ₂ A ₂ B _g , B ₁ , B _{2tg}	faible moyenne	moyenne faible à nulle	importante assez faible	assez favorable pas ou peu d'engorgement
Sols limoneux à profil différencié : Seurre 4 et 5	A _p , A ₂ , A ₂ B _g B _{2tg} , B _{3g}	très faible forte	faible nulle	assez faible très faible	défavorable engorgement temporaire
Sol sur granite : St Agnan	A _p , A(B) (B), C	moyenne faible	importante assez faible	importante moyenne	favorable pas ou peu d'engorgement
Sol sur gneiss : Rochefort	A ₁₁ , A ₁₂ A(B) _g , (B) _g , C ₁	moyenne assez faible	importante faible	faible faible	défavorable engorgement temporaire
Sol sur micaschiste à pendage vertical : Couffin	A, A(B) C	faible très forte	importante nulle	très importante moyenne	très favorable
Sol sur micaschiste à pendage horizontal : Verneuil	A, (B) (B), C	forte moyenne	nulle faible	faible moyenne	peu favorable peu d'engorgement

Cela permet d'observer qu'il existe certaines analogies de comportement entre sols sur matériaux transportés et sols sur arènes. Ainsi, on peut rapprocher:

- SEURRE 1 et COUFFIN : sols sains, très drainants
- SEURRE 2, 3 et St AGNAN : sols faiblement hydromorphes
- SEURRE 4, 5 et ROCHEFORT : sols nettement hydromorphes
- VERNEUIL étant un cas particulier avec un comportement de type sol argileux.

CONCLUSIONS

Le but essentiel de cette III^{ème} partie consistait à présenter les différents aspects de la porosité des sols en partant des **profils porosimétriques** ; ceux-ci schématisant graphiquement les données recueillies sur chacun des horizons d'un profil de sol à partir de 4 mesures :

- la porosité du matériau ou porosité texturale (étudiée dans la II^{ème} partie),
- la porosité du ped à sec et à l'état d'humidité du terrain,
- la porosité totale in situ (étudiée dans la I^{ère} partie).

Les résultats obtenus se situent essentiellement sur trois plans. Ils concernent en effet :

- l'évolution de la porosité de bas en haut des profils,
- la répartition des composantes de la porosité au sein de chacun des horizons,
- les variations de la porosité pédique en fonction du niveau de contrainte hydrique.

1. Evolution de la porosité de bas en haut des profils de sols

Les sols de terrasses fluviales et les sols d'arènes présentent des profils porosimétriques d'allure très différente.

- **Dans les sols sur matériaux transportés, les porosités totales et pédiques varient peu** d'un sol à l'autre et à l'intérieur de chaque solum malgré d'importantes différenciations texturales. La porosité pédologique, qui reflète "l'histoire" du matériau, est pratiquement constante.

- **Dans les sols sur arènes, les porosités totales et pédiques augmentent systématiquement et progressivement** (sauf à VERNEUIL) de l'arène aux horizons de surface, en même temps que l'on constate un fort accroissement de la porosité pédologique. Par ailleurs, on observe **de grandes différences dans les niveaux de porosité des arènes et celles-ci semblent se répercuter sur l'ensemble des horizons du sol**. Ainsi, les pegmatites engendrent de faibles porosités, les granites et gneiss des porosités moyennes et les micaschistes de très fortes porosités en situation de pendage subvertical et, au contraire

des porosités moyennes et constantes dues à une forte argilification s'ils sont subhorizontaux.

2. Répartition des composantes de la porosité totale pour chacun des horizons

Dans tous les horizons des sols, la **porosité** liée à l'organisation des constituants représente **la plus grande partie de la porosité totale**, en général proche des deux tiers. **Le complément, soit un tiers environ, est occupé par la porosité pédologique**, qui traduit "l'histoire" du matériau et subit donc les plus grandes variations entre ses différentes composantes: porosité interpédique, porosité de retrait et porosité intrapédique.

3. Variations de la porosité du ped en fonction des contraintes hydriques - Conséquences sur le fonctionnement hydrodynamique des sols

L'**aptitude au gonflement** des matériaux naturels est en **relation étroite avec leur taux d'argile**. Ainsi, les matériaux sableux et limoneux (horizon A), pauvres en argile, des sols de terrasses fluviatiles sont **peu gonflants et maintiennent toujours une porosité ouverte à l'eau et à l'air**. Au contraire, les horizons Bt argilliques présentent un **fort taux de gonflement**, qui conduit fréquemment à une **fermeture de la porosité** dès que les conditions hydriques avoisinent la capacité au champ ($pF \ 1$). De même, dans les sols sur granite, les arènes et horizons C pauvres en argile sont **peu affectés par le gonflement**, alors que les horizons du sol plus argilifiés le sont davantage. Enfin, dans les sols sur gneiss et micaschistes, on observe un gonflement spécifique des particules micacées.

L'ensemble de ces résultats acquis sur le comportement physique et hydrique des matériaux constitutifs des divers horizons permet d'expliquer le fonctionnement hydrodynamique global des sols, tel qu'il a été envisagé au cours de la 1ère partie, lors de l'étude morphologique.

Quatrième Partie

DISCUSSION GENERALE ET SYNTHESE

INTRODUCTION

Les résultats acquis au cours de ce mémoire concernent certes avant tout, le rôle du squelette dans les sols ; c'est le but que nous nous étions fixés au départ. Cependant les restreindre à ce seul aspect serait tout à fait incomplet. En effet, d'une part la démarche utilisée pour l'étude de la porosité du sol nous a conduit à proposer une méthodologie globale, dont il convient de rappeler les lignes de force. D'autre part, le choix des sols étudiés, sols issus de l'altération d'une roche silicatée et sols sur matériaux transportés, nous a mis en présence de deux grands types de développement de la porosité du sol dans lesquels le squelette intervient de façon différente. Cet aspect des choses lié à l'évolution pédogénétique des profils revêt un caractère tout à fait capital qu'il est nécessaire de préciser à ce stade de l'étude.

Cette quatrième partie comportera donc trois chapitres :

- le premier abordera les principaux aspects relatifs à la méthodologie utilisée ;
- le second présentera les grands traits de la mise en place de la porosité des sols ;
- le troisième traitera enfin du rôle du squelette dans les sols, en essayant d'envisager le problème sous ses différentes facettes.

CHAPITRE IX

ASPECTS METHODOLOGIQUES

Pour aborder un sujet tel que "le rôle du squelette dans l'organisation des sols", nous aurions pu procéder uniquement par voie expérimentale. Celle-ci aurait consisté à examiner sous différents aspects et dans diverses conditions, le rôle joué par des squelettes bien définis quant à leurs nature, forme, taille et distribution dans l'organisation de modèles expérimentaux de plus en plus complexes. En somme, cela aurait consisté en un développement et une diversification de ce qui fait l'objet de la IIème partie de ce mémoire.

Ceci étant, le fait de replacer des résultats expérimentaux précis dans le milieu naturel nous a paru tout à fait indispensable, dans la mesure où un échantillon de sol n'est pas qu'un "matériau" mais partie d'un "système" constituant à lui seul une entité pédologique évolutive.

C'est ce qui nous a conduit à étudier la porosité de sols naturels convenablement choisis. Cette démarche est certes plus complexe, moins précise puisqu'elle fait intervenir de nombreux facteurs parfois interdépendants ; il n'en demeure pas moins qu'elle s'est avérée ouverte et très féconde. Elle a reposé essentiellement sur l'étude de trois objets de référence : **le sol, le ped, le squelette sableux** et en s'appuyant sur une présentation nouvelle, celle du **profil porosimétrique**.

1) PRESENTATION DES OBJETS DE REFERENCE

Il s'agit donc du sol, du ped et du squelette sableux.

a) Le sol

Le fait d'avoir choisi dans ce travail des sols riches en squelette, en particulier en sables, mais dont les origines et les types d'évolution pédogénétique sont différents, nous a permis d'envisager le rôle du squelette sur l'organisation des sols dans une perspective beaucoup plus large. Ainsi, comme nous le préciserons plus loin, dans le cas des sols développés à partir d'une

roche mère altérée, ce ne sont pas uniquement **les aspects stériques et dimensionnels du squelette qui entrent en jeu** comme pour les sols de transport, mais également **la part d'héritage** issue de la roche et conditionnée par sa composition minéralogique.

b) Le ped

Cette unité morphologique naturelle choisie comme référence nous a offert la possibilité d'étudier les matériaux, leur organisation, leur espace poral, leur comportement, sur des volumes du même ordre de grandeur, c'est-à-dire à la **même échelle d'approche**. Grâce aux techniques utilisées (mesures densimétriques, porosimétrie au mercure, analyse micromorphologique et analyse d'images sur lames minces) qui sont bien adaptées à l'étude du sol à l'échelle du ped, il a été possible :

- de caractériser un même matériau à différents états : sec, humide, remanié ;
- de suivre l'évolution des matériaux d'un horizon à l'autre sur l'ensemble d'un profil ;
- de comparer les matériaux d'un sol à l'autre.

c) Le squelette sableux

Dans la plupart des sols, sauf peut-être dans certains sols de transport où le sédiment trié est resté à l'abri des contaminations, il y a **continuité** du squelette, des sables aux limons ; et même dans les sols sur arènes, des graviers aux limons. De ce fait, le squelette forme dans les sols un **tout indissociable, dont l'étude et le rôle doivent être envisagés dans leurs rapports avec le plasma argileux**.

Toutefois, il est certain que ce sont **les sables qui représentent le modèle** le plus typique et le plus facile à étudier, compte tenu de leur taille. C'est pourquoi ils ont constitué la base de notre étude expérimentale. Les **graviers** toujours présents et souvent abondants dans les sols sur arènes, forment la fraction la plus grossière pouvant s'intégrer à l'intérieur des peds. Les **limons**, issus d'une fragmentation ou d'une contamination revêtent également une très grande importance ; ils constituent, notamment, le squelette dominant dans de nombreux matériaux issus de roches sédimentaires. Leur présence dans les sols étudiés nous a en tout cas permis de montrer comment évoluent les caractéristiques de l'espace poral et les propriétés

des sols, quand on passe d'un squelette grossier à un squelette fin.

II) METHODE D'ETUDE DE LA POROSITE

Elle repose sur 3 éléments :

- l'établissement du profil porosimétrique du sol
- la détermination des composantes de la porosité
- le comportement dynamique du ped en fonction des conditions hydriques du milieu.

a) Le profil porosimétrique

Parmi les diverses caractéristiques du sol liées à son organisation, celles qui ont trait à l'espace poral sont de toute première importance :

- à la fois sur le plan théorique, car elles permettent de préciser les relations spatiales entre squelette, plasma et vides ;
- et sur le plan pratique, car le système poral est le lieu privilégié des cheminement racinaires et des transferts gazeux et hydriques dont les conséquences agronomiques sont considérables.

Notre objectif primordial dans ce travail a donc consisté à étudier l'espace poral du sol, et en premier lieu à le caractériser d'un point de vue quantitatif par la **mesure de la porosité**.

Nous l'avons fait par une méthode inédite que nous avons appelée "**méthode du profil porosimétrique**". Celle-ci a pour but de caractériser la porosité de chacun des horizons d'un sol, à **plusieurs échelles d'étude et pour un certain nombre d'états physique et hydrique donnés**, par une série de mesures obtenues à l'aide d'une même technique ou de techniques comparables.

Cette démarche n'était pas entièrement nouvelle ; elle nous a été inspirée par les travaux de HUMBEL (1976) sur "l'espace poral des sols ferrallitiques du Cameroun". Pour analyser l'espace poral de ces sols, cet auteur s'appuie, entre autre, sur des "profils densimétriques" ou des "profils de porosité" (totale) dont il étudie les variations verticales, le long des versants, selon la composition minérale du sol ou l'environnement biologique. Il compare également, mais de façon fragmentaire sur certains profils les résultats obtenus par les mesures de porosité totale (P), de porosité calcu-

lée (Pmc) ou obtenue par imbibition au pétrole (Pmi), enfin de porosité sur échantillon remanié ou pâte de retrait (Pr). Plus récemment, de KOCHKO (1984) l'a également utilisée pour caractériser la porosité de sols de vignoble.

Notre apport consiste donc principalement à avoir érigé cette démarche en méthode, et à l'avoir appliquée, de façon **systematique** et dans des conditions expérimentales **standardisées**, à l'ensemble des sols étudiés. Ainsi, sur les quatre valeurs de porosité obtenues pour chacun des horizons et dont la représentation graphique constitue le "profil porosimétrique", trois l'ont été à l'échelle du ped avec une même technique de laboratoire (la mesure de la densité apparente après enrobage au vernis) et la quatrième in situ à l'échelle du profil à l'aide du densitomètre à membrane (notons ici que les résultats se sont montrés tout à fait cohérents par rapport aux précédents).

En fait, comme nous l'avions déjà précisé au début de la IIIe partie, l'établissement du profil porosimétrique résulte d'une double démarche :

- une démarche **naturaliste** qui implique la caractérisation de la porosité à deux échelles d'approche sur des entités morphologiques naturelles, l'horizon et le ped à l'état humide et sec.
- une démarche **expérimentale** qui conduit à la détermination de la porosité texturale sur matériau naturel à une échelle comparable à celle du ped. Cette démarche qui a permis une caractérisation du système poral à partir de modèles expérimentaux de plus en plus complexes depuis les populations sableuses jusqu'aux matériaux naturels était indispensable pour mettre en évidence le rôle des différentes caractéristiques du squelette dans l'organisation des sols.

L'intérêt, mais aussi la difficulté de l'établissement du profil porosimétrique, est de tenter de concilier ces deux démarches en respectant la logique de chacune d'entre elles. La jonction s'établit au niveau de la porosité que nous avons appelée "intrapédique" et qui représente la part de la porosité pédologique incluse dans la porosité pédique. Cette grandeur, peu importante mais qui existe toujours (sauf dans les matériaux arénisés) revêt, certes, un caractère quelque peu ambigu. En fait, nous nous heurtons là au problème

général du transfert des données expérimentales obtenues sur modèles dans les conditions du milieu naturel.

Mais le principal mérite de cette méthode est d'avoir permis d'introduire la notion de **composantes de la porosité**, auxquelles nous avons donné une signification déterministe précise et dont nous avons pu suivre l'évolution sur un **même** profil ou comparer la répartition d'un profil à l'autre.

b) Les composantes de la porosité

Depuis une dizaine d'années, plusieurs chercheurs du Laboratoire des Sols de l'INRA à VERSAILLES sous l'impulsion de S. HENIN, puis de G. MONNIER, ont mis en évidence l'intérêt opérationnel d'une distinction entre **l'espace poral d'origine structurale et l'espace poral d'origine texturale** (STENGEL, 1979 ; FAURE, 1981). La porosité texturale, rappelons-le, caractérise la part de l'espace poral total qui relève du mode d'assemblage des constituants du sol (MONNIER et al, 1973), tandis que la porosité structurale, obtenue par différence entre porosité totale et porosité texturale, reflète essentiellement l'action des facteurs externes : climatiques, biologiques et mécaniques qui se sont exercés sur lui.

Nous partageons pleinement cette analyse qui a été à l'origine de la conception de ce travail, puisque étudier le rôle du squelette dans l'organisation des sols impliquait systématiquement pour nous la notion de porosité texturale et sa détermination sur les matériaux naturels ; mais les études de terrain nous ont conduits à nous placer dans une optique pédologique, au sens large et à nous référer ainsi à deux notions **proches** des précédentes dans leur acception bien qu'obtenues dans des conditions expérimentales un peu **différentes**, la porosité texturale et la porosité pédologique.

1) La porosité texturale

Elle résulte d'une mesure de la densité apparente effectuée sur échantillon **remanié** de la taille du ped, préparé selon un protocole **constant** et bien **défini** dit "de l'histoire hydrique standard". Ce protocole a été appliqué à l'ensemble des matériaux étudiés ; modèles expérimentaux (mélanges populations sableuses - argile) et matériaux naturels ; d'où une réelle continuité de conception qui a permis de bien mettre en évidence à chaque étape **l'incidence des différentes caractéristiques du squelette sur la porosité texturale et d'en étudier l'évolution depuis les modèles jusqu'aux sols**. Mais,

ainsi obtenue, la **porosité texturale n'a pas de réalité physique** ; elle représente une **référence, constante et reproductible**, dont le principal intérêt est de fournir le seuil quantitatif, **minimal** dans des conditions de contraintes habituelles, à partir duquel entre en jeu la porosité pédologique. Ses valeurs sont au demeurant assez proches de celles de la porosité texturale de sols naturels proposée par FIES et STENGEL (1981) et mesurée sur petits agrégats, technique dont l'utilisation s'avérait inopérante compte tenu de la granulométrie grossière des matériaux étudiés.

2) La porosité pédologique

Obtenue par différence entre la porosité totale et la porosité texturale, nous l'avons définie dans un contexte pédologique plus large que celui de la porosité structurale et mieux adapté à l'étude des horizons profonds, soumis à des phénomènes d'altération, de réorganisation, de concrétionnement, mais aussi de gonflement et de compression.

Par ailleurs, l'application de la méthode du profil porosimétrique avec ses quatre mesures de porosité par horizon a permis l'émergence de trois composantes de la porosité pédologique, dont l'étude spécifique s'est révélée très prometteuse :

- une **composante intrapédique** constante qui représente la part de la porosité pédique, en général fine, qui résulte de l'action pédologique: altération des minéraux, transferts, microstructuration, action de la microfaune ;
- une **composante variable qui traduit l'importance des phénomènes de retrait-gonflement du ped in situ** et qui est à l'origine de l'étude expérimentale réalisée en fonction des niveaux de contrainte hydrique ;
- une **composante interpédique** également variable qui concrétise la porosité, en général grossière, **marquant le changement d'échelle entre ped et sol** et qui permet souvent de proposer une interprétation fructueuse du comportement des sols.

En revanche, cette méthode présente deux principaux inconvénients :

- d'une part, elle n'est que quantitative et donc inapte à distinguer, à l'intérieur de chaque composante, les différents types de porosité

et leur origine : fissurale, structurale ou biologique, lombricienne notamment dont l'étude requiert une méthodologie plus appropriée (LOPES ASSAD, 1984). Elle ne peut donc avoir une valeur interprétative qu'à condition d'être accompagnée d'une analyse pédologique minutieuse.

- d'autre part, elle caractérise le sol à un certain état hydrique, celui du moment du prélèvement, d'où la nécessité d'y adjoindre une étude dynamique du phénomène de retrait-gonflement.

c) Le comportement dynamique du sol

Ainsi, pour chacun des sols, le tracé du profil porosimétrique et l'obtention des composantes de la porosité représentent une "photographie" quantitative de l'espace poral à **un instant donné** et pour **une humidité donnée**, celui et celle du **moment du prélèvement**. Deux composantes sont constantes : la porosité texturale et la porosité intrapédique puisqu'elles concernent le ped à l'état sec ; mais par contre les deux autres, porosité de retrait et porosité interpédique sont variables ; elles évoluent complémentirement en fonction des conditions hydriques.

L'étude expérimentale du comportement dynamique du ped nous a permis de préciser les modalités de cette évolution. Grâce à une technique mise au point par TESSIER (1979) à propos de l'étude des matériaux argileux et que nous avons adaptée à nos travaux, il a été possible, pour chacun des horizons, d'analyser le comportement hydrique et l'évolution de la porosité des matériaux lors de la réhumectation, et de mettre ainsi en évidence les importantes différences liées aux caractéristiques des squelettes et à l'abondance du plasma argileux. L'intégration de ces diverses données à l'ensemble des profils ont également permis de proposer des schémas interprétatifs du comportement physique et hydrique du sol.

Nul doute que, pour ce qui concerne nos travaux, la "méthode Tessier" s'est avérée très fructueuse et il est permis de penser qu'elle pourra dans l'avenir jouer un rôle intéressant dans toute étude expérimentale nécessitant un contrôle de l'état hydrique du milieu, y compris dans des études où les facteurs biologiques entrent en jeu.

d) Conclusion

La meilleure façon de l'exprimer est de le faire graphiquement.

Le schéma de la fig. IX-1 résume ainsi la conception de l'approche utilisée et situe les diverses déterminations dont il a été question dans ce mémoire. Mais avant de terminer, il faut encore entamer une discussion sur l'analyse des données de la porosité obtenues par les différentes techniques.

III) ANALYSE COMPARATIVE CRITIQUE DES DONNEES DE LA POROSITE OBTENUES PAR LES DIFFERENTES TECHNIQUES DE MESURE

La caractérisation de l'espace poral des sols a fait, dans cette étude, l'objet de la mise en oeuvre de quatre techniques de mesures sur échantillon naturel non remanié, de nature entièrement différente. Ce sont :

- la mesure de la densité apparente in situ au densitomètre à membrane sur échantillon de l'ordre du dm^3 .
- la mesure de la densité apparente au laboratoire, après imperméabilisation de leur surface externe, de mottes de l'ordre de 20 cm^3 à l'état humide et sec.
- la porosimétrie au mercure sur échantillon de l'ordre du cm^3 .
- l'analyse d'images sur photogrammes de lames minces de sols d'une surface proche de 10 ou 20 cm^2 .

Chacune de ces techniques permet d'un côté de mesurer la totalité ou seulement une partie de l'espace poral contenu dans un échantillon ; d'autre part, elle s'applique à des échantillons de taille différente, d'où un problème de changement d'échelle qui doit être considéré lors de toute analyse comparative.

La figure IX-2 résume ces exigences que nous avons déjà énoncées précédemment. D'autre part, si les méthodes densimétriques et la porosimétrie au mercure permettent une expression de la porosité en rapport de volume, comme telle est sa définition, l'analyse d'images le fait en rapport de surface. La relation entre les données de l'analyse d'image et celles des mesures volumiques des autres méthodes dépend donc de l'isotropie des matériaux étudiés. Il découle de tous ces faits un certain nombre de conséquences que nous aborderons sur deux plans :

- la comparaison des valeurs de porosité
- la distribution dimensionnelle du système poral.

Fig. IX- 1 : Présentation schématique sur le profil porosimétrique des composantes de la porosité et des diverses caractérisations effectuées.

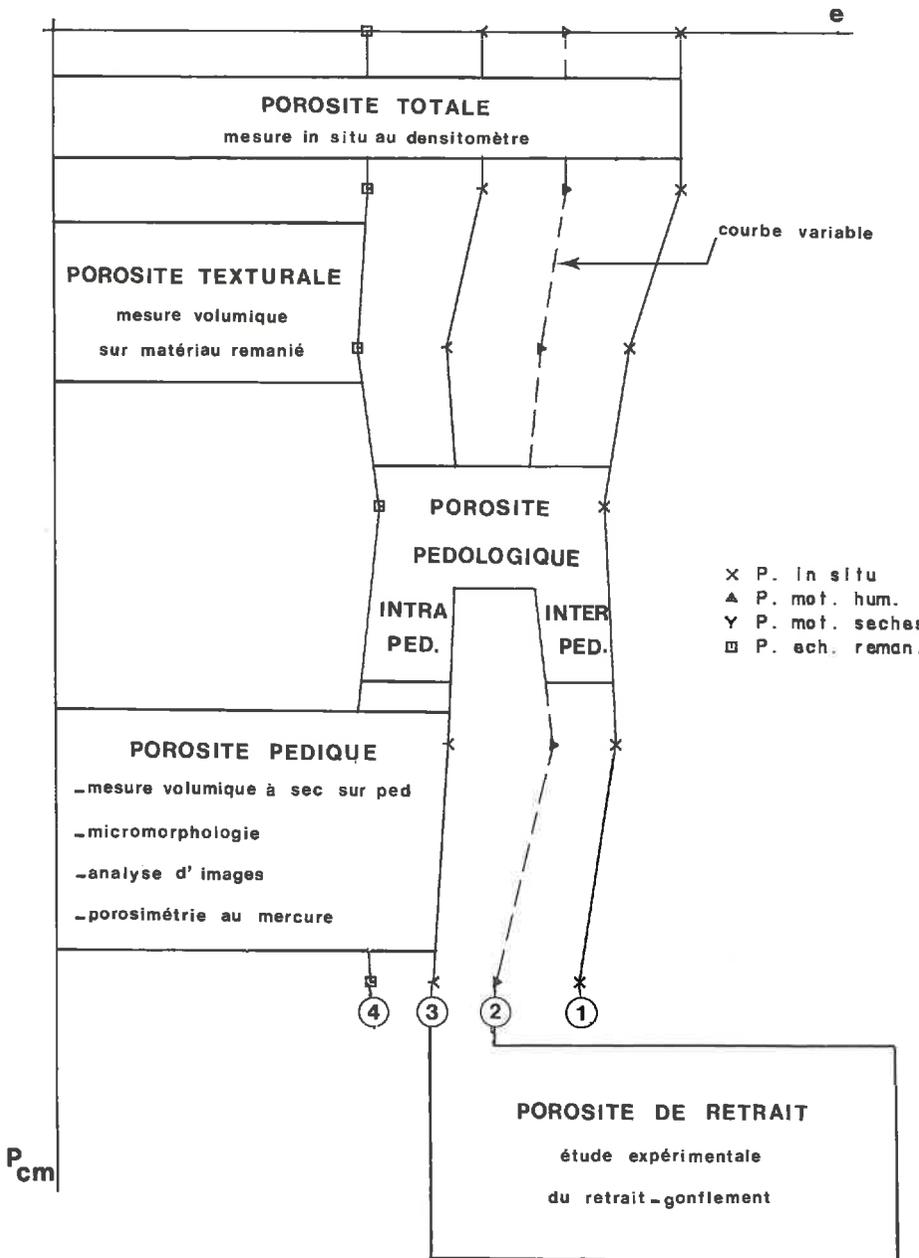
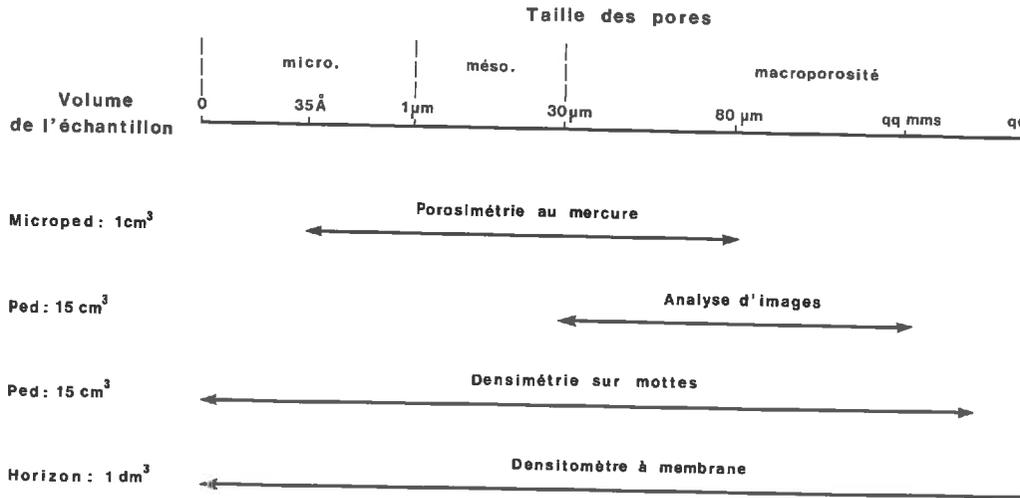


Fig. IX - 2 : Schéma comparatif du domaine d'application de chacune des techniques utilisées dans la caractérisation de la porosité des sols.



a) Valeurs de la porosité

- En théorie, et compte tenu des données présentées à la figure IX-2, on doit avoir pour chacun des horizons les inéquations suivantes :

$$P \text{ totale} > P \text{ pédique humide} > P \text{ pédique à sec}$$

puisque chacune de ces déterminations, à son échelle, englobe la totalité de l'espace poral. C'est ce que l'on observe pratiquement dans tous les cas. Les quelques exceptions ont fait l'objet d'une justification explicative. Il s'avère donc que **ces deux techniques de mesure de la densité apparente in situ et sur mottes présentent l'une par rapport à l'autre des résultats fiables et cohérents, compte tenu du changement d'échelle.**

- On doit avoir également :

$$P \text{ pédique à sec} > P \text{ mercure}$$

$$\text{et } P \text{ pédique à sec} > P \text{ image}$$

puisque ces trois mesures étant effectuées sur des échantillons secs, approximativement à la même échelle de mesure, le ped (microped pour la porosimétrie au mercure et section de ped pour l'analyse d'images), la mesure de

la porosité pédique englobe la totalité de l'espace poral, alors que les deux autres techniques n'en prennent en compte qu'une fraction : pores de 30 Å à 80 µm pour la porosimétrie au mercure et pores supérieurs à 30 ou 50 µm pour l'analyse d'images.

De fait, la porosité image est toujours très nettement inférieure à la porosité pédique. Elle n'en représente jamais plus du tiers et correspond à la macroporosité. En revanche, la porosité mercure est, dans quelques cas, supérieure à la porosité pédique, voire même à la porosité totale. Il s'agit toujours de sols sur arènes : horizons C de ST AGNAN et VERNEUIL, horizons A de COUFFIN et (B) de VERNEUIL, donc de matériaux très différents. Nous n'avons pas d'explications à donner à cette anomalie pour laquelle on peut considérer que la porosité mercure est très surestimée.

- Enfin, il serait logique que l'on ait aussi :

$$P \text{ mercure} + P \text{ image} > P \text{ pédique à sec}$$

puisqu'il y a une double prise en compte des classes de pores 30 - 80 µm pour les sols sur arènes et 50 - 80 µm pour les sols de la séquence de SEURRE. C'est effectivement ce qui se produit dans la plupart des horizons où cette somme est nettement supérieure à la porosité pédique. Seul fait exception l'horizon A₂ de SEURRE 1, constitué d'un sable pratiquement pur où les deux valeurs de porosité au mercure et à l'analyse d'images semblent sous-estimées.

b) Distribution dimensionnelle de l'espace poral

Deux techniques nous ont permis, dans ce travail, d'aborder l'étude des caractéristiques dimensionnelles de l'espace poral : la porosimétrie au mercure et l'analyse d'images, mais leurs principes sont si différents que la comparaison des résultats s'avère délicate pour la classe de pores 30 à 80 µm prise en compte par les deux techniques.

Dans la porosimétrie au mercure, rappelons-le, le système poral est caractérisé par des rayons équivalents (req) qui représentent, en fait, les rayons des constriction assurant la communication des pores entre eux. Cette donnée présente un intérêt évident dans le cadre des transferts hydriques mais elle ne correspond pas, assurément, aux dimensions réelles des pores.

Dans l'analyse d'images-au contraire, les pores sont caractérisés visuellement dans un plan bi-dimensionnel et le comptage "oversize" permet de les classer suivant leur plus grande longueur horizontale (qui n'est pas forcément leur plus grande dimension, si celle-ci est oblique ; cas des fissures, par exemple). On obtient donc par cette méthode une appréciation directe de la taille **réelle** des pores, ce qui naturellement est un gros avantage.

Pour ce qui concerne les sols que nous avons étudiés, **l'analyse d'images** s'est avérée particulièrement intéressante pour caractériser l'espace poral **des sols sur arènes** à granulométrie grossière, où la macroporosité tient une place importante et présente des caractéristiques constantes de bas en haut des profils. En revanche, **la porosimétrie au mercure** a permis, par l'intermédiaire des spectres de porosité, de bien mettre en évidence les relations existant entre caractéristiques dimensionnelles du système poral et taille du squelette dans **les sols sur terrasses fluviales** de texture sableuse et limoneuse.

c) Conclusion

L'analyse quantitative et qualitative de l'espace poral des sols nécessite, pour être complète, la mise en oeuvre de plusieurs méthodes ; chacune d'elles ayant son échelle de mesure et son propre domaine d'investigation dans l'ensemble du spectre poral.

Il est nécessaire, tout d'abord, d'interpréter de façon indépendante les résultats que chacune d'entre elles apporte, ce qui permet d'intéressantes comparaisons d'un matériau ou d'un horizon à l'autre.

L'analyse comparative des résultats obtenus par les différentes méthodes présente l'intérêt de donner une vue globale de l'ensemble du système poral et de permettre d'utiles recoupements. Toutefois, il n'est pas possible, compte tenu des disparités de principe et de méthodologie, de réaliser un bilan rigoureux des valeurs de porosité et d'interpréter avec précision les limites des classes de pores dans le domaine de taille pris en compte par les deux méthodes, soit de 20 à 100 μm environ.

Par ailleurs, une des plus importantes carences de ce travail est sans doute de n'avoir pu aborder sur le plan quantitatif la caractérisation morphologique de l'espace poral (forme des pores, tortuosité, interconne-

xion,...). De ce point de vue, l'utilisation d'un analyseur d'images plus performant, tel que le QUANTIMET 720, aurait déjà permis de mieux traiter ce problème. Mais il est évident que, dans l'avenir, de nouvelles méthodes d'approche telles que la morphologie mathématique ou la stéréologie (RINGROA-SE-VOASE, 1985) permettront de réaliser de réels progrès dans ce domaine.

CHAPITRE X

LES GRANDS TRAITES DE LA MISE EN PLACE DE LA POROSITE DES SOLS

APPLICATION AUX SOLS SABLEUX

Un des points les plus importants qui ressort de cette étude est que l'origine du système poral des sols, en particulier des sols sableux, est de nature **différente** suivant qu'il s'agit :

- de sols développés à partir de l'altération d'une roche silicatée en place
- ou de sols engendrés sur des matériaux transportés.

Il nous faut donc présenter maintenant ce que l'on peut dire dans chacun de ces deux cas.

I) SOLS SUR ARENES

La naissance de la porosité lors de l'altération des roches cristallines, notamment des granites, a été parfaitement mise en évidence par divers auteurs, en particulier par MEUNIER (1980) dans sa thèse sur les mécanismes de "l'altération des granites du Massif de Parthenay" et par BLOT (1980) dans son mémoire sur "l'altération climatique des massifs de granite du Sénégal".

Il est bon de rappeler ici les principaux éléments concernant notamment, les étapes de l'évolution, les phénomènes mis en jeu et le développement de l'espace poral.

a) Les différentes étapes de l'évolution

Avec ces deux auteurs, nous pouvons proposer un schéma d'altération qui évolue en quatre étapes:

1 La **roche saine** est très compacte et dure, avec des minéraux primaires intacts ou très peu altérés. On y observe quelques très fines fissures de

l'ordre de 10 à 20 μm d'épaisseur qui contournent en général les minéraux. Selon MEUNIER, leur origine est probablement due à une décompression du massif qui favorise la microfissuration et le jeu de ces joints interminéraux dont la taille dépend du mode d'engrenage des minéraux.

2 La **roche altérée** est encore compacte, mais se délite néanmoins au marteau. La structure de la roche saine est bien conservée. Les minéraux non altérables quartz et feldspaths potassiques restent intacts ou peuvent être fragmentés. Les minéraux altérables commencent à se détruire : phénomène de carie pour les feldspaths, exfoliation pour les micas.

Le système poral apparaît sous forme d'un réseau assez dense de fines fissures (20 à 30 μm d'épaisseur) plus ou moins interconnectées et partiellement remplies de plasma, qui contournent ou traversent les minéraux et aboutissent fréquemment à des cavités de grandes dimensions (de l'ordre du mm), contiguës à des cristaux de biotite altérés.

3 Le **niveau arénisé** : la roche est devenue totalement pulvérulente, mais elle conserve encore son organisation. En revanche, on reconnaît sur le terrain et au microscope des zones qui diffèrent par leur aspect, leur texture et l'abondance du plasma et des vides (MEUNIER, 1980).

Ainsi, dans l'arène granitique de Saint-Agnan, nous avons pu distinguer trois types de zones :

- . des zones claires, formées d'un assemblage serré de grains ou squelettes quartzeux et feldspathique de grande taille avec de fines fissures plus ou moins remplies de plasma ;

- . des zones où les grains du squelette sont isolés ou liés par du plasma argileux.

Ces deux zones présentent une porosité importante constituée de cavités de grande taille (200 μm à 1 mm) ; celles-ci sont parfois entièrement dépourvues de plasma, mais le plus souvent partiellement tapissées de revêtements argileux entiers ou fragmentés.

- . des zones brun rouge où les grains de squelette de petite taille

sont emballés dans un plasma argileux hétérogène. La porosité grossière y est très réduite.

- Dans les deux profils sur micaschistes que nous avons étudiés, l'un à pendage vertical, l'autre à pendage horizontal, les arènes présentent une structure identique. Elles apparaissent comme un matériau très altéré, et extrêmement poreux essentiellement constitué de petits quartz, qui ont gardé la structure et l'orientation originelle de la roche.

Dans tous les cas, les pores occupent sans conteste les lieux et places des minéraux altérés, en particulier des biotites.

4 Les horizons supérieurs réorganisés

On observe une discontinuité très nette entre ces horizons et l'arène sous-jacente. On ne reconnaît plus du tout la structure de la roche-mère. Les minéraux apparaissent moins altérés, mais ils sont entourés par une matrice riche en limon fin et en argile. Il est évident qu'il s'agit **d'un terme de passage**, brutal ou progressif, entre le domaine de l'altération s.s. et celui de la pédogenèse, c'est-à-dire de la formation du sol proprement dit. Nous distinguerons deux types d'horizons :

- **l'horizon (B)** caractérisé morphologiquement par une structure en polyèdres assez grossiers et microscopiquement par une organisation moins hétérogène faite de grains de squelette grossiers plus ou moins emballés dans une matrice entièrement réorganisée qui comprend des grains de squelette plus fins (sables fins et limons), un plasma brun clair, et divers traits pédologiques (concrétions, fragments de cutanes...). La porosité y est très irrégulière avec des vides intergranulaires complexes, des cavités et un réseau de fissures tortueuses, interconnectées et ramifiées.

- **l'horizon A** à structure en petits polyèdres ou agrégats arrondis, présentant une organisation microscopique formée de grains de squelette et d'une matrice hétérogène contenant de nombreux traits pédologiques (concrétions, boulettes fécales...). La porosité y est très importante mais irrégulière, faite de vides d'entassement intergranulaires complexes très ramifiés et de nombreux chenaux d'origine faunique.

b) Les phénomènes mis en jeu

L'altération des roches primaires procède de transformations

de diverses natures, dont on peut rendre compte par la dénomination générale d'arénisation et d'argilification (BLOT, 1980).

- **L'arénisation** a pour résultat la conservation de la structure de la roche et de l'essentiel des minéraux primaires qui se disjoignent et forment un ensemble ameubli de composition minéralogique et géochimique peu perturbée.
- **L'argilification** se traduit avant tout par l'apparition de nouveaux minéraux dont les paramètres sont sans commune mesure avec ceux des minéraux primaires des roches.

Nous y ajouterons quatre phénomènes complémentaires qui se manifestent fréquemment mais que nous n'avons fait qu'évoquer dans ce mémoire : **la fragmentation des minéraux primaires, le brassage dû aux actions périglaciaires, le tassement pédostatique, et enfin le lessivage et la réorganisation des minéraux argileux.**

A l'échelle microscopique, ces diverses transformations se traduisent par l'apparition de trois types d'éléments nouveaux :

- le **plasma** qui inclut tous les matériaux de dimension colloïdale présents dans les profils d'altération (minéral, gel, éventuellement matrice organique) ;
- les **vides**, dont les caractéristiques évoluent au cours des différents stades de l'évolution ;
- les **revêtements argileux** ou **cutanes** qui recouvrent partiellement les parois des vides.

c) Développement et évolution de l'espace poral

L'origine de l'espace poral des sols sur arènes est constituée essentiellement par **la porosité d'arénisation** liée à une perte de matière sous forme ionique, sans déplacement, consécutive à l'altération.

A partir de là, dans le cas général, on constate une évolution progressive de la porosité de bas en haut depuis la roche-mère jusqu'au sommet des profils. Cette évolution se traduit quantitativement par un accroissement de porosité et qualitativement par une transformation des caractéristiques de l'espace poral.

1) Evolution quantitative de la porosité

Quels que soient le type de roche et l'échelle d'approche à laquelle on se situe, on assiste toujours à un **accroissement** progressif et important de la porosité de **bas en haut** des profils. Celui-ci a été parfaitement mis en évidence :

- par les courbes de porosité totale et de porosité pédique qui concernent l'ensemble des types de porosité ;

- grâce aux résultats de porosimétrie au mercure relatifs à la porosité fine et moyenne, et d'analyse d'images sur le plan de la porosité grossière.

On peut donc dire que **c'est l'ensemble de la porosité qui s'accroît.**

- **Cet accroissement est progressif.** Il se manifeste à chacune des étapes de l'évolution : roche saine, roche altérée, horizon C, horizon (B) et horizon A. Il est, bien sûr, particulièrement important entre ces deux derniers horizons sous l'effet d'une action biologique intense.

- **Cet accroissement est plus ou moins important suivant les types de roches en fonction du niveau de porosité initial de l'arène,** ce qui constitue un indice incontestable de la filiation quantitative de la porosité de bas en haut des profils. Ainsi, les porosités restent-elles, de l'arène aux horizons du sol, faibles dans les pegmatites, moyennes dans les granites et gneiss, très fortes dans les micaschistes à pendage vertical.

2) Evolution de la nature et de la morphologie des pores

La figure X-1 résume schématiquement, à partir des observations micromorphologiques faites sur le profil de SAINT-AGNAN, le type d'évolution du système poral des sols sur granite. Il propose **une filiation "génétique" de l'espace poral de bas en haut des profils qui s'accompagne toujours d'une très grande différenciation de ses caractéristiques.**

Pour ce qui concerne les sols sur micaschistes à pendage vertical, **la continuité morphologique est beaucoup plus nette** encore entre les cavités irrégulières issues de l'altération des biotites et les vides d'entassement intergranulaires complexes des horizons du sol.

Dans les sols sur granite, les spectres de porosité obtenus par porosimétrie au mercure montrent dès l'arène un très grand étalement de la taille des pores traduisant la diversité de leur origine (fissures, cavités,...). L'évolution conduit à la différenciation progressive dans les horizons du sol **d'un système poral biphasé avec accroissement de la porosité fine** liée vraisemblablement au développement du plasma argileux et **apparition d'une porosité grossière** d'origine pédobiologique.

Dans les micaschistes à pendage vertical, il y a **une parfaite continuité de l'arène aux horizons de surface, marquée par une classe dominante de pores grossiers de diamètre voisin de 25 à 30 μm .**

Cas particulier : sols sur micaschistes à pendage horizontal

Dans ce cas, l'arénisation reste conforme à celle des micaschistes subverticaux avec développement d'une arène à très forte porosité ; mais les conditions de la pédogenèse conduisent ensuite à un horizon (B) fortement argillique. Il en résulte **une nette diminution de porosité entre l'horizon C et l'horizon (B)**, celle-ci atteignant les valeurs assez faibles qui caractérisent les matériaux argileux. En outre, on assiste à la **disparition complète du réseau poral dominant de l'arène** au profit d'un réseau biphasé où la porosité très fine de l'argile est largement dominante.

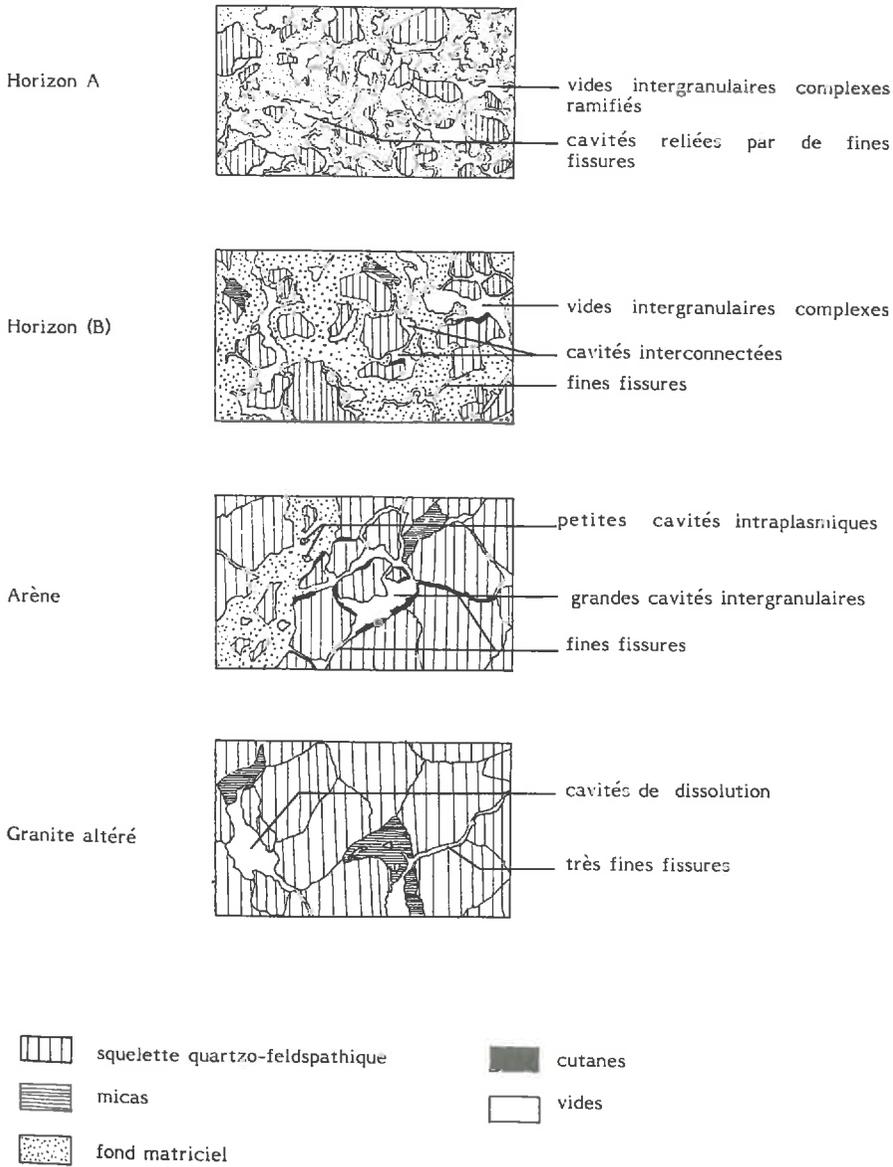
II) SOLS SUR TERRASSES FLUVIATILES

a) Mise en place et évolution pédologique

Les matériaux de terrasses fluviales, d'origine allochtone, ont été soumis à **un transport et une mise en place de type hydraulique**. On peut considérer que dans ces conditions **les caractéristiques propres des constituants** (taille, forme, proportions respectives...) **ont présidé à leur organisation**. On peut penser également que le protocole expérimental utilisé dans la II^{ème} partie de ce mémoire pour la fabrication d'échantillons **remaniés** reproduit valablement ces conditions initiales de mise en place hydraulique des matériaux.

Toutefois, in situ et contrairement à ce qu'on observe pour les sols sur arènes, il est bien difficile de rencontrer en profondeur le dépôt fluvial dans son état initial, non transformé. Il est également impossible d'affirmer avec certitude que ce matériau de profondeur est bien identique à celui sur lequel le sol s'est développé. En effet, les terrasses fluviales

Figure X. - 1. : Représentation schématique de l'évolution du système poral des sols sur granite



sont fréquemment caractérisées par **une importante variabilité granulométrique des dépôts**, due à la diversité des roches du bassin versant, aux modifications spatio-temporelles des conditions d'érosion et de transport, à des phénomènes de tri et de stratification lors de la sédimentation. En outre, postérieurement au dépôt, ces matériaux ont subi **deux types de transformation**, dont l'intensité est étroitement dépendante de leurs caractéristiques texturales et sans doute aussi, de leur âge :

- un **tassement** sous l'effet de leur propre poids (tassement pédostatique) ;
- une **évolution pédogénétique de type lessivé**.

Partant d'un matériau plus ou moins hétérogène au départ, cette évolution a schématiquement conduit le long d'un profil vertical à la différenciation d'horizons supérieurs de type A appauvris en plasma, et d'horizons inférieurs de type B_t enrichis sous forme de revêtements argileux disposés irrégulièrement sur les parois du réseau poral initial.

C'est le résultat de ces transformations qu'il a été possible d'observer et de quantifier sur chacun des sols étudiés.

b) Développement de l'espace poral

1) Evolution quantitative de la porosité

Les courbes qui figurent sur les profils porosimétriques nous ont appris, qu'au plan quantitatif **les variations de porosité des sols de terrasses fluviales sont peu importantes à l'intérieur d'un même profil**, en particulier dans les profils peu différenciés. Il n'y a pas, comme dans les sols d'arène, accroissement important et progressif de la porosité de bas en haut. Cette relative constance tient tout d'abord, ainsi que l'étude expérimentale des matériaux-sols de la II^{ème} partie nous l'a bien montré, au fait que **leurs porosités texturales varient assez peu, même lorsque les textures évoluent beaucoup** à la suite d'un enrichissement en argile en particulier. Deux cas font exception à cette règle :

- Les horizons A₂ des sols sableux purs pratiquement dépourvus d'argile ont des porosités nettement plus élevées qui correspondent, en fait, aux porosités matricielles des sables ;

- Les horizons B_3 des sols à profil différencié ont des porosités plus faibles que celles des horizons B_{2t} . Il est difficile d'expliquer ces différences uniquement par une variation minime de granulométrie. Nous pensons plutôt que le protocole expérimental par malaxage à l'état humide n'a pas entièrement détruit les éléments fins d'une organisation particulièrement serrée et résistante de type fragipan.

Les porosités pédiques à l'état sec suivent à peu près les variations de la porosité texturale attestant ainsi la présence d'une porosité intrapédique d'origine pédologique à peu près constante.

Les porosités totales traduisent également les variations de la porosité texturale. Elles sont, en particulier, toujours les plus faibles dans les horizons profonds B_3 . En outre, deux faits importants sont à signaler à propos de la porosité pédologique interpédique :

- celle-ci croît en général très peu de bas en haut, indiquant ainsi une faible porogénèse d'origine pédobiologique,
- elle varie beaucoup dans les horizons B_{2t} argilliques en fonction des conditions d'humidité, montrant ainsi l'ampleur des phénomènes de gonflement-retrait qui s'y manifestent.

2) Evolution de la nature et de la morphologie des pores

En plus de la macroporosité biologique et structurale, plus ou moins importante, le système poral des horizons A, pauvres en plasma, est avant tout constitué de vides d'entassement intergranulaires, de forme complexe et de taille bien sûr très différente dans les sables et dans les limons.

Cette porosité à **dominante texturale**, de caractère stérique, s'estompe plus ou moins complètement dans les horizons B_t au profit d'une porosité **fissurale et microfissurale d'origine plasmique** à laquelle s'ajoutent parfois quelques grosses cavités et chenaux biologiques.

3) Evolution de la taille des pores

Sur le plan de l'évolution de la distribution dimensionnelle de l'espace poral, la comparaison des spectres de porosité des horizons A_2 et B_2 est tout à fait intéressante (cf. chap. 1 et 11).

Les horizons A_2 pauvres en argile sont, nous l'avons vu précédemment, caractérisés par un système poral possédant une classe dominante de pores en relation avec les caractéristiques granulométriques du squelette. L'évolution de ce système poral se manifeste de haut en bas par **la persistance de la classe dominante de pores, mais de façon atténuée, et l'apparition d'un éventail de pores beaucoup plus large en particulier du côté de la micro-porosité**. Il s'agit là naturellement des conséquences de la différenciation texturale résultant plus particulièrement du lessivage.

III) CONCLUSION

Les résultats de cette étude nous conduisent à proposer deux schémas différents concernant l'origine et l'évolution de l'espace poral.

- **Dans les sols issus de l'altération d'une roche silicatée en place**, l'apparition et le développement de la porosité de la roche saine à l'arène sont fonction de deux principaux facteurs :

- d'une part, des pertes de matières en solution subies par la roche. La porosité constituée de fines fissures et de grosses cavités de "vidage" traduit alors une élimination sélective de minéraux. Avec MEUNIER (1980), nous l'appellerons **porosité d'hydrolyse** ou **de dissolution** ;

- d'autre part, de l'extension d'un réseau d'argile. Il s'agit alors d'une **porosité de micro-organisation** des minéraux secondaires.

Ainsi, il est apparu très nettement que les roches les plus riches en minéraux altérables (micaschistes) ont une **potentialité de porosité** plus importante que les roches dont une grande partie des minéraux est peu altérable (granites).

L'ensemble de ces deux types de porosité, auxquels il faut ajouter parfois une porosité d'entassement due à des phénomènes de brassage périglacière par exemple, caractérise globalement l'espace poral de l'arène ; nous l'avons appelée **porosité d'arénisation**. Celle-ci constitue le **point de départ d'un nouveau système poral**, celui du sol, issu de transformations pédogénétiques qui dans l'horizon (B) sont à dominante physico-chimique et dans l'horizon A à dominante biologique. L'évolution de ce système poral se traduit toujours par **une ouverture de la porosité vers le haut du profil**.

- **Dans les sols sur matériaux transportés des terrasses fluviales**, le sédiment

initial dans son ensemble est caractérisé par **une organisation de type stérique et une porosité de mise en place** qui dépendent des caractéristiques des constituants et que l'on peut assimiler à la **porosité texturale** obtenue dans des conditions expérimentales proches de la réalité.

A partir de là, **l'évolution du système poral s'effectue de haut en bas consécutivement aux transformations pédogénétiques**, telles que l'illuviation, les réorganisations, le tassement pédostatique. On peut penser ainsi qu'à la suite du départ de plasma, il y a "vidage" du système poral puis tassement du squelette dans les horizons A éluviaux ; au contraire, on aurait colmatage partiel du réseau de pores initial, apparition d'une porosité fine de l'argile, compression et tassement dans les horizons B illuviaux.

Cette évolution se traduit toujours par **une fermeture de la porosité vers le bas**, fermeture quantitative globale, ou fermeture qualitative par diminution de la taille des pores.

Elle se manifeste, d'ailleurs, sur la plupart des sols évolués, dès lors que les phénomènes d'altération jouent un rôle mineur au cours de l'évolution pédologique.

CHAPITRE XI

ROLE GENERAL DU SQUELETTE

Ce chapitre constitue, en fait, le but du mémoire ; aussi après avoir rappelé les principaux paramètres qui permettent de caractériser le squelette, nous allons tenter de présenter le rôle qu'il est susceptible de jouer, d'une part, dans l'organisation des sols et d'autre part, dans leur comportement physico-hydrrique.

1) CARACTERISATION DU SQUELETTE DES SOLS

A l'issue de cette étude, un certain nombre de paramètres nous paraissent indispensables pour caractériser la fraction squelette d'un sol ; il s'agit de l'origine, la nature, la forme, la taille et l'étalement granulométrique.

Nous allons donc donner un certain nombre d'informations en nous basant sur les sols étudiés ici puisqu'ils nous ont servi de modèle.

a) Origine

Les constituants du squelette sont essentiellement les minéraux primaires des roches. Mais deux types peuvent être distingués :

- les **minéraux altérables**, en particulier plagioclases et biotites, qui progressivement vont disparaître de l'arène au sol, leur altération aboutissant à la création de vides et à l'apparition d'argiles de néoformation ou de transformation.
- les **minéraux résistants** à l'altération chimique sous nos climats tempérés, tout spécialement quartz, feldspaths potassiques et muscovites qui vont constituer, après avoir subi l'action de divers agents physiques, le **squelette des sols**.*

*Sur le plan physico-chimique, cette distinction entre deux types de minéraux se justifie également. Ainsi, G. PEDRO (1982) distingue des minéraux inertes et des minéraux "féconds" :

- Les minéraux inertes ne livrent que très peu d'éléments car ils sont simples (quartz par exemple) et en même temps peu altérables.
- Les minéraux féconds contiennent beaucoup d'éléments intéressants et constituent de ce fait une réserve minérale ; mais ils les livrent plus ou moins vite suivant leur altérabilité.

Dans les sols développés in situ sur les arènes de roches cristallines acides, les minéraux subsistent essentiellement, comme l'a bien montré LEGROS (1982) un processus de **microdivision dont le bilan conduit à un affinement de la granulométrie de bas en haut des profils**. Nous avons constaté que celui-ci était plus net dans les granites à grain moyen (ST AGNAN) que dans les pegmatites ou granites à grain grossier (VARENNES). Il est aussi très marqué dans les gneiss (ROCHEFORT) et les micaschistes (COUFFIN) roches contenant une forte proportion de micas noirs.

Dans les sols sur matériaux transportés, seuls les minéraux résistants subsistent mais ils ont toujours subi une certaine usure mécanique par frottement et un tri au cours du transport, qu'il soit éolien, marin ou fluviatile.

b) Nature

De ce point de vue, nous envisageons successivement les deux grandes catégories de sols : sols d'altération in situ et sols sur matériaux transportés.

1) Sols sur arènes

La nature du squelette des sols dépend directement de la constitution minéralogique de la roche sous-jacente.

- **Dans le cas des granites**, la population "Morvan" par exemple est issue d'une arène sur granite à 2 micas. Elle comporte environ 90 % de quartz et feldspaths et 10 % de micas. Les analyses micromorphologiques des profils de ST AGNAN et VARENNES confirment ces données à savoir que les sols sur granite sont caractérisés par un squelette **quartzo-feldspathique** contenant une faible proportion de micas.

- **Dans le cas des roches métamorphiques**, les compositions des arènes sont très variables, environ 20 % de micas dans la population "Vivarais" issue d'une arène sur migmatites et 70 % dans la population "Maures" extraite d'une arène de micaschistes. Dans les micaschistes de COUFFIN, DEJOU. et al (1971) signalent 35 % de micas, dont 16 % de muscovite et 19 % de biotite. Cette proportion diminue en général de bas en haut des profils, ainsi dans l'horizon (B)C, nous en avons dénombré seulement 26 %. Dans les gneiss, à ROCHEFORT, la proportion de micas paraît encore plus faible, ainsi qu'en témoigne l'analyse micromorphologique. Il s'agit donc, dans

tous les cas d'un squelette **quartzo-micacé** qui s'appauvrit en micas depuis l'arène jusqu'aux horizons du sol.

2) Sols sur matériaux transportés

Le squelette des sols sur matériaux transportés, sables et limons, dépend spécifiquement de la nature pétrographique des roches de la province d'origine. Par exemple, dans les sables de Fontainebleau, il s'agit uniquement de quartz (90 %) et feldspaths (10 %), avec quelques micas. Enfin, les alluvions de la Môle au coeur du massif des Maures contiennent plus de 20 % de micas blancs, essentiellement dans la classe des sables fins.

c) Forme

Dans ce domaine, il est bon encore de séparer le cas des deux grandes catégories de sols.

1) Sols sur arènes

N'ayant subi aucun transport, donc aucune usure, mais seulement une fragmentation partielle, les minéraux résistants de ces sols, y compris les micas, **gardent** approximativement leur forme primitive. Ainsi, les sols sur granite, comme nous l'a montré l'étude de la population "Morvan", ont une forte dominante de particules sableuses de formes **équidimensionnelles ou sub-équidimensionnelles et en même temps sub-anguleuses**. La faible proportion de micas ne vient pas modifier sensiblement ce résultat. Il en est de même pour les sols sur migmatites (Vivarais) ou gneiss (ROCHE-FORT) encore que dans ce cas, la population micacée soit un peu plus abondante.

Les sols sur micaschistes possèdent deux types de squelette très différents, des **quartz équidimensionnels et sub-anguleux et des micas aplatis et anguleux** s'apparentant par leur forme à des plaquettes. Les proportions respectives de ces deux types peuvent être très variées. Dans la population "Maures", les micas sont très abondants, donc les formes aplaties largement dominantes. Dans de nombreux cas, semble-t-il, comme sur les micaschistes de COUFFIN et VERNEUIL, les formes aplaties ne représentent que 20 à 30 % de l'ensemble.

2) Sols sur matériaux transportés

Dans ces sols, les sables ne conservent jamais intégralement

la forme primitive des minéraux. Leur degré d'usure dépend de différents facteurs, notamment dureté des minéraux, type de transport, distance parcourue... Ils sont **équi et sub-équidimensionnels** et formés d'un **mélange de particules de formes sub-anguleuses et sub-arrondies**. Dans les sables marins et éoliens (population "Fontainebleau"), ce sont plutôt les formes sub-arrondies qui dominent avec quelques arrondies ; dans les sables fluviatiles, plutôt les sub-anguleuses avec quelques anguleuses. Il semble, donc, du moins d'après ces deux exemples, et ceci est confirmé par PARK et PILKEY (1980) à propos des micas, que l'usure soit plus intense en milieu marin qu'en milieu fluviatile.

d) Taille

1) Cas des sols sur arènes

Il existe une **relation étroite entre les caractéristiques dimensionnelles du squelette des sols sur arènes et la taille des minéraux de la roche mère**. Ainsi, les granites engendrent un **squelette essentiellement sablo-graveleux** ; mais dans les pegmatites, granites à grains grossiers (VARENNES), ce squelette est axé autour des sables grossiers (40 à 50 %) et les graviers y sont abondants (20 % et plus); dans les granites à grains moyens (ST AGNAN), il est à forte dominante de sables grossiers (50 à 70 %), avec seulement 10 % de graviers. Il semble que ces différents résultats puissent être généralisés (DEJOU et al, 1977). Les sols sur gneiss, du moins celui de ROCHEFORT, présentent un squelette à forte dominante de sables grossiers très proches de celui des sols sur granite à grain moyen (ST AGNAN).

Quant aux sols sur micaschistes, ils sont caractérisés par une **texture essentiellement sableuse**, avec dominante de sables grossiers à COUFFIN et de sables fins à VERNEUIL.

Cette diversité de texture des sols sur micaschistes apparaît d'ailleurs dans diverses études pédologiques effectuées en Limousin (DEJOU et al, 1977), dans la Montagne Noire (BONFILS, 1984) et dans le Massif des Maures (DUCLOS, 1977).

2) Cas des sols sur matériaux transportés

La taille des matériaux transportés est extrêmement variable; elle va des galets grossiers de Chateauneuf du Pape aux argiles lourdes des alluvions récentes de la Saône.

Pour ce qui concerne les deux cas étudiés dans ce mémoire, il ressort que les sables de Fontainebleau, marins et éoliens, se situent presque totalement dans la classe des sables fins et les sables de Saône, vraisemblablement représentatifs de nombreuses terrasses fluviatiles, à cheval sur les sables fins et grossiers.

En outre, l'étude de la séquence texturale de Seurre qui présente un exemple concret de contamination progressive des sables par les limons, phénomène très général dans le bassin de la Saône (MERIAUX et al,1971) et sans doute d'autres rivières, nous a permis d'identifier et d'étudier cinq types de matériaux, dont trois intermédiaires. Ces types ont des caractéristiques de taille du squelette progressivement décroissante :

<u>Types texturaux</u>	<u>médiane (en μm)</u>
- sable pur	200
- sable limoneux	125
- limon sableux	40
- limon de Citeaux	25
- limon de Longchamp	20

De toute façon, on a toutes les possibilités dès que la taille est supérieure à 2 μm . :

- 2 μm - 50 μm : squelette fin
- 50 μm - 2 mm : squelette ss
- sup. à 2 mm : squelette grossier

e) Etalement granulométrique

1) Sols sur arènes

Dans les sols sur arènes, l'étalement granulométrique du squelette est toujours **maximal**. Il s'étend des graviers aux limons fins. Cependant, on peut distinguer d'une part les sols sur granites et gneiss, axés autour des sables grossiers où les graviers sont en général abondants et les limons peu représentés, souvent moins de 20 %, et d'autre part les sols sur micaschistes, axés plutôt autour des sables fins, contenant peu de graviers et davantage de limons (20 à 40 %). A noter que le processus de microdivision (LEGROS, 1982) conduit à un affinement, donc à un étalement

ment de la granulométrie du squelette, bien marqué dans les 5 profils étudiés puisqu'il y a accroissement systématique du taux des limons fins de bas en haut des profils.

2) Sols sur matériaux transportés

Dans les sols sur matériaux transportés, l'étalement granulométrique du squelette est toujours **minimal** puisque l'on a à faire à des sédiments triés. Ainsi, les sables marins et éoliens de Fontainebleau constituent une population très homogène avec en général, 95 % de particules comprises entre 100 et 200 μm , (ROBIN et al, 1981), et les sables fluviaux de Saône également, bien que l'étalement granulométrique soit un peu plus large, avec 90 % de particules entre 100 et 500 μm .

Cependant, au sein d'un même système de terrasses fluviales, les phénomènes de contamination réciproque des matériaux postérieurement au dépôt peuvent conduire à une grande diversité texturale, ainsi qu'en témoignent les cinq profils de la séquence de SEURRE, dans ce cas, l'étalement granulométrique s'étend toujours des sables grossiers aux limons fins, à l'exclusion des graviers, mais dans des proportions très différentes entre les deux pôles extrêmes sableux et limoneux.

f) Conclusion

La conclusion de cette étude consacrée aux caractéristiques du squelette se résume à un point essentiel. Si les sols sur arènes et sur matériaux transportés présentent des squelettes dont l'origine est **commune**, à savoir les minéraux primaires des roches, **ces squelettes sont foncièrement différents pour ce tout qui concerne leurs caractéristiques fondamentales**, soit la nature minéralogique, la forme, la taille et l'étalement granulométrique (Tableau XI-1).

Tableau XI - 1 : Caractéristiques fondamentales du squelette des sols.

	Sols d'altération sur roches cristallines acides	Sols sur formations sédimentaires
Nature minéralogique	minéraux primaires	minéraux primaires résistants
Forme	anguleux aplatis	subanguleux à subarrondi
Taille	sablo-graveleux à sableux	de limon à sables et graviers
Etalement	maximal	minimal

Ces importantes différences sont lourdes de conséquences sur le plan du rôle du squelette sur les modes d'assemblage des divers constituants dans les sols, donc dans leur organisation.

II) ROLE DU SQUELETTE DANS L'ORGANISATION DES SOLS

Le rôle du squelette dans l'organisation des sols ainsi que ses relations avec les caractéristiques de l'espace poral ne sont pas toujours simples à mettre en évidence. De nombreuses facettes apparaissent en effet, suivant qu'il s'agit de modèles expérimentaux ou de sols, de sols sur arènes ou sur matériaux transportés, de niveaux d'altération ou d'horizons pédologiques...

Certains aspects de ce rôle notamment ceux liés à la taille des particules, c'est à dire aux caractéristiques granulométriques des matériaux, ont déjà fait l'objet de diverses études en particulier, celles de FIES consacrées à des mélanges d'argile avec des squelettes sableux et limoneux. Cependant, le rôle de la forme n'a été que très peu abordé, alors que S. HENIN y attache une réelle importance (cf. Cours de Physique du Sol, 1976).

Quoiqu'il en soit, tout au long de ce mémoire, **le rôle du squelette**, en tant que constituant ou ensemble de constituants associés au plasma, **est apparu comme primordial au niveau de l'organisation des sols**. C'est à ce titre qu'il convient d'abord **d'étudier ses relations avec les caractéristiques de la porosité texturale, mais également de la porosité d'arénisation dans le cas des sols sur arènes**. Nous le ferons en abordant successivement le rôle des quatre principaux critères qui différencient les squelettes : nature minéralogique, forme, taille et étalement granulométrique, en sachant bien qu'il existe souvent une interdépendance entre eux.

a) Incidence de la nature des minéraux primaires.

La nature des minéraux joue un double rôle particulièrement important dans les sols sur arènes.

1) **Elle conditionne d'abord la valeur de la porosité d'arénisation**, puisque celle-ci dépend de la proportion de **minéraux altérables** contenus dans la roche. Ainsi **les granites et gneiss** peu riches en minéraux altérables

présentent-ils **de faibles porosités d'arénisation** (de l'ordre de 16 points dans les pegmatites, 23 points dans les gneiss et 28 points dans les granites), tandis que les **micaschistes** riches en micas noirs ont **des porosités d'arénisation environ deux fois plus élevées** (plus de 50 points).

Nous avons vu au chapitre X relatif à la porogenèse que ce niveau de porosité d'arénisation, porosité héritée de la roche originelle, se transmettait dans les horizons du sol.

2) Elle est d'autre part à l'origine de la forme des particules du squelette des sols et influe ainsi **indirectement** sur les caractéristiques d'organisation, en particulier les valeurs de porosité.

Globalement, comme nous l'avons déjà montré au chapitre III, les **proportions respectives** de quartz et feldspaths d'une part, et de micas d'autre part dans la roche originelle, conditionnent la caractéristique de forme dominante d'une population sableuse. Ainsi, dans les sols sur granites, le squelette quartzo-feldspathique est toujours caractérisé par une population à dominante sub-équidimensionnelle et sub-anguleuse, tandis que dans les sols sur roches métamorphiques à squelette quartzo-micacé, la population sableuse sera à dominante sub-équidimensionnelle et sub-anguleuse s'ils sont issus des gneiss pauvres en micas ou à dominante aplatie s'ils proviennent de micaschistes riches en micas blancs peu altérables.

b) Rôle de la forme des particules sableuses

Nous envisagerons successivement les modèles expérimentaux, puis les matériaux naturels.

1) Dans les modèles expérimentaux

Les relations entre les caractéristiques morphologiques des **populations** sableuses et les valeurs de la porosité texturale sont apparues très nettement au cours des différentes étapes de l'étude expérimentale présentées dans la IIe partie de ce mémoire. Nous résumerons ici les différents cas :

- Cas des massifs sableux purs

Les populations étudiées se regroupent en 3 niveaux de porosité :

- **les sables de transport de forme sub-arrondie** (Fontaine-bleau et Saône) à **porosité faible** - 90 points
- **les sables d'arènes de forme sub-anguleuse** sur migmatites (Vivarais) et granite (Morvan) à **porosité moyenne** - 130 à 150 points
- **les sables micacés de forme aplatie** (Maures) à **très forte porosité** - 240 points

L'organisation est donc d'autant plus lâche que les particules sont plus anguleuses et aplaties. Ces résultats ne sont pas surprenants si l'on se réfère aux données acquises au cours du chapitre III concernant les relations entre forme des particules sableuses et certains paramètres, caractéristiques des matériaux tels que densité de population, encombrement moyen élémentaire et porosité. Ils mettent ainsi en évidence que la **dissymétrie** des particules engendre dans certains matériaux, des propriétés spécifiques relatives à leur mode d'assemblage, donc à leur porosité texturale. C'est ce que l'on constate, en particulier, dans les sables micacés où l'on tend vers des structures "en château de cartes" à très forte porosité ; celles-ci étant particulièrement instables, puisque sous l'effet d'un tassement, la porosité peut diminuer considérablement.

Il n'est pas exclu d'ailleurs que cette fragilité des structures, se manifeste également dans les matériaux naturels micacés pauvres en argile en raison de la moindre épaisseur des revêtements argileux due à l'importante surface spécifique des particules, presque trois fois plus élevée que pour les formes sub-arrondies.

- Cas des mélanges binaires sables-argile

Les différences de porosité liées à la forme des particules sont encore très élevées dans les matériaux franchement sableux (10 % d'argile) et à faible étalement granulométrique (100 -160 μm).

- sables de transport : 70 points de porosité
- sables d'arène : 90 points
- sables micacés : 150 points

mais elles **diminuent sensiblement avec les populations sableuses complètes (50 μm - 1 mm)**, surtout entre formes sub-arrondies et sub-anguleuses.

- sables de transport : 60 points de porosité
- sables d'arène : 65 points
- sables micacés : 85 points

Dans tous les cas, ces différences de porosité s'atténuent progressivement quand le taux d'argile du mélange croît pour devenir très faibles au-delà de 40 % d'argile (moins de 10 points d'écart).

- Cas des échantillons de sols remaniés

Les écarts de valeurs des porosités texturales entre les divers horizons des sols sur arènes (formes sub-anguleuses) et sur matériaux transportés (formes sub-arrondies) sont **faibles** et tout-à-fait comparables à ceux obtenus par FIES (1978) sur des matériaux de la vallée du Rhône. Ils ne dépassent pas 10 points (35 à 45 points) et semblent, en tout cas, **très peu influencés par le critère forme**. Par exemple, les valeurs de porosité texturale sont du même ordre de grandeur, à taux d'argile voisin, à ST-AGNAN et à SEURRE 2 et 3.

Ces différences peu importantes des valeurs de porosité texturale pour des matériaux d'origine géologique et minéralogique variée, n'étaient pas à priori évidentes. Elles confirment que, dans le cas général, la porosité texturale varie quantitativement dans des limites relativement restreintes.

En revanche, les **matériaux micacés** (formes aplaties) se **distinguent très nettement des autres par leur très forte porosité** (60 points et plus), dans la mesure en particulier, où ils ne sont pas très argileux (VERNEUIL). C'est un des points importants qui ressort de cette étude.

2) Dans les matériaux naturels

Les valeurs de porosité pédique et de porosité totale obtenues sur les matériaux naturels, viennent confirmer les observations précédentes à propos du rôle de la forme des particules du squelette, et en particulier des sables. Cependant, il est nécessaire de distinguer le cas des sols sur matériaux transportés et celui des sols sur arènes.

- **Dans les sols sur terrasses fluviatiles**, le squelette sableux et limoneux, est constitué dans sa majorité par des particules de même forme sub-arrondie, dont **l'assemblage de type stérique** présente toujours une assez faible porosité. Bien évidemment, cet assemblage caractérise essentiellement les horizons A riches en squelette, alors que dans les horizons B, le rôle du plasma devient prédominant. On peut penser, qu'il en est de même dans les sols développés sur des matériaux d'origine éolienne, puisque ceux-ci ont des squelettes de forme encore plus arrondies. Il serait intéressant

de le vérifier sur quelques exemples.

- **Dans les sols sur arènes**, en revanche, nous l'avons exposé au chapitre précédent, le système poral a pour origine les cavités de dissolution issues de l'altération des minéraux et les pores des horizons du sol conservent approximativement **la morphologie primitive des minéraux altérables** ou des paquets de minéraux altérables. C'est là un point capital.

Mais dans les horizons pédologiques, où le squelette est constitué par les minéraux ayant résisté à l'altération, essentiellement quartz, feldspaths potassiques et micas blancs, le rôle stérique des particules retrouve toute son importance sur le plan qualitatif et quantitatif. Ainsi, les deux phénomènes **s'additionnent**, ce qui permet de nettement distinguer les matériaux granitiques à faible porosité d'arénisation et assemblage relativement serré de particules anguleuses et les matériaux issus des micaschistes, à très forte porosité d'arénisation et assemblage très lâche dû aux particules micacées de forme aplatie.

c) Rôle de la taille du squelette

A ce propos, deux éléments peuvent être discutés : il s'agit de la valeur globale de la porosité et de la caractérisation dimensionnelle de cette porosité.

1) Valeur de porosité

A forme identique, en théorie, la taille des particules d'une population, considérée comme monodimensionnelle ne doit pas influencer les valeurs de porosité du massif, puisqu'il s'agit toujours du même mode d'assemblage géométrique. C'est bien ce que l'on constate, à peu près, dans la réalité, puisque les porosités texturales sont **du même ordre de grandeur** :

- dans les sols d'arènes, entre sols sur granite et sur pegmatite où le squelette grossier est de taille différente ;

- dans les horizons A_2 des sols de la séquence de SEURRE sur terrasses fluviales où, à taux d'argile voisin (10 à 15 %), le squelette s'étale des sables grossiers aux limons fins.

2) Caractéristiques dimensionnelles de l'espace poral

De ce point de vue, le problème ne se présente pas de la même façon.

- Dans les sols sur arènes , et mieux encore que pour la forme, il existe des relations étroites entre la taille des minéraux primaires altérables, donc la taille des cavités de "vidage", et les dimensions des pores du sol. L'étude micromorphologique nous l'a bien montré : les cavités issues de l'altération des biotites, en particulier, sont beaucoup plus grossières dans les granites (de l'ordre de 200 à 500 μm à VARENNES et ST AGNAN) que dans les micaschistes (de l'ordre de 20 à 50 μm de largeur à COUFFIN) et ces différences de taille se retrouvent dans les horizons du sol. A ce sujet, l'exemple le plus frappant est fourni par le profil de COUFFIN où les spectres de porosité montrent une parfaite continuité des micaschistes altérés au sol avec une très nette classe dominante de pores autour de 30 μm de diamètre.

- Dans les sols sur matériaux transportés, où l'organisation est étroitement liée à l'assemblage des constituants, il existe des relations étroites évidentes entre la taille des particules du squelette et celle des éléments de l'espace poral. Ces relations sont d'autant plus nettes que le squelette contient une classe nettement dominante de particules. L'allure des spectres de porosité obtenus dans les horizons A_2 des sols de la séquence de SEURRE en est une illustration indiscutable. Les chiffres ci-après en témoignent:

populations sableuses	médiane de la distribution des particules	diamètre de la classe dominante des pores
- sables purs	200 μm	52 μm
- sables limoneux	125 μm	18 μm
- limon de Citeaux	25 μm	6 μm

On peut même déduire de ces données que dans ces matériaux pauvres en argile et à squelette bien trié, le diamètre moyen des pores correspond environ au quart du diamètre moyen des particules du squelette, que ce dernier soit à dominante sableuse ou limoneuse. Ces résultats confirment d'ailleurs ceux obtenus sur des mélanges argile-squelette à faible taux d'argile (ZIMMER, 1981 ; FIES, 1984), ce qui incite à penser que, dans ce cas au moins, le type d'assemblage des modèles est proche de celui des matériaux naturels.

Il est évident comme nous allons le voir maintenant que l'éta-

lement granulométrique modifie considérablement ces données.

d) Incidence de l'étalement granulométrique du squelette

A ce propos, il est bon de reprendre les deux points envisagés dans le paragraphe précédent.

1) Valeurs de la porosité texturale

Tout d'abord si l'on considère **les mélanges binaires sables-argile** (sans limon), l'étalement granulométrique du squelette conduit toujours, quelles que soient les populations sableuses, à une **diminution de porosité**. Celle-ci est d'autant plus importante que les porosités obtenues avec les populations triées étaient plus élevées.

Par voie de conséquence, il en résulte également que les importantes différences de porosité texturale dues au critère forme sont considérablement **atténuées**. Elles ne disparaissent toutefois pas totalement, puisque pour les mélanges à 10 % d'argile, on observe encore 5 points d'écart entre sables fluviatiles et sables d'arènes, et surtout 20 points entre ces derniers et les sables micacés, ce qui reste important.

- D'un autre côté, **dans les matériaux naturels** (à argile, sable et limon), pour les mêmes types de squelette sableux et à taux d'argile comparable, les porosités obtenues sont **toujours nettement inférieures** (20 points environ) à celles des mélanges binaires. Il n'est possible d'expliquer ces importantes différences, comme nous l'avons bien montré au cours de la II^{ème} partie (chap. V), que par un élargissement de l'étalement granulométrique du squelette dû à cette présence de limons au sein du matériau.

Ainsi, **plus la granulométrie d'un sol sera étalée, plus sa porosité texturale sera faible**. C'est ce que l'on constate, en comparant attentivement pour les sols de la séquence de SEURRE, les résultats de granulométrie et ceux de porosité texturale. Par exemple, dans les profils et horizons marqués par une classe granulométrique **dominante** quelle qu'elle soit, la porosité est **élevée** : de l'ordre de 50 points dans les sables purs de SEURRE I et de 45 points dans les horizons A₂ de SEURRE 4 et 5 à taux élevé de limons fins.

Mais dès que l'étalement granulométrique devient plus grand, la porosité texturale **tend vers un minimum** proche de 35 points : c'est

le cas des profils SEURRE 2 et 3 en particulier.

A noter enfin que si "l'effet limon" joue aussi vraisemblablement dans les matériaux micacés, il est amorti par "l'effet forme" qui reste prédominant, puisque les porosités texturales conservent des valeurs très élevées, 60 à 80 points et plus à COUFFIN.

2) Caractéristiques dimensionnelles de l'espace poral

Il est tout-à-fait évident, lorsque l'on compare les histogrammes de granulométrie des différents horizons des sols étudiés et leurs spectres de porosité que **l'étalement granulométrique des squelettes, mais également l'augmentation de la proportion d'argile, modifie considérablement les caractéristiques dimensionnelles et par la même la physionomie de l'espace poral.**

On peut l'observer :

- **dans les sols sur arènes** où les spectres de porosité deviennent de plus en plus étalés **de bas en haut** des profils, en particulier à COUFFIN consécutivement à une fragmentation des minéraux et à VERNEUIL suite à une forte argilification.

- **dans les sols sur terrasses fluviales**, où les spectres de porosité des horizons A_2 de la séquence de SEURRE sont d'autant plus étalés que les granulométries sont plus équilibrées. C'est le cas en particulier pour les limons sableux à SEURRE 3.

e) Conclusion

Les deux schémas proposés au chapitre X, concernant l'origine et l'évolution de l'espace poral des sols sur arènes et des sols sur matériaux transportés, trouvent également une confirmation ici dans le rôle joué par le squelette dans l'organisation des sols.

En effet, **dans les sols sur arènes** issus de l'altération d'une roche, nous avons vu précédemment que **les caractéristiques de l'espace poral** découlent, en premier lieu, des caractéristiques des minéraux **altérables** de la roche mère, puisque ceux-ci sont à l'origine de la porosité d'arénisation. A partir de celle-ci, **l'espace poral du sol** va se développer en intégrant le rôle du squelette issu des minéraux **résistants**.

Ce schéma que nous proposons est particulièrement net pour les sols sur micaschistes. Dans les deux profils (COUFFIN et VERNEUIL), les porosités d'arénisation, caractérisées par des pores fins et très abondants issus de l'altération des biotites, sont très élevées. A COUFFIN, l'évolution pédogénétique conduit à un sol pauvre en plasma où le squelette à forte proportion de micas crée une organisation "en château de cartes" à porosité très élevée. On peut penser que ces deux effets se conjugent pour engendrer une porosité pédique particulièrement élevée. A VERNEUIL, l'évolution conduit à une très forte argilification, et le rôle du squelette micacé en est fortement amoindri. La porosité pédique de l'horizon (B), de nature essentiellement plasmique, devient plus faible que la porosité d'arénisation.

- Dans les sols sur matériaux transportés en revanche, les caractéristiques de l'espace poral découlent directement des caractéristiques du squelette, dans la mesure où celui-ci est en proportion dominante. Si la forme des particules, toujours sub-arrondie, peut être considérée comme un critère peu discriminant, la **taille** du squelette joue toujours un rôle fondamental, puisqu'elle conditionne directement la dimension des pores. Enfin, **l'étalement granulométrique**, que l'on peut également qualifier d'**effet texture**, atténué dans tous les cas, les disparités du système poral créées par les autres critères, que celles-ci soient d'ordre qualitatif ou quantitatif.

NB : Nous avons consacré ce chapitre au rôle du squelette dans le déterminisme de l'espace poral des sols, car tel était son but. Il ne faut cependant pas oublier que dans les sols, ce squelette est toujours associé à un plasma dont l'argile est l'élément essentiel, et le **rôle du squelette diminue progressivement au fur et à mesure que celui de l'argile augmente**. La phase argileuse agit en effet sur les caractéristiques de l'espace poral des matériaux, en encombrant la porosité matricielle du squelette et en créant sa propre porosité (FIES, 1978) ; c'est le cas en particulier des horizons illuviaux des sols sur terrasses fluviales.

III RÔLE DU SQUELETTE DANS LE COMPORTEMENT PHYSIQUE ET HYDRIQUE DES MATÉRIAUX ET DES SOLS

a) Introduction

Le but de ce chapitre est d'essayer de mettre en évidence le rôle du squelette dans l'élément **le plus variant** de la porosité du sol :

la **porosité pédologique**, et tout spécialement dans sa composante principale : la **porosité de retrait-gonflement**. L'étude expérimentale des populations sableuses nous a montré qu'un massif sableux peut subir des variations de volume en fonction du niveau des contraintes physiques ou hydriques qu'on lui impose. Dans les sols cependant, où squelette et plasma argileux sont en général associés dans des proportions très variables, on sait que ce sont surtout les minéraux argileux, en raison de leurs propriétés d'hydratation et de gonflement (TESSIER, 1984) qui jouent le rôle essentiel dans la dynamique de la porosité. Dans ces conditions, on peut se poser la question suivante : le squelette a-t-il un rôle dans ce genre de phénomènes et si oui quel est-il ? C'est ce que nous tenterons de montrer en présentant quelques grands types de comportement des matériaux, puis des sols, en liaison avec les principales caractéristiques du squelette et compte tenu de la présence plus ou moins abondante de la phase argileuse.

b) Incidence de la nature des minéraux

La plupart des grains de squelette résistants à l'altération, quartz et feldspaths notamment, sont rigides, indéformables et dépourvus de porosité propre. Il n'en est pas de même pour les micas, **minéraux dont la structure feuilletée permet une certaine absorption d'eau et des possibilités de gonflement**. Le comportement des arènes sur micaschistes, pauvres en argile, est sur ce point significatif. Ainsi, à COUFFIN, l'accroissement de l'indice d'eau entre pF 5,8 et pF 1 est très élevé (85 points) et celui d'indice des vides également (40 points). Au contraire, à VERNEUIL, l'hydratation reste élevée (60 points), mais le gonflement est faible (10 points). Nous avons attribué cette différence de comportement à la taille des particules micacées, plus grosses à COUFFIN qu'à VERNEUIL, mais ce n'est là qu'une hypothèse plausible ; peut-être est-elle due également à une différence de cohésion des matériaux liée au pendage, vertical dans le premier cas, horizontal dans le second.

c) Rôle de la taille des particules

Ce rôle apparaît sur la figure XI-1 où nous avons représenté schématiquement le comportement physique et hydrique lors de la réhumectation de trois matériaux naturels symbolisant les trois principaux types granulométriques classés selon la taille des particules : sable, limon et argile. Il s'agit de :

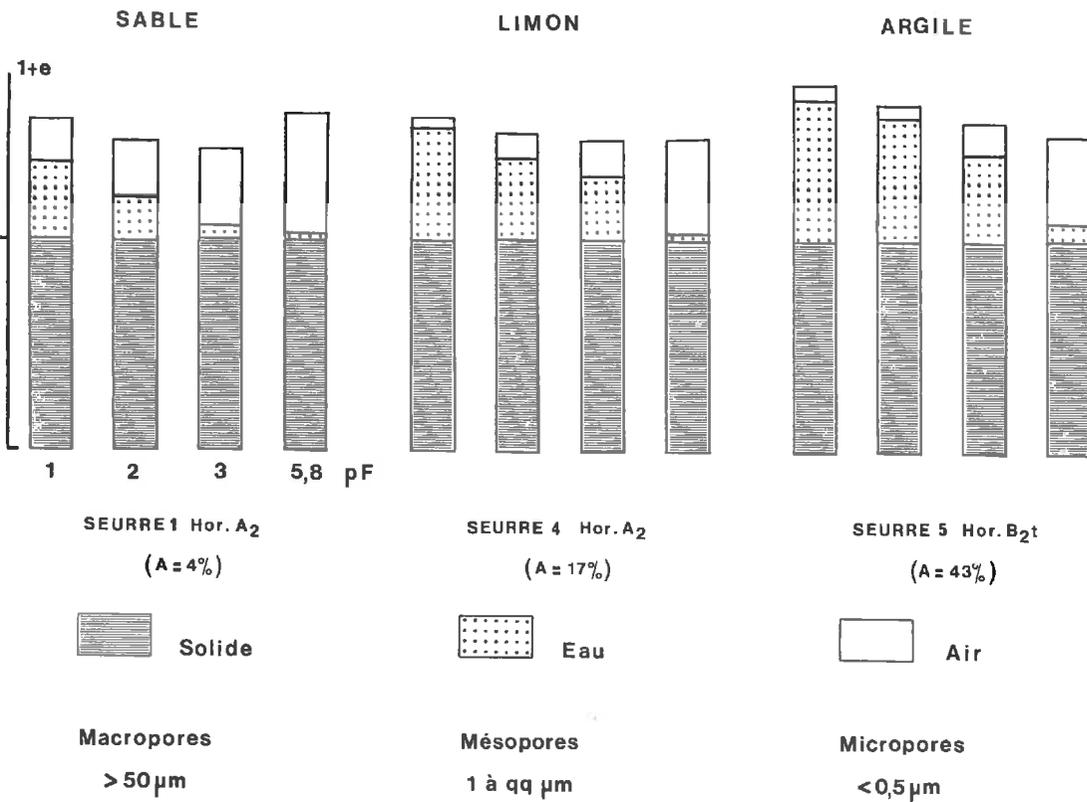


Fig. XI - 1 : Représentation schématique de l'évolution du volume apparent ($1 + e$) et des composantes du volume (solide, eau, air) au cours de la réhumectation depuis pF 5,8 jusqu'à pF 1 dans les trois grands types de matériaux sable, limon et argile - Rôle de la taille des particules.

- A₂ - SEURRE 1 pour sable
- A₂ - SEURRE 4 pour limon
- B_{2t} - SEURRE 5 pour argile

1) Comportement sableux

La porosité du matériau sableux est pratiquement **la même** à sec (pF 5,8) et à l'état humide (pF 1), mais entre ces deux extrêmes, on assiste à une **phase de retrait** jusqu'à pF 2, dues aux forces de tension superficielle des films d'eau intergranulaire qui rapprochent les grains, puis de gonflement ensuite. La conséquence de cette absence globale de gonflement est qu'il ne se développe jamais de phénomène de compression in situ.

L'espace poral, essentiellement constitué de **macropores** (d de l'ordre de 50 µm), reste toujours très largement ouvert à l'air même à l'état humide.

2) Comportement limoneux

La porosité du matériau limoneux **croît faiblement** de l'état sec à l'état humide. Les limons gonflent peu (lg = 20) ; ils ne gonflent pratiquement pas entre pF 5,8 et pF 2 (la cohésion étant maintenue par le système eau-argile), puis légèrement ensuite lors du passage à l'état franchement humide.

L'espace poral est surtout constitué de **mésopores** (d de l'ordre du ou de quelques microns). La fraction ouverte à l'air **décroit régulièrement** pour devenir très faible à l'état humide.

3) Comportement argileux

La porosité des matériaux argileux **croît régulièrement** de l'état sec à l'état humide. Le gonflement est fonction du taux d'argile et de la nature des minéraux argileux (TESSIER, 1984). Dans le matériau présenté, qui contient un mélange de minéraux argileux (kaolinite, illite, smectites) et environ 60 % de squelette limoneux, le gonflement est important (lg = 50) . et peut entraîner des phénomènes de compression in situ.

Le système poral est à dominante de **micropores** axés autour de 0,5 µm de diamètre. La fraction ouverte à l'air **diminue fortement** dès pF 3 pour devenir très faible à l'état humide.

d) Influence de l'étalement granulométrique

La séquence de SEURRE, et c'était le but recherché dès le départ de ce travail, nous a fourni un modèle naturel intéressant sur le plan de l'étalement granulométrique du squelette des sols. Cet étalement du squelette, bien matérialisé par les horizons A_2 pauvres en argile est également complété par une ouverture vers des matériaux plus argileux comme les horizons B_2t des différents profils.

Les schémas de la figure XI-2 traduisent les conséquences de l'étalement granulométrique sur le comportement physique et hydrique des sols. Ils jalonnent, à partir de 8 matériaux différents, les étapes de l'évolution du comportement entre les trois types précédemment définis: sable, limon et argile.

- Dans la série supérieure, de gauche à droite, **la contamination progressive des sables par les limons avec les deux intermédiaires sable limoneux et limon sableux se traduit par :**

la disparition du retrait caractéristique des sables purs, dès les sables limoneux ;

- une absence de gonflement au début de la réhumectation caractéristique des limons, mais seulement jusqu'à pF 3, alors que dans les limons purs, elle se poursuit jusqu'à pF 2 ;

- un indice de gonflement un peu plus élevé que dans les limons ($I_g = 30$ dans les sables limoneux et 25 dans les limons sableux), alors que la porosité à sec initiale est plus faible ;

- une diminution progressive de la porosité à l'air.

- Dans la série inférieure, **l'élargissement progressif vers des matériaux de plus en plus argileux montre que :**

- le phénomène de retrait disparaît dès que les sables atteignent un certain taux d'argile même relativement faible ;

- le gonflement devient général ; il est à peu près du même ordre de grandeur dans les 4 matériaux (I_g compris entre 33 et 42) ;

- par contre, il ne débute qu'en dessous de pF 2 dans le sable argileux mais de plus en plus rapidement quand le taux d'argile augmente ;

- la porosité à l'eau diminue progressivement pour devenir très faible dans les sols limoneux à l'état humide.

En définitive, l'étalement granulométrique du squelette se traduit donc par des comportements **intermédiaires** entre ceux des pôles sableux et limoneux. L'augmentation du taux d'argile dans les matériaux conduit à **une évolution du phénomène de gonflement**, qui devient plus important mais surtout qui débute de plus en plus tôt dès les faibles niveaux de contrainte hydrique. Enfin, dans les deux cas, la fraction de l'espace poral restant ouverte à l'air, pour une contrainte donnée, **diminue progressivement**. A l'état humide, cette fraction tend à disparaître dans les limons et les limons argileux.

IV CONSEQUENCES SUR LE FONCTIONNEMENT HYDRODYNAMIQUE DES PROFILS

Pour aborder ce problème, nous envisagerons successivement les sols sur matériaux de transport et sur arènes.

a) Sols sur matériaux de transport

La lecture **verticale** des schémas de la figure XI-2 nous conduit à envisager globalement la rôle du squelette dans le comportement des sols sur terrasses fluviales.

1) Sols sableux peu différenciés (SEURRE 1)

Le rôle du squelette constitué de sables grossiers dominants est ici **prépondérant**. Il conduit à l'absence ou presque de gonflement ; et surtout, il est à l'origine d'une très forte macroporosité texturale, **qui persiste à l'état humide**.

De ce fait, ces sols sont sains et perméables.

2) Sols limoneux à profil différencié (SEURRE 4)

Le squelette limoneux des horizons A engendre **un** espace poral constitué surtout de **mésopores**. Le gonflement est faible et ne se produit qu'à l'état franchement humide où la **porosité à l'air devient presque nulle**. En profondeur, dans les horizons B, l'enrichissement en argile est à l'origine d'un gonflement plus important qui peut provoquer **une fermeture presque totale de la porosité** (microporosité).

Ces sols sont donc peu perméables, nettement engorgés et hydromorphes, et ceci d'autant plus que le profil est plus différencié.

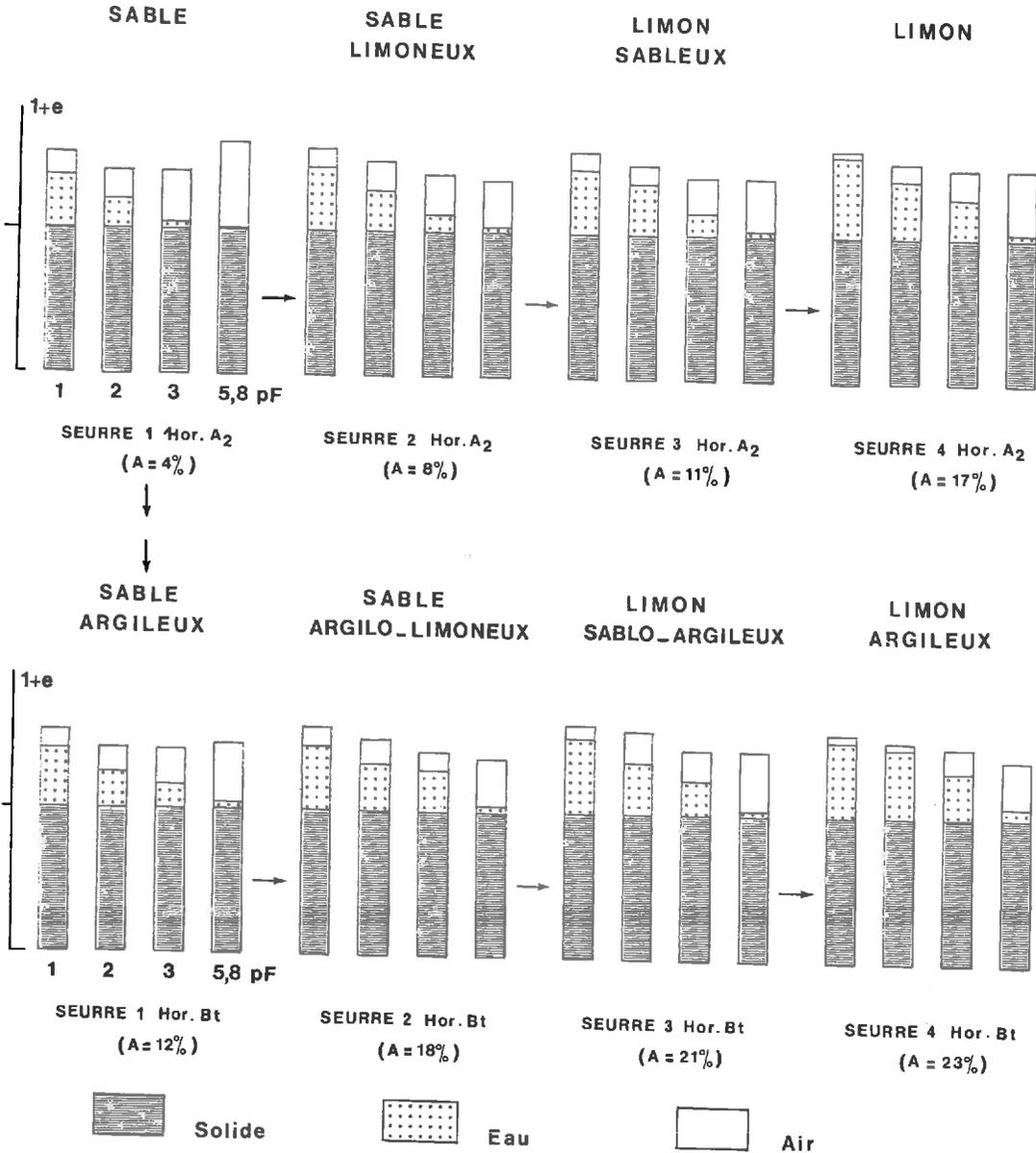


Fig. XI - 2 : Représentation schématique de l'évolution du volume apparent (1 + e) et des composantes du volume (solide, eau, air) au cours de la réhumectation depuis pF 5,8 jusqu'à pF 1 dans les principaux types de matériaux rencontrés dans la séquence de SEURRE - Influence de l'étalement granulométrique.

3) Sols intermédiaires sablo-limoneux et limono-sableux (SEUR-RE 2 et 3)

Le squelette mixte des horizons A conduit à un espace poral de dimensions plus étalées sur l'ensemble de la **mésoporosité**. Le **gonflement est limité**, mais démarre plus tôt que dans les limons purs. Il existe toujours une certaine porosité ouverte à l'air même à l'état humide. En profondeur, dans les horizons B, ces caractères évoluent assez peu.

En conséquence, ces sols sont assez perméables, peu engorgés et relativement sains.

b) Sols sur arènes

Leur comportement global est schématisé sur la figure XI-3 où sont représentées pour chacun des profils, les caractéristiques des deux principaux horizons : l'horizon C ou arène et l'horizon (B) ou A(B) d'altération.

1) Sols sur granites et gneiss

Leur comportement est assez comparable. Dans les deux cas en effet, l'arène est un matériau à squelette grossier, pauvre en argile, peu poreux (surtout dans les gneiss) et peu gonflant. La porosité ouverte à l'air évolue faiblement en fonction des conditions hydriques. Les horizons du sol plus riches en argile subissent un gonflement assez important à l'état humide et la porosité ouverte à l'air devient très faible surtout dans les gneiss.

Ces sols, assez peu perméables à l'état humide, peuvent manifester des marques d'engorgement, nettement plus importantes dans les gneiss où une certaine schistosité horizontale fait obstacle à l'écoulement que dans les granites surtout s'ils sont fissurés.

2) Sols sur micaschistes

A partir d'un même matériau géologique selon le pendage de la roche, vertical ou horizontal, on aboutit à une pédogenèse différente, donc à deux sols extrêmement différenciés sur le plan de leur comportement.

- Dans les sols développés sur un matériau à schistosité **verticale** (COUFFIN), l'arène est très poreuse ; elle subit un très fort gonflement à l'état humide dû à l'augmentation de volume des particules micacées. Cependant sa porosité à l'air reste importante, les horizons du sol, très peu gonflants, sont caractérisés par une très forte porosité, toujours très ouverte à l'air.

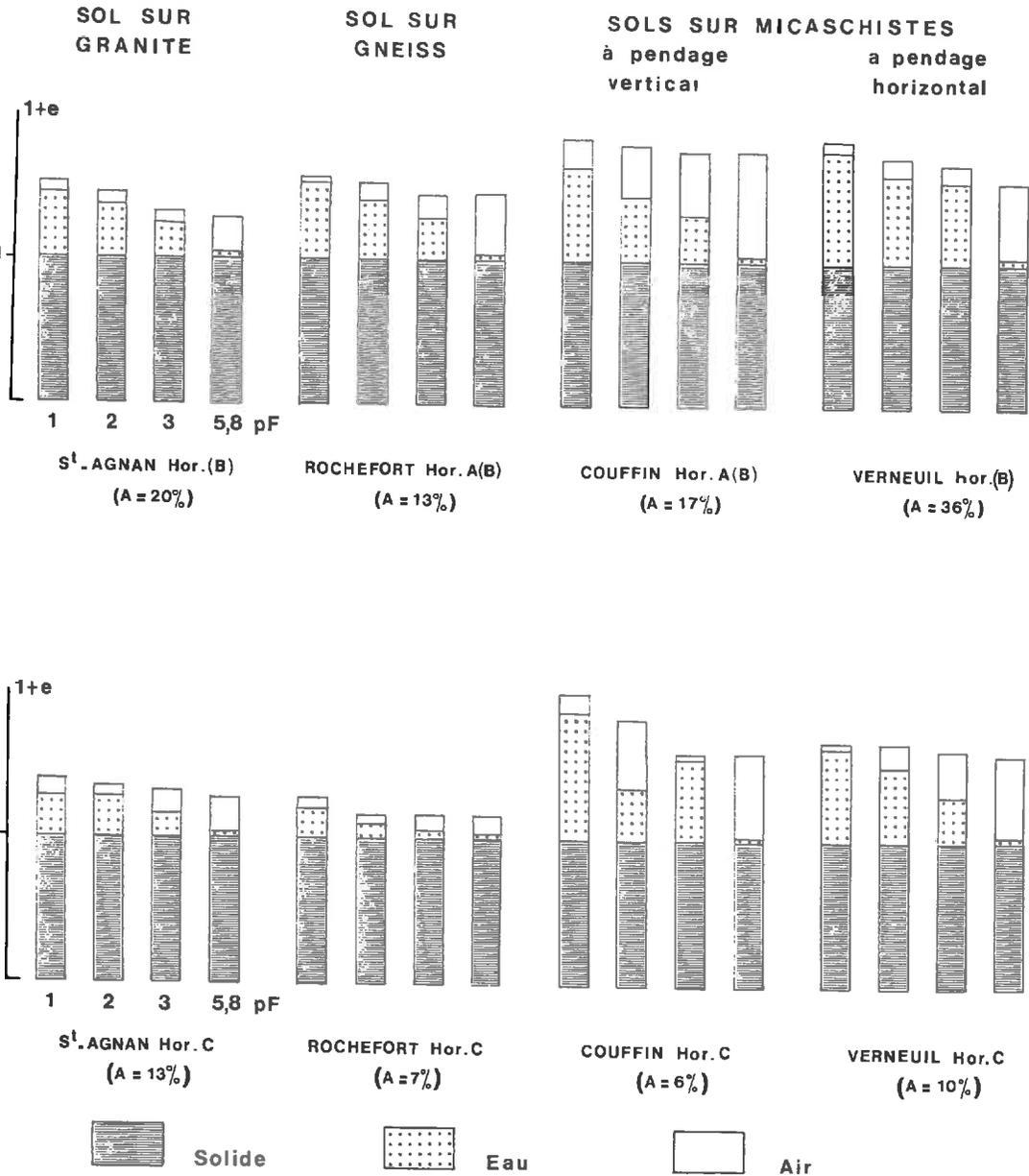


Fig. XI - 3 : Représentation schématique de l'évolution du volume apparent (l + e) et des composantes du volume(solide, eau, air) au cours de la réhumectation depuis pF 5,8 jusqu'à pF 1 dans les horizons (B) ou A(B) et C des sols sur arènes.

Les sols sont donc très drainants et très sains.

- Dans les sols développés sur un matériau à schistosité **horizontale** (VER-NEUIL), l'arène est très poreuse, mais peu gonflante. A l'état humide, la fraction ouverte à l'air est réduite. Dans les horizons argileux du sol, le rôle du squelette s'estompe. Le gonflement est important et la porosité à l'air se ferme assez rapidement.

Il s'agit alors de sols peu perméables et rapidement engorgés.

CONCLUSIONS GENERALES

Le but que nous nous étions fixés au début de ce mémoire, à savoir préciser le rôle du squelette dans l'organisation des sols, est apparu très rapidement plus complexe qu'il n'y paraissait tout d'abord. En effet :

- en premier lieu, l'organisation des matériaux naturels ne dépend pas exclusivement de l'assemblage stérique de leurs constituants ;
- d'autre part, le squelette des sols présente une grande diversité dans ses caractéristiques ;
- enfin, dans les sols, le squelette est toujours associé à un plasma où l'argile joue un rôle prépondérant.

Or, comme cela a été précisé dans l'introduction, c'est essentiellement **à travers les caractéristiques de l'espace poral que nous avons étudié l'organisation des sols**. A cet effet, une approche méthodologique complète a été proposée. Elle s'est appuyée sur diverses techniques, observations micromorphologiques et mesures densitométriques variées dans leur principe, à différentes échelles et sous divers états hydriques permettant d'aborder l'aspect dynamique de la porosité. Les résultats obtenus qui concernent à la fois des modèles expérimentaux, les matériaux naturels et les sols ont été longuement résumés et discutés au cours de la IVème partie.

En guise de conclusions générales, il nous semble plus opportun d'insister sur quelques points importants qui paraissent se dégager de l'ensemble de ces travaux. Nous en avons choisi cinq. Deux sont d'ordre méthodologique ; nous les traiterons en premier. Trois concernent plus spécifiquement les apports scientifiques ; ils seront abordés à la suite.

1 - Plusieurs techniques sont nécessaires pour bien caractériser l'espace poral des sols

Chacune d'entre elles basée sur un principe différent possède

ses propres caractéristiques et son domaine d'application. Globalement, elles ne permettent pas de réaliser un bilan rigoureux des différents aspects de la porosité, mais constituent un ensemble cohérent dont les résultats complémentaires conduisent à une interprétation comparative des phénomènes. Ainsi la porosimétrie au mercure, par l'intermédiaire des spectres de porosité, a permis une approche de la micro- et mésoporosité qui s'est révélée particulièrement intéressante dans le cas des sols sur terrasses fluviatiles, tandis que l'analyse d'images, mieux adaptée à l'étude de la macroporosité, a été plus efficace dans la caractérisation de l'espace poral des sols sur arènes. A ce propos, cette dernière technique a permis d'aborder le problème de la **variabilité spatiale** de la porosité, problème particulièrement important à propos duquel une réflexion approfondie s'impose, puisqu'il concerne directement le fonctionnement hydrodynamique des sols. Quelle valeur interprétative peut-on attribuer par exemple dans ce domaine à la porosimétrie au mercure qui concerne des échantillons de l'ordre du cm^3 ? Il est probable que des techniques telles que la stéréologie et la morphologie mathématique permettront à l'avenir une meilleure appréhension de ces phénomènes.

Quant à l'étude micromorphologique, elle nous paraît tout-à-fait indispensable pour "observer" la réalité de l'espace poral et interpréter valablement les résultats qualitatifs et quantitatifs acquis à l'aide des deux techniques précédentes.

Dans le cadre de ce travail, les trois méthodes précitées ont été mises en oeuvre sur des échantillons séchés à l'air. Le système poral de ces derniers n'a donc été caractérisé qu'à un état physique donné, peu courant dans les conditions naturelles de terrain. Incontestablement, il s'agit là d'un réel inconvénient mais sans doute moins important dans le cas des matériaux riches en squelette étudiés ici que dans celui des matériaux argileux. La technique de lyophilisation permet maintenant de résoudre ce problème et d'entreprendre l'étude de l'espace poral des sols à différents états hydriques.

2 - La méthode du "profil porosimétrique" permet une analyse globale de la porosité des sols à différentes échelles

Un des objectifs de cette méthode est d'avoir voulu "concilier",

dans le domaine particulier de l'étude de l'espace poral des sols, l'approche naturaliste et la démarche expérimentale. Ainsi s'est-on efforcé de resituer, dans leur contexte naturel, certains travaux conduits sur modèles expérimentaux notamment dans le cadre du département de Science du Sol de l'I.N.R.A.

D'autre part, elle a permis d'aborder la notion de **transfert d'échelle**, puisque le système poral a été caractérisé à différents niveaux d'approche :

profil → horizon → ped → microped → "gâteau textural".

Ainsi,

- le profil de sol a fait l'objet d'une analyse verticale des différentes composantes de la porosité ;
- c'est au niveau de l'horizon qu'ont été précisées les valeurs respectives de ces différentes composantes, en particulier porosité texturale et porosité pédologique ;
- le ped et le microped ont été les unités morphologiques de référence sur lesquelles ont été réalisées non seulement une analyse approfondie de l'espace poral à l'aide des différentes techniques (micromorphologie, porosimétrie au mercure et analyse d'images), mais également une étude du phénomène de gonflement-retrait ;
- dans cette chaîne, le maillon "agrégat" a été absent de nos travaux, essentiellement à cause du caractère grossier des matériaux qui rendait son étude inopérante. Il est évident que celui-ci constitue un maillon important qui mérite d'être caractérisé ;
- enfin, le "gâteau" textural a permis de quantifier la porosité texturale et à travers elle, dans le cadre de cette étude, de mettre en évidence le rôle du squelette dans l'organisation des sols.

Au demeurant, cette méthode n'a pas la prétention de tout résoudre, loin de là. Il s'agit, essentiellement, d'une tentative pour essayer d'y voir un peu plus clair dans un ensemble complexe : l'espace poral du sol. D'ailleurs, elle présente deux principaux inconvénients qui ont déjà été évoqués et qu'il est bon de rappeler à ce stade.

- d'une part, elle n'est que quantitative et ne permet donc pas de distinguer les différents types de porosité et leur origine (fissurale, structurale ou biologique). Elle ne peut donc avoir une certaine valeur explicative qu'à condition d'être accompagnée d'examen pédologique et morphologique minutieux.

- d'autre part, elle caractérise le sol à un certain niveau d'humidité, celui de la mesure au champ et doit donc être complétée par une étude dynamique du phénomène de retrait-gonflement.

3 - L'organisation d'un sol est le reflet fidèle de son histoire

De ce point de vue, deux grandes catégories de sols peuvent être distinguées :

- **les sols sur arènes** issus de l'altération des roches silicatées en place dans lesquelles l'origine du système poral se situe dans les cavités de dissolution créées par l'**altération** des minéraux altérables de la roche-mère et le départ de matières qui l'accompagne. Il s'en suit que les caractéristiques de ces minéraux altérables (proportion, taille, forme, ...) induisent le type de porosité du sol, en particulier son importance, ses caractéristiques dimensionnelles et sa morphologie. Le squelette du sol constitué par les minéraux ayant résisté à l'altération ne vient, le plus souvent, qu'accentuer les différents caractères hérités.

Toutefois dans les sols sur roches métamorphiques où la pédogénèse est fortement influencée par le **pendage** des couches, deux situations extrêmes peuvent se présenter. Si la schistosité est sub-v verticale, le schéma général qui vient d'être présenté est maintenu, voire même amplifié par suite d'une lixiviation extrême des éléments. Si, au contraire, elle est sub-horizontale, on aboutit à une forte argilification du sol qui modifie complètement les caractéristiques de l'espace poral initial.

- **Les sols sur matériaux transportés** où l'organisation résulte spécifiquement à l'origine d'une mise en place des constituants selon un **assemblage de type stérique**, la pédogénèse lessivée venant par la suite sous nos climats tempérés modifier progressivement et de façon plus ou moins intense cette organisation initiale. Le squelette du sol **comporte** exclusivement les miné-

raux ayant résisté à l'altération, mais ceux-ci ont toujours subi les marques d'usure spécifique du mode de transport concerné. A vrai dire, nous n'avons pu établir ce schéma que pour les sols sur terrasses fluviatiles ; mais tout porte à croire qu'il reste valable dans le cas des sols développés sur matériaux marins ou éoliens. Il serait toutefois intéressant de le vérifier ultérieurement.

4 - **Chacune des caractéristiques du squelette d'un sol joue un rôle spécifique dans son organisation**

- Tout d'abord, la **nature minéralogique** des constituants qui, outre le rôle joué par les minéraux altérables que nous venons d'évoquer à propos des sols sur arènes, conditionne la forme des minéraux résistants, de type anguleux pour les quartz et feldspaths et aplati pour les micas.

- La **forme** des particules du squelette, dont le rôle constituait l'aspect essentiel qui avait présidé à la mise en oeuvre de ce travail, s'est avérée un critère très discriminant dans les modèles expérimentaux les plus simples. Toutefois, dans le cas général au niveau des matériaux naturels et des sols, son importance s'atténue à tel point que les valeurs de porosité sont du même ordre de grandeur dans les matériaux à squelette sub-anguleux ou sub-arrondis. En revanche, le facteur forme reste prépondérant pour les **matériaux micacés** où l'assemblage des plaquettes de micas engendre de très fortes porosités.

Ceci étant, sur le plan qualitatif, il est indéniable que la morphologie de l'espace poral est influencée par la forme des constituants, quel que soit le type de matériaux, dans la mesure où la proportion du squelette par rapport au plasma reste prédominante. C'est un aspect qu'il aurait été intéressant de développer davantage, notamment avec l'aide d'un analyseur d'images plus performant.

- La **taille** des éléments du squelette a peu d'incidence sur les valeurs de porosité. En revanche, elle conditionne directement les **caractéristiques dimensionnelles** du système poral. C'est sans doute, un des rôles fondamentaux joués par le squelette, puisqu'il est en rapport direct avec le comportement de l'eau dans les sols ; que celui-ci soit envisagé sur le plan pédologique (lessivage) ou agronomique (fonctionnement hydrique).

- Enfin, **l'étalement granulométrique** du squelette est un facteur **d'uniformisation**. Il aboutit toujours aux porosités les plus faibles et aux systèmes poraux les plus étalés en dimension. Son effet se manifeste dans de nombreux matériaux à texture équilibrée.

5 - Il existe une relation réelle entre l'état physique de l'espace poral d'un sol et son mode de fonctionnement physico-hydrigue

L'étude de la séquence de SEURRE, que nous avons choisie comme modèle naturel, a été sur ce plan très significative. Elle a permis, à travers l'analyse du système poral des horizons A_2 , d'une part de montrer l'évolution du phénomène de gonflement-retrait, et d'autre part de préciser la part de l'espace poral occupée par les phases liquide et gazeuse quand on passe d'un squelette sableux à un squelette limoneux. Elle a permis également de mettre en évidence le rôle de l'enrichissement en argile qui marque les horizons illuviaux par rapport aux horizons éluviaux.

Ainsi, ces divers phénomènes sont directement reliés aux **caractéristiques dimensionnelles** du système poral, c'est-à-dire et de façon plus globale, à l'importance respective de la **micro-, méso- et macroporosité**. C'est donc le fonctionnement hydrodynamique de trois importantes unités de sols typiques des grands bassins sédimentaires : sol sableux uniforme - sol sablo-limoneux et limono-sableux à profil peu différencié - sol limoneux à profil différencié, qui a pu être expliqué en faisant référence à l'ensemble des données précédentes.

*

* *

Ainsi donc, les résultats acquis au cours de ce travail ont apporté une contribution à la connaissance des sols où le squelette (graveleux, sableux ou limoneux) occupe une place importante dans l'ensemble des constituants. Cette contribution concerne essentiellement les caractéristiques d'organisation envisagées surtout à travers l'étude de l'espace poral, mais également le fonctionnement physique et hydrique de ces sols, qui sont très largement représentés aussi bien dans les régions de socles cristallins anciens que dans les plaines sédimentaires plus récentes.

REFERENCES BIBLIOGRAPHIQUES

- **ALESSANDRELLO E. , CONCARET J. , GUYOT J. ET PERREY C. (1976).** Circulation de l'eau en sols limoneux lessivés hydromorphes drainés. CR. Acad. Agric. p 364-373.
- **BENAVIDEZ R. (1971).** Mécanisme d'action du chaulage - Thèse 3e cycle - Fac. Sc. PARIS - 65 p.
- **BETREMIEUX R. (1971).** Réflexions à propos de la capacité au champ et de sa mesure. CR. 22e réunion GEPPA - INRA Départ. Sc. Sol - 41 p.
- **BLOT A. (1980).** L'altération climatique des massifs de granite du Sénégal. Travaux et documents ORSTOM - n°114, 434 p.
- **BOCQUIER G. (1980).** Cours de pédologie - Département des Sciences de la Terre - Université de PARIS VII.
- **BONFILS P. (1984).** Tournée pédologique pour la feuille de LODEVE à 1/100 000. Document SESCOF - INRA MONTPELLIER.
- **BOURDIER F. (1961).** Le Bassin du Rhône au quaternaire. Edit. CNRS - 2 tomes.
- **BOUZIGUES R. ET FAVROT J.C. (1984).** Analyse morphologique de la porosité des horizons Bg de deux sols lessivés à pseudogley. Contribution au diagnostic de leur comportement hydrique. Colloque AFES "Fonctionnement hydrique et comportement des sols". DIJON - p 41-54.
- **BREWER R. (1964).** Fabric and mineral analysis of soils. John Willey and Sons New-York. 470 p.
- **BRUAND A. (1985).** Contribution à l'étude de la dynamique de l'organisation de matériaux gonflants. Application à un matériau provenant d'un sol argilo-limoneux de l'Auxerrois. Thèse Université PARIS VII. Géologie Appliquée. 227 p.
- **BULLOCK P. , THOMASSON A.J. (1979).** Rothamsted studies of soil structure. II - Measurement and characterization of macroporosity by image analysis and comparison with data from water retention measurements. J. Soil sci (30). p 391-413.
- **BULLOCK P. ET MAC KEAGUE J.A. (1984).** Estimating air-water properties of a clay soil. Colloque "Fonctionnement hydrique et comportement des sols". DIJON - p 55-76.
- **CAILLEUX A. ET TRICART J. (1963).** Initiation à l'étude des sables et des galets. Centre de Documentation Universitaire 5, place de la Sorbonne - PARIS - 365 p.

- **CAMARA L. (1982).** Comportement hydrique et propriétés de gonflement macroscopique de mélanges d'argile - Thèse Univ. PARIS VI - 155 p.
- **CAMBIER PH. ET PROST R. (1982).** Etude des associations argile-oxyde : organisation des constituants d'un matériau ferrallitique - Agronomie 1 (9) - p 713-722.
- **CLAIR A. ET LENEUF N. (1971).** La plaine de la Saône - Données morphologiques, tectoniques et stratigraphiques. - Bull. AFES - n°4 - p 9-15.
- **CLAIR A. (1980).** Carte géologique de la partie nord de la Bresse. Echelle 1/250 000. Document INRA - Science du Sol - DIJON.
- **CHAUVEL A., PEDRO G. ET TESSIER D. (1976).** Rôle du fer dans l'organisation de matériaux kaoliniques - Etudes expérimentales. Sc. Sol. n°2 - p 101-113.
- **CHAUVEL A. (1977).** Recherches sur la transformation des sols ferrallitiques dans la zone tropicale à saisons contrastées. Evolution et réorganisation des sols de moyenne Casamance (Sénégal). Thèse - Travaux et documents ORSTOM n°62 530 p.
- **CHRETIEN J. (1971).** Essai de caractérisation des sables en tant que squelette minéral du sol. Ann. Agro. 22 (6). p 615-654.
- **CHRETIEN J. ET VERMI P. (1971).** Les sols de la Plaine de la Saône - Bull. AFES n°4 p27-43.
- **CHRETIEN J. (1976).** Carte pédologique de FRANCE à 1/100 000 - Feuille de DIJON -INRA - SESCOF - Carte et notice de 218 p.
- **CHRETIEN J. (1979).** Etude expérimentale de la porosité de mélanges sable-argile. Aspects micromorphologiques - Science du Sol - n°4 - p 333-353.
- **CHRETIEN J. (1982).** L'espace poral du sol : ses composantes, exemple d'une méthode d'étude - In "Comportement physique et mécanique des sols" - Séminaire du Département de Science du Sol. - INRA - p 9-24.
- **CHRETIEN J. ET BISDOM EBA (1983).** The development of soil porosity in experimental sandy soils with clay admixtures as examined by Quantimet 720 from BES1 and by other techniques. Geoderma 30 - p 285-302.
- **CHRETIEN J. (1985).** Evolution de l'espace poral des sols sableux et limoneux des terrasses du Val de Saône. Livret guide de l'excursion pré-congrès "Camargue - Vallée du Rhône - Bourgogne". Réunion Internationale de Micromorphologie des Sols - Paris - p 110-120.
- **CHRETIEN J. (1985).** Analyse et quantification de l'espace poral de trois sols sur granite et micaschistes - Comparaisons méthodologiques - 7e Réunion Internationale de Micromorphologie des Sols - Paris (à paraître).
- **COLLIER D. (1961).** Mise au point sur les processus de l'altération des granites en pays tempérés. - Ann. Agro. 12. p 273-331.
- **CONCARET J. (1981).** Analyse des principaux cas d'excès d'eau in - Drainage Agricole, théorie et pratique - Chambre Régionale d'Agriculture de Bourgogne. p 181-193.
- **Commission de Pédologie et de Cartographie des Sols. (1967).** Classification française des sols, travaux 1963-1967. 87 p.
- **CRECY (DE) J. , CONCARET J. , MUNIER O., LAVIELLE G. (1979).** Assemblage

- structural des sols et histoire des matériaux - CR Acad. Agric. FRANCE, p 1448-1452.
- **CRECY (DE) J. (1981).** Dynamique structurale et histoire du matériau in Drainage Agricole - Chambre Régionale d'Agriculture de Bourgogne - p 163-180.
 - **CURMI P. (1979).** Altération et différenciation pédologique sur granite en Bretagne. Etude d'une toposéquence - Thèse doct. ing. Université de RENNES - ENSA. 175 p.
 - **DAUTRIA J.M. (1970).** Contribution à l'étude de la dynamique pédologique de quelques éléments majeurs et mineurs en milieu granitique de la zone tempérée humide - Thèse 3e cycle, Fac. Sc. CLERMONT-FERRAND - 239 p.
 - **DEJOU J. (1966).** Le Massif de granite à 2 micas de LA PIERRE-QUI-VIRE (Yonne et Nièvre) - Etude pétrographique de ses différents faciès - Ann. Agro. 17 (2), p 99-141.
 - **DEJOU J. (1967).** L'altération des granites à 2 micas du Massif de la PIERRE-QUI-VIRE - Ann. Agro. - 18 (2) - p 145-201.
 - **DEJOU J. , GUYOT J. , PEDRO G. ET CHAUMONT C. (1971).** Etude sur le rôle du pendage dans l'évolution superficielle des roches schisteuses - Pédologie XXI, 3, p 343-359.
 - **DEJOU J. , GUYOT J. ET ROBERT M. (1977).** Evolution superficielle des roches cristallines et cristallophylliennes dans les régions tempérées. - Doc. INRA 460 p.
 - **DEPERET C. ET MAZERAN P. (1920).** Sur la Bresse Chalonnaise et ses terrasses quaternaires. - CR Acad. Sc. PARIS - t. 171, p 305-308.
 - **DUCCLOS G. (1977).** Schéma Directeur d'Aménagement et d'Urbanisme de l'Aire de SAINT-TROPEZ - Carte pédologique au 1/50 000 - Société du Canal de Provence et d'Aménagement de la Région Provençale - Le Tholonet.
 - **FAURE A. ET FIES J.C. (1972).** Etude expérimentale de la sensibilité à la compaction de matériaux meubles en fonction de leur composition granulométrique. Ann. Agron, 23 (3), p 317-332.
 - **FAURE A. (1981).** Réflexions sur le concept d'espace poral - Science du sol (2) p 161-167.
 - **FEDOROFF N. ET AUROUSSEAU P. (1981).** Micromorphologie des sols bruns acides sur matériaux granitiques. Can J. Soil Sci - 61 n°3 p 483-496.
 - **FIES J.C. (1971).** Recherche d'une interprétation texturale de la porosité des sols. Ann. Agron. 22 (6) - p 655-685.
 - **FIES J.C. , HENIN S. ET MONNIER G. (1972).** Etude de quelques lois régissant la porosité de matériaux meubles. - Ann. Agron. 23 (6). p 621-653.
 - **FIES J.C. (1978).** Porosité du sol : Etude de son origine texturale - Thèse Univ. Louis Pasteur, STRASBOURG - 139 p.
 - **FIES J.C. ET STENGEL P. (1981).** Densité texturale des sols naturels. I Méthode de mesure - II Eléments d'interprétation. Agronomie, 1 (8) - p 651-666.
 - **FIES J.C. (1983).** Répartition du volume des pores dans des assemblages argile-sque-

- lette à différents états hydriques : Etude expérimentale et modélisation - Colloque franco-polonais LUBLIN "Aspects agrophysiques et hydriques de l'amélioration des sols" - 16 p.
- **FIES J.C. ET STENGEL P. (1984).** Relations entre la constitution granulométrique et minéralogique et les caractéristiques de l'espace poral des sols - AFES - Livre jubilaire du cinquantenaire p 235-240.
 - **FIES J.C. (1984).** Analyse de la répartition du volume des pores dans les assemblages argile-squelette : comparaison entre un modèle d'espace poral textural et les données fournies par la porosimétrie au mercure - Agronomie, 4 (9), p 891-899.
 - **FLEURY R. (1982).** Carte géologique de la FRANCE à 1/50 000 - BRGM - Feuille de SEURRE - notice explicative - 38 p.
 - **FRESSE J.C. (1978).** Contribution à l'étude des formations superficielles détritiques de l'Est de la France. Les sols hydromorphes à profil différencié du bassin d'Autun - Thèse 3e cycle - Université de DIJON - 130 p.
 - **GUILLORE P. (1985).** Analyse et photographie au champ des lames minces. 9e Réunion Internationale de Micromorphologie des Sols - Paris (à paraître).
 - **GRAS R. (1969).** Considérations sur la porosité et l'étude des milieux poreux - Sc. du Sol, 2, p 79-91.
 - **GRIMALDI M. (1981).** Contribution à l'étude du tassement des sols : Evolution de la structure d'un matériau limoneux soumis à des contraintes mécaniques et hydriques. - Thèse ENSA RENNES - 220 p .
 - **HENIN S. , FEDOROFF A. , GRAS R. ET MONNIER G. (1960).** Le profil cultural . Principes de physique du sol. Soc. d'Ed. Ing. Agric. PARIS - 320 p.
 - **HENIN S. , CHAUSSIDON J. ET CALVET R. (1969).** Surface, forme, et croissance des minéraux des argiles- Bull. Groupe français des Argiles - t XXI p 31-45.
 - **HENIN S. , FIES J.C. ET MONNIER G. (1970).** Etude théorique de la porosité des matériaux meubles en fonction de leur composition granulométrique. CR. Acad. Sc. PARIS - t. 271 - p 1960-1963.
 - **HUMBEL F.X. (1976).** L'espace poral des sols ferrallitiques du Cameroun. Caractéristiques et comportements en relation avec les régimes hydriques et les bioclimats. Thèse - Université PARIS VI - 306 p.
 - **ISMAIL, SNA (1975).** Micromorphometric soil porosity characterization by means of electro-optical image analysis (Quantimet 720) - Neth. Soil Surv. Inst. Wageningen - Pap. 9 - 104 p.
 - **JAMAGNE M. (1973).** Contribution à l'étude pédogénétique des formations loessiques du Nord de la FRANCE - Thèse Faculté des Sciences Agronomiques de l'Etat (GEMBLOUX) Belgique - 445 p.
 - **JAMAGNE M. ET BEGON J.C. (1984).** Les sols lessivés de la zone tempérée - Apport de la pédologie française. AFES - Livre jubilaire du cinquantenaire - p 55-76.
 - **JONGERIUS A. ET al. (1972).** Electro-optical soil porosity investigation by means of Quantimet - B equipment - Geoderma, 7 (3/4) - p 177-198.

- **JONGERIUS A. ET BISDOM EBA (1981)**. Porosity measurements using the Quantimet 720 on backscattered electron scanning images of thin sections of soils - Colloque IWGSUS M, Wageningen - p 207-216.
- **JOURNAUX A. (1956)**. Les plaines de la Saône et leurs bordures montagneuses - Thèse - Université de CAEN - 525 p.
- **KHEYRABI D. ET MONNIER G. (1968)**. Etude expérimentale de l'influence de la composition granulométrique des terres sur leur stabilité structurale. Ann; Agron. 19 (2), p 129-152.
- **KOCHKO (DE) P. (1984)**. Caractérisation de la porosité des sols d'un vignoble septentrional (Saumur - Champagne). Essai d'application au comportement thermique de ces sols. Document Science du Sol n°363 - ENSA. Rennes - 32 p.
- **LE CALVEZ L. (1979)**. Genèse des formations limoneuses de Bretagne Centrale : Essai de Modélisation - Thèse 3e cycle Université de RENNES - 215 p.
- **LEGROS J.P. (1982)**. L'évolution granulométrique au cours de la pédogénèse. Approche par simulation sur ordinateur. Application aux sols acides sur matériaux cristallins en zone tempérée. Thèse - Université des Sciences et Techniques du Languedoc - MONTPELLIER - 430 p.
- **LESSARD L. (1985)**. Etude de l'organisation d'un sol argilo-limoneux - Modélisation de la conductivité hydraulique à partir des relations expérimentales teneur en eau-succion. Science du Sol - 2 - p 75-88.
- **LOPES ASSAD M. (1984)**. Essai d'appréciation de la porosité lombricienne d'un sol limono-sableux alluvial. Analyse méthodologique. DEA-ENSA Montpellier. Université des Sciences et Techniques du Languedoc - 50 p.
- **MAERTENS C. (1965)**. Deux méthodes de détermination de la densité du sol en place. Leur possibilité d'utilisation. Bull. AFES, 8, p 283-293.
- **MANICHON H. (1982)**. Influence des systèmes de culture sur le profil cultural : Elaboration d'une méthode de diagnostic basée sur l'observation morphologique. Thèse Doct. Ing. "Sciences Agronomiques" INA PARIS-GRIGNON.
- **MERIAUX S. , BALLEY F. ET CHRETIEN J. (1971)**. De l'influence de la Saône sur la granulométrie des sols de son bassin - C.R. Acad. Sc. PARIS - t. 273, p 1921-1924.
- **MEUNIER A. (1980)**. Les mécanismes de l'altération des granites et le rôle des microsystèmes. Etude des arènes du Massif granitique de PARTHENAY (Deux-Sèvres). Mémoire Soc. Géol. de FRANCE - n°140, 80 p.
- **MONNIER G. , STENGEL P. ET FIES 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 - Ann. Agron. 24 (5). p 533-545.
- **MURPHY C.P. , BULLOCK P. ET TURNER R.H. (1977)**. The measurement and characterization of voids in soil thin sections by image analysis - Part I - Principles and techniques - J. Soil Sci, 28 (3). p 498-508.
- **MURPHY C.P. ET BANFIELD C.F. (1978)**. Pore space variability in a sub-surface horizon of two soils - J. Soil Sci, 29, p 156-166.
- **MURPHY C.P. ET KEMP R.A. (1984)**. The over-estimation of clay and the under-estimation of pores in soil thin sections - J. Soil Sci, 35, p 481-495.

- **PEDRO G. ET CHAUVEL A. (1973).** Sur la nature et l'importance relative des principaux mécanismes intervenant dans le processus de lessivage pédologique C.R. Acad. Sc. Paris - T. 277 - p 1133-1136.
- **PEDRO G. (1982).** Pédologie et richesse chimique du milieu - Bull. Tech. Inf. 370-372 - p 547- 553.
- **PEDRO G. (1984).** La genèse des argiles pédologiques. Les implications minéralogiques, physico-chimiques et hydriques. Sci. Géol. Bull. STRASBOURG. 37, 4, p 333-347.
- **POWERS MC. (1953).** A new roundness scale for sedimentary particles. J. of sedimentary petrology - 23, 2, p 117-119.
- **RINGROSE - VOASE A.J. ET BULLOCK P. (1984).** Automatic recognition and measurements of soil pore types by image analysis and computer programs. J. Soil Sci, 35, p 673-684.
- **ROBIN AM, GUILLET B. ET DE CONINCK F. (1981).** Genèse et évolution des sols podzoliques sur affleurements sableux du Bassin Parisien - I - Rôle du matériau - Science du Sol - n°4, p 315-327.
- **ROUQUEROL F. (1968).** Texture des solides poreux ou divisés - Techniques de l'Ingénieur - Mesures et analyses - Tome III - P 3645, p 1-4.
- **SEDDOH F.K. (1973).** Altération des roches cristallines en Morvan (granites, granophyres, rhyolites). Etude minéralogique, géochimique et micromorphologique - Thèse Univ. de DIJON - 377 p.
- **SNEED ET FOLK R. (1958).** Pebbles in the lower Colorado River - J. of Géology - 66, p 114-150.
- **SOUCHIER B. (1971).** Evolution des sols sur roches cristallines à l'étage montagnard (Vosges) - Thèse Doct. Etat. Univ. Nancy I. 134 p.
- **STAPLE W.J. (1975).** The influence of size distribution on the bulk density of uniformly packed glass particles. Soil. Sci. Soc. Amer. Proc. 39 (3), p 404-408.
- **STENGEL P. (1979).** Utilisation de l'analyse des systèmes de porosité pour la caractérisation de l'état physique du sol in situ. Ann. Agron. 30 (1), p 27-51.
- **TESSIER D. ET PEDRO G. (1976).** Modalités de l'organisation des particules dans les matériaux argileux Sc. Sol - n°2 - p 85-99.
- **TESSIER D. , PEDRO G. ET CAMARA L. (1980).** Sur le comportement hydrique et l'évolution de l'organisation des argiles au cours de la dessiccation et de la réhumectation. - C.R. Acad. Sc. PARIS - t. 290 - série 0 - p 1169-1172.
- **TESSIER D. (1984).** Etude expérimentale de l'organisation des matériaux argileux. Hydratation, gonflement et structuration au cours de la dessiccation et de la réhumectation. Thèse - Université de PARIS VII - 360 p.
- **TOURET O. (1983).** Tassement textural. Etude expérimentale sur un matériau limoneux des modifications de l'espace poral consécutives à l'application d'une pression et à la réalisation de cycles d'humectation - dessiccation - ENSA RENNES - 20 p.
- **VACHIER R. , CAMBIER P. ET PROST R. (1979).** Structure d'un milieu poreux : la craie - Ann. Agron. 30 (3), p 247-263.

- **VAN OORT F. (1984).** Géométrie de l'espace poral, comportement hydrique et pédogenèse - Application à des sols sous prairie des Alpes du Nord (BEAU - FORTAIN). Thèse Doct. Ing. Géologie appliquée "INA PARIS-GRIGNON - 275 p.
- **VATAN A. (1967).** Manuel de sédimentologie - Editions Technip, PARIS - 395 p.
- **YONG Ahn, PARK, ORRIN H. ET PILKEY (1981).** Detrital mica : environmental significance of roundness and grain surface textures - Journal of Sedimentary Petrology - 51 (1), p 113-120.
- **ZIMMER D. (1981).** Etude expérimentale des modifications de certaines caractéristiques de l'espace poral d'un matériau sablo-argileux sous l'effet de contraintes - DEA - Université PARIS VII. 36 p.

A N N E X E S I

PRINCIPALES TECHNIQUES UTILISEES

1 - Lexique des principaux termes micromorphologiques utilisés

2 - Mesures volumiques de la porosité

3 - Porosimétrie au mercure

4 - Analyse d'images

5 - Mesure des surfaces spécifiques par perméamétrie

6 - Dispositif d'ultrafiltration

Annexe I-1

Lexique des principaux termes micromorphologiques

utilisés dans les descriptions des lames minces

(d'après Brewer, 1964)

I) Termes généraux

- **Grains du squelette** : grains individuels relativement stables ; ils ne sont pas facilement déplacés, concentrés ou remaniés par les processus de pédogénèse. Ils incluent les grains minéraux et les éléments résistants (siliceux et organiques) supérieurs à 2 μm .

- **Plasma** : c'est la fraction susceptible d'être (ou d'avoir été) déplacée, réorganisée et (ou) concentrée par les processus de pédogénèse. Elle inclut tous les matériaux minéraux et organiques de dimension colloïdale, et toute la fraction soluble, qui ne font pas partie des grains du squelette.

- **Assemblage** : constitution physique d'un sol (matériau pédologique) exprimée par l'arrangement spatial des particules solides (simples ou complexes) et des vides qui leur sont associés.

II) Les unités d'organisation

- **Ped** : un ped est un agrégat naturel consistant en un agglomérat de particules primaires. Il est séparé des agrégats voisins par des surfaces de moindre résistance identifiables à des vides naturels, ou par des cutanes.

- **Traits pédologiques** : unités reconnaissables dans un sol qui se distinguent du matériau environnant pour une raison quelconque telle que l'origine, des différences dans la concentration d'une fraction du plasma ou dans l'arrangement des constituants.

- **Matrice ou fond matriciel** : c'est le matériau que l'on trouve au sein d'agrégats primaires où apparaissent les traits pédologiques. La matrice comprend le plasma, les grains du squelette et les vides.

- **Cutane** : c'est une modification de la texture (au sens des pétrographes) de la structure, de l'assemblage sur des surfaces naturelles ; cette modification est due à la concentration de constituants particuliers du sol ou à une modification *in situ* du plasma. Les cutanes peuvent être composés de l'une quelconque des substances présentes dans le sol. Le plus souvent, ils constituent les revêtements argileux.

III) Les types de distribution relative squelette-plasma

C'est la distribution d'individus semblables par rapport à celle de groupes d'individus différents.

- **Type porphyrique** = à grains dispersés : le plasma apparaît comme une masse dense dans laquelle les grains du squelette sont disposés à la façon des phénocristaux dans une roche porphyrique.

- **Type aggloméroplasmique** = à grains libres : le plasma apparaît sous forme de remplissages lâches ou incomplets dans les espaces intergranulaires du squelette.

- **Type intertextique** = à grains empaquetés : les grains du squelette sont liés par des ponts intergranulaires du squelette ou empaquetés dans une masse poreuse.

- **Type granuleux** = à grains jointifs : pas de plasma ou bien il apparaît entièrement sous forme d'accidents pédologiques.

IV) Quelques types d'organisation du plasma

- **Type asepique** = plasma homogène. Dominance de domaines plasmiques anisotropes ou orientés les uns par rapport aux autres ; donc extinction tâchetée.

- **Type silasepique** : plasma homogène limoneux. Les classes dimensionnelles des particules sont largement étalées ; les limons sont relativement abondants.

- **Type sepique** : plasma hétérogène. Domaines anisotropes avec des types variés d'orientations préférentielles ; existence de séparations plasmiques à extinction striée.

- **insépique** : hétéroplasma en flots.

- **squelsépique** : hétéroplasma granomorphe.

- **omnisépique** : hétéroplasma enchevêtré. Le plasma tout entier présente une striation complexe.

V) Classification morphologique des vides

- **Vides d'entassement**. Ces vides proviennent de l'entassement statistique d'individus simples ou complexes. Ce sont généralement des orthovides irréguliers ou des métavides lissés, sphériques à ellipsoïdaux allongés. On distingue :

- les vides intergranulaires simples dus à l'entassement de grains simples,

- les vides intergranulaires complexes dus à l'entassement d'individus complexes (agrégats par exemple) non ajustés les uns aux autres.

- **Cavités**. Ce sont des vides relativement vastes, généralement irréguliers et séparés des autres vides de taille comparable. Ils peuvent être ortho- ou méta-. Les cavités sont parfois si irrégulières et nombreuses qu'elles se ramifient entre elles et l'on parle alors de cavités communicantes.

- **Chenaux**. Ils ont généralement une forme cylindrique, des parois lisses, une configuration régulière. Leur taille et leur forme en section sont relativement uniformes. Les chenaux peuvent être transpédaux ou intrapédaux.

- **Alvéoles**. Elles diffèrent des cavités par la régularité et le lissage de

leurs parois. Les alvéoles sont reliées par des chenaux et présentent généralement une forme caractéristique.

- **Fissures.** Ce sont des vides qualifiés de planaires d'après le rapport de leurs axes principaux.

Parmi les différents types de fissures, on distingue notamment les **craquelures** qui sont des vides fréquents dans beaucoup de sols où les agrégats s'ajustent les uns aux autres. Ce sont donc des vides intrapédiaux à configuration très variée mais que l'on peut rattacher à la forme planaire.

Annexe I-2

Mesures volumiques de la porosité

La détermination de la porosité d'un matériau nécessite la mesure de deux grandeurs : la densité de solide (ou densité absolue) et la densité apparente.

- La densité de solide a été mesurée à l'aide d'un pycnomètre à eau de Regnault sur les différents échantillons pulvérisés et après dégazage d'une demi-heure sous cloche à vide. Un double a toujours été effectué. La précision de cette méthode est très grande eu égard à celle des différentes méthodes de mesure de la densité apparente ; c'est pourquoi elle n'est pas intervenue dans les calculs d'erreur de porosité.

- La densité apparente a fait l'objet de deux types de mesure que nous présenterons maintenant.

1) Mesure de la densité apparente in situ

La densité apparente a été mesurée sur le terrain pour chacun des horizons des sols étudiés à l'aide d'un densitomètre à membrane (Pl. Annexe I - photo 1). Cet appareil sert à mesurer d'une façon rapide et précise le volume d'une cavité creusée dans le sol.

Principe de fonctionnement :

Le densitomètre est essentiellement constitué par un cylindre dans lequel coulisse un piston. Le cylindre est fermé à son extrémité inférieure par une membrane élastique. Le volume compris entre la membrane et le piston est rempli d'eau. Les opérations principales consistent à :

- fixer la base du densitomètre à l'aide de trois valets sur une surface plane horizontale préparée pour chacun des horizons à l'extrémité de la fosse pédologique :

- prendre le zéro, creuser la cavité en récupérant soigneusement le matériau pour le peser, remettre l'ensemble en place ;

- faire une nouvelle mesure qui, par différence avec la première, donne le volume.

Résultats :

Pour chacun des horizons, trois mesures ont été ainsi effectuées. La valeur moyenne obtenue représente la densité apparente de l'horizon qui a permis de calculer sa porosité totale.

Pour l'ensemble des résultats acquis (soit 50 déterminations), l'erreur-type de la moyenne des valeurs de porosité totale exprimée en

Annexe 1

Photo 1 :

Densitomètre à membrane



Photo 2 :

Analyseur d'images

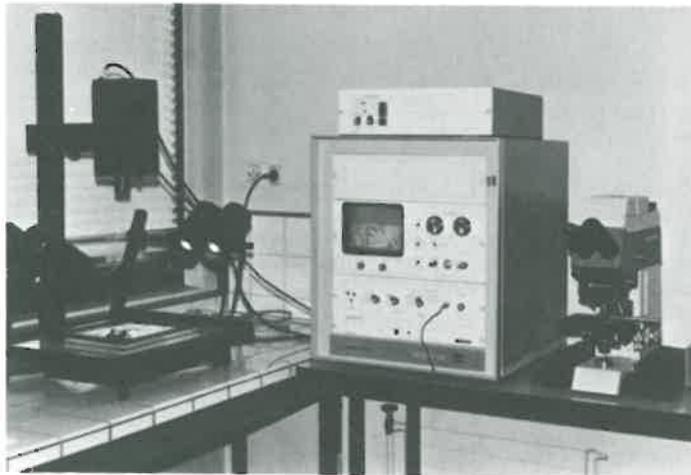
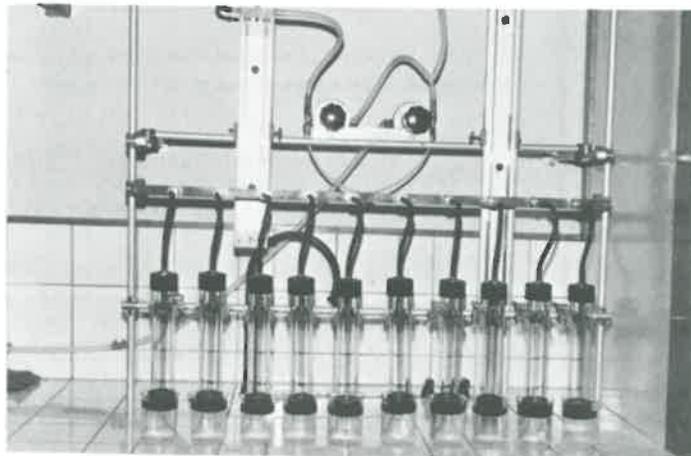


Photo 3 :

Dispositif d'ultrafiltration



indice des vides e est :

$$s \bar{x} = 2,14$$

II) Mesure de la densité apparente sur mottes

Elle a été effectuée sur les "gâteaux" fabriqués pour les mélanges argile-squelette et les matériaux naturels dans le but de déterminer la porosité texturale et sur les mottes humides et sèches pour l'obtention de la porosité pédique.

Principe : Dans toutes ces mesures, la densité apparente a été déterminée selon une technique mise au point par MAERTENS (1965). Les échantillons sont enrobés d'un vernis imperméable (80 % de trichloréthylène + 20 % de polystyrène) et plongés dans un bécher rempli d'eau placé sur le plateau d'une balance. On mesure ainsi le volume apparent selon le principe d'Archimède.

Mise en oeuvre : Pour ce qui concerne les mottes (peds), les prélèvements sont effectués sur le sol en place pour chacun des horizons en même temps que la mesure de la densité apparente au densitomètre à membrane. Dans le cas des mottes humides, les échantillons sont stockés dans des sacs en plastique fermés afin d'éviter l'évaporation et conservés au réfrigérateur jusqu'à la mesure au laboratoire qui doit se faire dans des délais assez courts (quelques jours).

En revanche, les échantillons destinés à la mesure de la densité apparente sur mottes sèches sont séchés à l'air pendant au moins un mois avant de réaliser la mesure.

On aurait pu craindre pour les matériaux très sableux et les arènes en particulier qu'une trop grande fragilité ne puisse permettre d'effectuer ce type de mesure dans de bonnes conditions. En fait, il n'en a rien été et les échantillons ont toujours présenté une cohésion suffisante pour la mise en oeuvre de la technique de MAERTENS.

Enfin, dans le cas des roches saines ou altérées, parfois très dures, les peds ont été obtenus par cassure au marteau.

Résultats

Pour chacun des mélanges, matériaux naturels remaniés ou horizons, trois mesures ont été effectuées.

L'erreur-type de la moyenne obtenue pour chaque type de porosité exprimée en indice des vides e est le suivant :

$$s \bar{x}$$

- porosité texturale (gâteaux)	0,68
- porosité sur mottes humides	1,16
- porosité sur mottes sèches	1,36

Annexe I-3

Porosimétrie au mercure

Principe

Lorsqu'un liquide non mouillant pénètre dans un capillaire de rayon r , la force qui s'oppose à sa pénétration est :

$$2 \pi r \gamma \cos \alpha$$

γ étant la tension superficielle du liquide et α l'angle de contact.

Si l'on force la pénétration en appliquant au liquide une pression P , le capillaire se remplira dès que :

$$\pi r^2 P = 2 \pi r \gamma \cos \alpha$$

ce qui donne : $P = \frac{2 \gamma \cos \alpha}{r}$

Cette relation (loi de Jurin) permet donc de déduire le rayon du capillaire de la pression qu'il faut appliquer au liquide pour qu'il y pénètre. En conséquence, si l'on dispose d'un appareillage permettant de relier la quantité de mercure qui a pénétré dans les pores à la pression appliquée, et à condition de connaître γ et α , on peut aisément tracer le spectre de porosité, c'est-à-dire la représentation graphique de la distribution du volume des vides en fonction de leur rayon.

En fait, c'est seulement dans le cas de pores ayant une forme régulière que r peut être calculé de façon rigoureuse. Dans le cas de système poreux quelconque comme celui d'un matériau-sol, on applique encore la formule précédente, ce qui conduit à définir un système de pores cylindriques équivalents, caractérisés par leur rayon r_{eq} , représentant en fait le rayon des constrictiones qui assurent les communications des pores entre eux.

Ainsi, en adoptant les valeurs des paramètres recommandés par le constructeur :

$$\gamma = 480 \text{ dynes/cm}$$

$$\text{et } \alpha = 141^\circ$$

On aboutit à la relation :

$$r_{eq} \text{ (Å)} \sim \frac{75\,000}{P \text{ (bars)}}$$

Dans la pratique, avec l'appareil utilisé (Carlo Erba), il est possible de prendre en compte un système de pores dont les rayons équivalents sont compris entre 80 μm et 35 Å.

Résultats

Nous présenterons les résultats pour l'ensemble des échantillons étudiés en utilisant deux types de courbes :

- la courbe représentant le volume cumulé de mercure qui pénètre dans l'échantillon en fonction du logarithme du rayon équivalent des pores ; l'ordonnée maximale de cette courbe pouvant permettre de calculer la **porosité** de l'échantillon prise en compte, soit, exprimée en indice des vides :

$$e = \frac{V_v}{V_s}$$

avec V_v = volume poral (ordonnée maximale de la courbe)

V_s = volume du solide = $1/d_s$ (densité du solide).

A ce sujet, une remarque d'ordre général s'impose : lorsque les tangentes aux extrémités de la courbe sont horizontales ou proches de l'horizontale, cela signifie que le volume poral auquel on a eu accès correspond effectivement au volume poral de l'échantillon compte tenu des limites techniques des mesures qui s'étalent rappelons-le entre $80 \mu\text{m}$ et 35 \AA . Si, au contraire, la courbe est nettement oblique, en particulier, au voisinage de l'axe des abscisses, cela veut dire qu'une partie de la porosité de l'échantillon n'a pas été prise en compte, celle qui correspond aux pores de rayon équivalent supérieur à $80 \mu\text{m}$ et plus la pente est forte, plus cette fraction peut être élevée.

- La courbe de répartition du volume poral en fonction des rayons r_{eq} ou **spectre de porosité** en portant en abscisses $\log r_{eq}$ et en ordonnées les dérivées de la courbe précédente $\frac{d V_p}{d \log r_{eq}}$.

Annexe I-4

Analyse d'images

1) Principe

L'analyseur d'images Omnicon Alpha 500 (Pl. Annexe I, photo 2) est un appareil modulaire dans lequel les fonctions principales sont exécutées par des modules individuels. Il permet l'analyse de lames minces placées directement sous le microscope ou de photogrammes situés sur un ensemble macroscopique à lumière incidente ou transmise. L'image d'un échantillon est reliée optiquement à la tête d'un scanner qui peut être monté indépendamment au sommet du microscope ou sur la potence de l'ensemble macroscopique. Le scanner transforme les signaux optiques en signaux vidéo analogiques qui sont transmis au module basique. La longueur des impulsions produites correspond aux interceptions des lignes de balayage des contours de la figure dans l'image analysée. Les contrôles de détection du niveau de gris permettent à l'utilisateur de déterminer la valeur du niveau de gris et les contours des figures à détecter.

2) Mesures et comptages

Le but principal d'un analyseur d'images est de réaliser des mesures de dimensions et des comptages sur des figures choisies sur une image. De plus, des mesures indirectes peuvent être tirées de la manipulation des résultats des comptages et des mesures basiques. Parmi les diverses mesures possibles, nous en avons retenu trois, qui paraissent les plus intéressantes pour notre étude, compte tenu des performances de l'appareil. Celles-ci excluent en particulier la mesure du périmètre des particules, sauf sur figure individuelle, donc toute quantification de leur forme. Ces trois mesures sont :

- **le comptage total des figures** : somme de toutes les figures discontinues sans tenir compte de la forme ;

- **le comptage cumulé ou "oversize"** : comptage du nombre de figures ayant des lignes horizontales de corde plus grandes que celles d'une dimension prédéterminée. Ce type de comptage permet une évaluation rapide de la distribution des dimensions des figures. Cependant, la distribution "oversize" doit être traitée avec précaution du fait que la mesure dépend de l'orientation. Si les figures sont orientées au hasard, ce qui est pratiquement toujours le cas, la distribution "oversize" ne correspondra pas exactement à la vraie distribution. Cette réserve est surtout importante dans le cas des figures allongées elle l'est beaucoup moins pour les figures de forme plus régulière ;

- **l'aire totale** : aire de toutes les figures détectées dans le champ.

Dans le cadre de ce travail où les figures analysées sont des vides :

- le comptage total détermine le **nombre de pores supérieurs à 30 µm** correspondant à une surface déterminée d'une lame mince de sol ;
- le comptage "oversize" propose une **répartition des pores par classes de taille** dont les limites sont déterminées par l'opérateur. La réserve précédente concernant l'orientation des figures s'applique essentiellement aux fissures et chenaux, beaucoup moins aux cavités et alvéoles ;
- le pourcentage d'aire, rapport de l'aire totale de toutes les figures détectées sur l'aire totale du champ donne une **détermination quantitative de la porosité en deux dimensions**. Si un nombre assez important de cadres sont analysés sur un même photogramme de lame mince, il est possible d'évaluer la **répartition spatiale de la porosité**.

3) Limites de la méthode

La caractérisation de l'espace poreux par l'analyse d'images à partir des lames minces de sol se heurte à trois difficultés majeures :

- Isolement des vides

L'image d'un sol au microscope est normalement complexe et la séparation des vides et des grains minéraux est souvent difficile. Par exemple, dans les lames minces, les grains minéraux à l'extinction et les vides apparaissent noirs entre nicols croisés. De même, en lumière polarisée dans un plan, les grains minéraux incolores comme les quartz et feldspaths et les vides apparaissent transparents. Cette difficulté de sélection des vides est d'autant plus préjudiciable que la qualité de l'analyse d'images dépend de l'obtention d'un contraste suffisant.

Pour remédier à ces inconvénients, nous avons abandonné l'analyse directe sous microscope au profit de celle de photogrammes obtenus par deux techniques différentes :

. superposition de documents photographiques obtenus sous agrandisseur avec différents types de faisceau, lumière polarisée, lumière naturelle et fond noir et des émulsions noir et blanc à gradation variable (GUILLLORE, 1985). Ces documents ont été réalisés au Département des Sols de l'INRA-PG pour les sols sur arènes. La porosité apparaît en noir sur fond blanc ;

. utilisation de colorants fluorescents ajoutés à la résine et photographie sous lumière UV. Ces documents ont été réalisés au Laboratoire des Sols de l'INRA à Rennes par P. CURMI pour les sols sur terrasses fluviales (SEURRE 2 et 4).

- Sélection du niveau de gris

En présence de vides qui n'ont pas toujours sur les lames minces de limites très précises ni fortement contrastées, c'est, en fait le choix du niveau de gris qui détermine les contours des images détectées.

Dans la première technique, ce choix est effectué par le photographe et la porosité apparaît strictement en noir avec des contours nets sur les photogrammes.

Dans la seconde technique, la sélection s'opère sur l'analyseur d'images, manuellement par l'opérateur ou de façon automatique.

- Taille minimale des pores

Celle-ci est imposée par l'épaisseur de la lame ($30\mu\text{m}$). En effet, pour qu'un pore soit détectable, il faut que sa taille fasse au moins deux fois $15\mu\text{m}$ (ISMAEL, 1975). Dans ces conditions, les résultats obtenus ne concernent que la macroporosité supérieure à $30\mu\text{m}$.

Sur le plan théorique, l'avantage de cette méthode se trouve dans l'appréciation directe de la taille réelle des pores, contrairement aux tailles équivalentes, mesurées par la porosimétrie au mercure. En revanche, son inconvénient principal résulte du fait que la porosité est mesurée dans un plan bidimensionnel et que la validité des résultats dépend largement de l'isotropie des matériaux étudiés (VAN OORT, 1984).

Annexe I-5

Mesure des surfaces spécifiques par perméamétrie

Principe

Lorsqu'un fluide de viscosité η s'écoule à travers un solide réparti sur une colonne de hauteur L et de section A , la pression du fluide subit entre les deux extrémités de la colonne une diminution Δp et le débit (exprimé en volume de fluide par unité de temps) est donné par la relation :

$$\Psi = \frac{KA}{\eta} \frac{\Delta p}{L}$$

K étant le coefficient de perméabilité du milieu.

En première approximation, on peut convenir de représenter le solide par une série de capillaires par lesquels s'écoule le fluide. Leur rayon moyen s'exprime ainsi après calcul :

$$r_m = k \frac{\text{volume des capillaires}}{\text{surface de la paroi des capillaires}}$$

L'application de la loi de Poiseuille à cet ensemble de capillaires conduit à l'équation de Kozeny donnant, dans le cas d'un écoulement visqueux, le débit d'un fluide à travers un lit de particules ;

$$\Psi = A \frac{1}{k\eta} \frac{\epsilon^3}{(1-\epsilon)^2} \frac{1}{S_E^2 \rho^2} \frac{\Delta p}{L}$$

avec exprimés en unités CGS :

ϵ : porosité accessible au fluide

ρ (g/cm) : masse volumique réelle du solide

Δp ($\frac{\text{dyne}}{\text{cm}^2}$) : perte de charge à travers la colonne

L (cm) : hauteur de la colonne

A (cm²) : section de la colonne

S_E (cm²) : surface externe spécifique des particules

η (poises) : viscosité du fluide

k : constante tenant compte de la forme et de la tortuosité des capillaires ; elle peut être évaluée expérimentalement à partir de solides connus, ainsi :

$k = 5,0$ pour des particules sphériques

$k = 3,1$ pour des fibres de verre parallèles au sens de l'écoulement
 $k = 6,0$ pour les mêmes fibres de verre perpendiculaires au sens de l'écoulement à condition d'exprimer $\Delta \rho$ en CGS.

Résultats :

On peut donc évaluer par perméamétrie la surface **externe** d'un solide divisé :

$$S_E^2 = \frac{l}{kK\eta} \frac{\epsilon^3}{(1-\epsilon)^2 \rho^2}$$

avec

$$K = \frac{L}{AH} \quad \text{si } H = \Delta \rho \text{ en CGS}$$

On peut en déduire également le **diamètre moyen équivalent** des particules supposées sphériques :

$$d_m = \frac{6}{\rho S_E}$$

Cette méthode est simple et facile à mettre en oeuvre. Elle convient très bien pour de grosses particules pour lesquelles la surface externe spécifique est inférieure à $0,1 \text{ m}^2/\text{g}$ soit un diamètre moyen supérieur à $10 \mu\text{m}$, ce qui est notre cas. Le fluide utilisé ici est l'eau.

La technique utilisée est sensiblement la même que celle du test de perméabilité de HENIN (1960). Toutefois, la toile filtrante employée doit être une toile de bluterie à maille très fine et insensible au gonflement (la toile de nylon très sensible au gonflement ne convient absolument pas). Les tubes de percolation sont remplis avec 100 g de sable mais par prises d'essai successives de 10 g pesées indépendamment, afin d'obtenir une meilleure régularité de dépôt (BENAVIDEZ, 1971). La charge d'eau doit être maintenue constante.

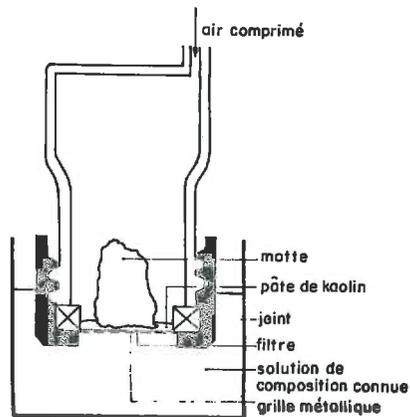
Afin de régulariser l'écoulement et pour éviter les variations de tension superficielle du goutte à goutte, un petit tube à essai retourné et soudé au becher est maintenu au contact de la toile filtrante.

On mesure le volume d'eau écoulé toutes les 10 minutes, par pesée, pendant une heure.

Annexe I-6

Dispositif d'ultrafiltration

Le dispositif que nous avons utilisé, mis au point par TESSIER (TESSIER et BERRIER, 1979), permet de réaliser les dessiccations et humectations pour les pF inférieurs à 3. Il s'agit d'un dispositif de filtration monté sur un tube de verre. A la base du tube, on dispose d'un support métallique sur lequel on place un filtre dont la taille des pores est compatible avec la pression qui est appliquée à l'intérieur du tube (point de bulle non atteint). L'échantillon est posé, non pas directement sur le filtre mais sur une mince couche de pâte de kaolin recouvrant celui-ci et qui assure la continuité du film d'eau. L'ensemble est plongé dans un béccher contenant de l'eau. A l'intérieur du tube, on fixe avec précision l'augmentation de pression P par rapport à la pression atmosphérique. Le dispositif permet, en soumettant les échantillons de sol à une pression pneumatique donnée de fixer la succion. Il est utilisable dans la gamme des pressions allant de 0,001 à 1 bar.



Toutes les mesures ont été effectuées à la température ambiante, en général proche de 20°C. Les écarts trop importants par rapport à cette valeur représentent, sans doute, une source d'erreur non négligeable.

Afin de conduire d'importantes séries de mesures, nous avons construit un appareillage fixe (conçu et monté par G. SANCHEZ (Pl. annexe 1-photo 3) comprenant 10 tubes fonctionnant en deux séries indépendantes de 5 tubes soumis à une pression donnée. Cette pression est contrôlée à l'aide de deux manomètres, l'un à mercure pour les pressions correspondant aux pF les plus élevés (3, 2,5 et 2), l'autre à eau pour les pressions correspondant aux pF les plus faibles (1,5 et 1).

Précision des mesures

Chaque mesure d'indice d'eau et d'indice des vides relative à un matériau donné et pour un pF donné a donc été effectuée sur une série complète de tubes, soit 5 échantillons.

Dans ces conditions, l'erreur-type de la moyenne sur les mesures d'humidité (exprimée en indice d'eau) et de porosité (exprimée en indice des vides) s'établit ainsi :

	$\frac{s}{\bar{x}}$
- humidité	1,42 (soit 0,60 en %)
- porosité	1,99

A noter que la précision des mesures est meilleure pour les faibles pF que pour les plus élevés en particulier pF3 où les risques de mauvais fonctionnement (formation de bulles) ne sont pas négligeables.

ANNEXES II

DONNEES COMPLEMENTAIRES

Tableau 1 : Densités de solide et densités apparentes des mélanges SABLES-ARGILE avec des populations sableuses de taille 100 - 160 μm .

Tableau 2 : Densités de solide et densités apparentes des mélanges SABLES-ARGILE avec des populations sableuses de taille 50 μm - 1 mm.

Tableau 3 : Porosités texturales des matériaux naturels étudiés en complément.

Tableau 4 : Porosités des mottes (peds) humides et sèches.

Tableau 5 : Evolution de l'indice d'eau et de l'indice des vides en dessiccation et humectation pour quatre horizons-types de la séquence de SEURRE.

Tableau 6 : Sols sur terrasses fluviales. Evolution de l'indice d'eau et de l'indice des vides au cours de la réhumectation.

Tableau 7 : Sols sur arènes. Evolution de l'indice d'eau et de l'indice des vides au cours de la réhumectation.

TABLEAU 1 : DENSITE DE SOLIDE ET DENSITE APPARENTE DES MELANGES SABLE - ARGILE AVEC DES POPULATIONS SABLEUSES

DE TAILLE 100 - 160 µm (en indice des vides e)

Populations	10 A		20 A		30 A		40 A		50 A		60 A		70 A	
	Ds	Da												
Billes	2,640	1,746	2,603	1,679	2,620	1,727	2,602	1,840	2,577	1,831	2,530	1,791	2,458	1,742
Bordeaux	2,667	1,462	2,621	1,510	2,578	1,521	2,610	1,653	2,559	1,787	2,600	1,742	2,508	1,768
Fontainebleau	2,667	1,590	2,627	1,579	2,600	1,663	2,535	1,714	2,535	1,795	2,603	1,813	2,605	1,730
Saône	2,647	1,565	2,561	1,548	2,603	1,610	2,550	1,680	2,529	1,721	2,538	1,796	2,464	1,757
Serre	2,586	1,409	2,559	1,480	2,573	1,490	2,564	1,618	2,510	1,718	2,548	1,672	2,434	1,657
Morvan	2,614	1,328	2,584	1,410	2,626	1,449	2,562	1,593	2,569	1,702	2,535	1,753	2,444	1,697
Vivaraïs	2,619	1,400	2,589	1,477	2,618	1,512	2,615	1,543	2,610	1,782	2,605	1,714	2,657	1,775
Maures	2,814	1,150	2,742	1,428	2,705	1,624	2,657	1,653	2,656	1,739	2,640	1,695	2,533	1,610

TABLEAU 2 : DENSITE DE SOLIDE ET DENSITE APPARENTE DES MELANGES SABLE - ARGILE AVEC DES POPULATIONS SABLEUSES

DE TAILLE 50 µm - 1 mm (en indice de vides e)

Populations	10 A		20 A		30 A		40 A		50 A	
	Ds	Da								
Billes	2,709	1,903	2,691	1,795	2,640	1,852	2,573	1,865	2,565	1,874
Fontainebleau	2,630	1,616	2,608	1,580	2,602	1,611	2,546	1,758	2,532	1,777
Saône	2,619	1,657	2,588	1,583	2,562	1,629	2,520	1,756	2,539	1,748
Serre	2,591	1,662	2,590	1,601	2,578	1,632	2,512	1,713	2,484	1,756
Morvan	2,617	1,590	2,579	1,519	2,570	1,559	2,511	1,658	2,503	1,709
Maures	2,770	1,510	2,689	1,563	2,667	1,507	2,597	1,630	2,581	1,738

Tableau 3 : Porosités texturales des matériaux naturels étudiés en complément.

SOLS SUR TERRASSES FLUVIATILES			SOLS SUR ARENES		
	Argile %	e		Argile %	e
ECHENON 1 (sableux)			SAINT-AGNAN 2		
Ap	8,6	40,5	A ₁	16,6	42,1
A ₂	9,3	38,1	A(B)	22,3	42,8
A ₂	11,2	39,5	(B)C	17,8	40,0
AB	14,5	40,6	C	12,9	40,1
B	17,8	38,7			
ECHENON 2 (sablo-limoneux)			SAULIEU 1		
Ap	9,9	40,6	Ap	13,0	36,8
A ₂	11,0	36,0	A ₁₂	13,9	32,5
AB	15,1	42,5	AC ₁	10,0	28,1
B ₁	18,2	44,3	C ₁	15,3	28,8
B ₂	21,9	44,0	C ₂	15,0	29,6
ECHENON 3 (limono-sableux)			SAULIEU 2		
Ap	15,4	43,3	A ₁	22,3	51,7
A ₂	19,9	44,7	A ₁₂	16,4	36,0
A ₂	20,6	43,3	(B ₁)	25,9	36,9
B ₁	25,4	38,6	(B ₂)	24,8	39,4
B _{2t}	32,4	36,1			
ECHENON 4 (limoneux)					
Ap	16,5	49,3			
A ₂	23,4	48,8			
A ₂ Bg	26,7	47,7			
B ₂ tg	38,2	41,7			
B _{3g}	36,4	43,4			

Tableau 4 : Porosité des mottes (peds)
à l'humidité au champ (mottes humides : MH)
et après séchage à l'air (mottes sèches : MS)

<u>Profils</u>	<u>MH</u>	<u>MS</u>	<u>Profils</u>	<u>MH</u>	<u>MS</u>
<u>VARENNES</u>			<u>SEURRE 1</u>		
A	46,2	44,2	Ap	48,8	54,2
(B)	39,8	35,2	A ₁₂	48,6	62,6
(B)C ₁	36,0	35,8	A ₂₁	51,6	66,5
C ₁	34,5	31,8	A ₂₂	54,7	64,6
			B _t	47,2	44,8
<u>St AGNAN</u>			<u>SEURRE 2</u>		
Ap	71,5	63,5	Ap	54,5	52,0
A(B)	71,3	65,8	A ₂	53,8	52,0
(B)	48,8	48,5	A ₂₃	46,4	43,3
(B)C	45,7	38,8	B ₁	46,2	44,9
C	38,1	36,6	B _{2t}	49,4	42,1
<u>ROCHEFORT</u>			<u>SEURRE 3</u>		
A ₁₁	76,4	67,3	Ap	60,8	52,1
A ₁₂	77,4	59,1	A ₂	55,4	50,4
A(B)g	60,3	48,7	A ₂ Bg	53,1	48,3
C ₁	34,5	23,8	B ₂	52,6	48,9
C ₂	31,2	23,0	B _t g	51,4	41,6
			B _t g		
<u>COUFFIN</u>			<u>SEURRE 4</u>		
A	92,4	88,6	Ap	46,0	45,1
A(B)	82,0	81,2	A ₂ g	53,0	49,0
(B)C	80,7	71,6	A ₂ Bg	57,2	49,2
C	63,7	59,9	B ₂ tg	61,5	54,7
			B ₃ g	56,2	44,7
<u>VERNEUIL</u>			<u>SEURRE 5</u>		
A	63,1	59,7	Ap	64,5	58,0
(B)	69,4	60,9	A ₂ g	61,5	54,5
(B)	68,2	57,8	II B ₁ g	65,4	50,2
(B)C	68,8	55,2	II B ₂ tg	72,0	48,3
C	77,8	68,8	II B ₃ g	53,7	43,0

Tableau 5 : Evolution de l'indice d'eau (θ) et de l'indice des vides (e) en dessiccation et humectation pour quatre horizons-types de la séquence de SEURRE.

	PF											
	1		1,5		2		2,5		3		5,8	
	θ	e										
SEURRE 2 hor. A ₂ en dessiccation	36,1	51,8	30,2	48,4	23,5	43,4	21,2	39,5	13,6	34,9	2,5	34,8
	43,6	50,5	30,5	47,2	30,7	45,6	21,4	38,8	12,7	38,9	2,1	34,8
SEURRE 2 hor. B _{2t} en dessiccation	35,3	48,7	33,8	43,4	28,6	42,2	25,1	42,3	23,9	39,6	3,1	38,1
	43,6	52,8	38,0	49,6	33,6	46,8	22,6	43,4	19,8	43,2	3,1	38,1
SEURRE 4 hor. A ₂ en dessiccation	55,8	64,9	50,6	62,1	48,7	61,5	45,7	58,9	36,0	54,1	2,8	47,9
	54,3	58,4	49,0	54,8	39,9	49,8	33,4	48,2	28,2	48,3	2,8	47,9
SEURRE 4 hor. B _{2t} en dessiccation	51,7	57,9	46,5	55,2	44,6	53,7	45,4	51,9	42,3	59,8	9,1	42,0
	57,5	59,1	52,0	57,4	45,6	56,7	42,4	48,9	33,6	45,2	9,1	42,0

Tableau 6 : Sols sur terrasses fluviales
Evolution de l'indice d'eau (θ) et de l'indice des vides (e)
au cours de la réhumectation

pF	1		1,5		2		2,5		3		5,8	
	θ	e										
SEURRE 1												
Ap (0 - 25 cm)	40,8	53,7	32,2	51,9	25,2	46,8	11,2	40,8	11,6	40,9	2,1	50,5
A ₁₂ (25 - 50 cm)	31,5	54,8	23,5	50,5	13,3	43,9	11,5	43,2	12,3	44,2	1,6	51,7
A ₂₁ (50 - 70 cm)	36,5	57,1	26,5	48,0	19,4	46,6	11,7	41,7	10,1	43,7	1,6	59,5
A ₂₁ (70 - 90 cm)	44,7	64,1	22,4	48,3			12,1	42,2	6,7	43,6	1,7	59,7
B ₁ (90 - 120 cm)	41,3	53,2	33,7	44,5	25,8	42,7	22,7	42,0	16,4	40,2	3,0	43,6
SEURRE 2												
Ap (0 - 30 cm)	41,0	49,2	31,3	45,0	24,5	42,3	20,8	40,6	12,9	39,5	1,0	39,1
A ₂ (30 - 50 cm)	43,6	50,5	30,5	47,2	29,5	45,6	21,4	38,8	12,7	38,9	2,1	38,4
A ₃ (50 - 70 cm)	43,0	54,3	41,2	54,0	36,7	50,0	27,4	46,2	24,6	42,7	3,7	41,3
B ₁ (70 - 90 cm)	44,5	56,3	41,6	51,2	33,1	48,7	30,6	45,4	27,8	41,7	4,8	39,6
SEURRE 3												
Ap (0 - 27 cm)	48,5	55,7	35,8	55,4	33,1	51,6	26,8	51,2	15,6	45,0	3,0	43,1
A ₂ (27 - 55 cm)	42,9	54,9	41,1	54,3	35,6	49,7	25,4	49,6	16,1	43,4	2,9	43,9
A ₂ Bg (55 - 75 cm)	47,8	57,0	41,7	53,7	41,5	53,7	29,7	50,7	21,7	48,8	3,3	47,4
B ₂ tg (75 - 90 cm)	53,7	61,7	43,8	56,0	37,9	55,8	32,5	51,4	22,9	46,4	6,0	46,2
B ₂ tg (90 - 110 cm)	52,1	54,8	42,6	51,1	35,8	49,3	34,4	45,0	21,9	42,9	6,7	42,3
SEURRE 4												
Ap (0 - 28 cm)	49,9	51,7	44,8	48,1	43,7	47,5	28,7	46,2	17,5	45,7	3,2	44,7
A ₂ g (28 - 45 cm)	54,3	58,4	49,0	54,8	39,9	49,8	33,4	48,2	28,2	48,3	2,8	47,9
A ₂ Bg (45 - 70 cm)	45,8	55,0	42,2	51,2	35,6	50,6	33,7	49,6	30,2	49,5	4,1	48,0
B ₃ g (90 - 110 cm)	54,0	56,0	47,0	51,6	45,7	50,9	44,1	48,8	30,5	45,7	7,9	41,3
SEURRE 5												
Ap (0 - 25 cm)	58,4	64,9	57,4	64,1	56,6	63,6	31,5	56,7	20,5	55,2	2,1	55,5
A ₂ g (25 - 40 cm)	54,3	60,0	49,1	58,6	48,3	58,0	31,1	50,7	19,5	49,1	2,5	49,6
IIB ₁ g (40 - 50 cm)	60,4	66,9	55,3	64,1	51,7	62,7	38,9	54,6	35,3	52,6	6,1	48,0
IIB ₂ tg (50 - 95 cm)	67,5	73,1	58,9	64,9	57,8	65,8	44,4	61,0	43,6	56,9	8,1	48,6
IIB ₃ g (95 - 110 cm)	63,7	65,8	55,7	60,7	50,6	55,3	48,4	55,8	32,2	42,4	7,8	35,8

Tableau 7 : Sols sur arènes.
Evolution de l'indice d'eau (θ) et de l'indice des vides (e)
au cours de la réhumectation

pF	1		1,5		2		2,5		3		5,8	
	θ	e	θ	e	θ	e	θ	e	θ	e	θ	e
St AGNAN												
Ap (0 - 25 cm)	46,8	62,3	44,0	57,6	39,4	53,9	35,0	51,2	33,5	50,6	4,2	47,6
A(B) (25 - 45 cm)	53,5	66,0	46,0	63,6	44,3	57,8	36,3	56,3	25,6	49,4	2,9	45,6
(B) (45 - 70 cm)	45,1	50,9	40,7	47,2	37,7	43,1	29,1	41,7	26,1	41,7	2,7	39,8
C (100 - 120 cm)	31,4	38,6	28,6	37,3			24,6	36,3	19,0	32,6	2,9	28,7
ROCHEFORT												
A ₁₁ (0 - 20 cm)	73,8	88,2	64,7	78,5			40,9	67,3	35,8	64,0	6,7	63,1
A ₁₂ (20 - 40 cm)	63,9	66,4	55,4	62,8	52,5	59,6	48,0	55,2	42,0	52,6	8,8	50,6
A(B) _g (40 - 60 cm)	54,6	56,7	49,9	55,6	42,1	48,8	33,9	44,8	30,1	44,6	4,4	44,6
(B) _g C (60 - 80 cm)	55,0	54,9	51,0	55,0	47,5	54,4	38,1	49,7	27,6	43,8	6,2	42,7
C ₁ (80 - 100 cm)	21,6	28,9	19,6	26,4	11,1	17,4	10,0	16,5	6,8	16,8	2,0	15,9
COUFFIN												
A (0 - 25 cm)	82,2	102,0	75,5	101,9	65,2	96,6	55,2	84,5	19,0	78,6	7,4	81,0
A(B) (25 - 50 cm)	65,7	85,4	61,6	84,5	43,8	81,9	34,0	77,2	32,4	76,2	3,9	76,6
C (80 - 120 cm)	87,3	99,9	58,8	86,8	34,3	83,7	29,5	68,4	15,8	59,5	1,7	58,9
VERNEUIL												
A (0 - 25 cm)	61,6	73,7	58,9	66,3	42,9	63,2	36,2	62,1	23,1	54,5	2,9	52,2
(B) (25 - 55 cm)	76,4	82,5	74,6	81,0	61,9	72,6	52,1	71,7	56,7	66,9	3,4	55,9
(B) _g C (55 - 80 cm)	65,6	67,8	52,9	63,4	45,5	55,2	35,4	53,8	30,5	52,3	2,0	49,2
C (80 - 110 cm)	64,1	69,5	56,6	68,9	50,6	66,9	38,1	65,8	33,6	64,4	3,2	59,2

TABLE DES MATIERES

SOMMAIRE	1
AVANT - PROPOS	3
INTRODUCTION GENERALE	7
PREMIERE PARTIE : PRESENTATION DES SOLS ETUDIES. CARACTERISATION DE LEUR ESPACE PORAL	13
INTRODUCTION : Choix des sites d'étude	14
CHAPITRE I : LES SOLS SUR ARENES	17
A) SOLS SUR GRANITE	
I) Présentation morphologique et micromorphologique	
a) Profil SAINT-AGNAN	18
b) Profil VARENNES	26
II) Etude et évolution des constituants	32
a) Caractéristiques granulométriques	
b) Comportement granulodynamique	
c) Les constituants argileux	34
III) Synthèse et interprétation	36
a) Au niveau du squelette	
b) Au niveau du plasma	38
c) Au niveau de l'organisation des constituants	
B) SOLS SUR ROCHES METAMORPHIQUES	40
I) Présentation morphologique et micromorphologique	
a) Sols sur micaschistes	
1) Profil COUFFIN	44
2) Profil VERNEUIL	48
b) Sols sur gneiss	52
Profil ROCHEFORT-MONTAGNE	
II) Etude et évolution des constituants	56
a) Caractéristiques granulométriques	
b) Comportement granulodynamique	
c) Les constituants argileux	
III) Synthèse et interprétation	60
a) Au niveau du squelette	
b) Au niveau du plasma	62
c) Au niveau de l'organisation des constituants	
C) CARACTERISATION DE L'ESPACE PORAL DES SOLS SUR ARENES	64
I) Détermination de la porosité totale	
a) Sols sur granite	65
b) Sols sur micaschistes	
c) Sols sur gneiss	68
II) Utilisation de la porosimétrie au mercure	69
a) Courbes de pénétration de mercure	
1) Allure générale des courbes	
2) Evaluation de la porosité au mercure	70
b) Spectres de porosité	72

III) Détermination de la macroporosité par l'analyse d'images	75
a) Valeurs de la macroporosité	
b) Distribution spatiale de la macroporosité	80
c) Répartition dimensionnelle des macropores	82
IV) Synthèse et interprétation	84
a) Comparaison des valeurs de porosité	85
b) Caractéristiques de l'espace poral	86
1) Sols sur granite	
2) Sols sur micaschistes	
D) TABLEAU DE SYNTHESE	90
CHAPITRE II : LES SOLS SUR TERRASSES FLUVIATILES	91
INTRODUCTION	
A) LA SEQUENCE DE SEURRE	
I) Cadre général de l'étude	
II) Présentation de la séquence	93
III) Etude des profils types : données morphologiques, micro-morphologiques et analytiques	96
a) Profil SEURRE 1	
b) Profil SEURRE 2	100
c) Profil SEURRE 3	106
d) Profil SEURRE 4	108
e) Profil SEURRE 5	112
IV) Intérêt de cette séquence : un modèle in situ	114
a) Sur le plan granulométrique	
b) Sur le plan pédologique	116
c) Sur le plan hydrodynamique	117
B) CARACTERISATION DE L'ESPACE PORAL DES SOLS DE LA SEQUENCE DE SEURRE	117
I) Mesures de terrain	
II) Utilisation de la porosimétrie au mercure	118
a) Horizons A ₂	
1) Courbes de pénétration du mercure	120
2) Spectres de porosité	121
b) Horizons B _{2t}	122
1) Courbes de pénétration du mercure	
2) Spectres de porosité	124
c) Conclusion	126
III) Détermination de la macroporosité par l'analyse d'images	128
a) Valeurs de la macroporosité	
b) Répartition dimensionnelle des macropores	132
IV) Synthèse et interprétation	136
a) Comparaison des valeurs de porosité	
b) Caractéristiques de l'espace poral	138
1) Sol sur sable	
2) Sol sur sable limoneux	
3) Sol sur limon sableux	140
4) Sol sur limon	
5) Sol sur limon fortement différencié	141
C) SCHEMA DE SYNTHESE	142
CONCLUSIONS	143

DEUXIEME PARTIE : ETUDE DE LA POROSITE TEXTURALE DONNEES EXPERIMENTALES	147
CHAPITRE III : LA POROSITE DE SYSTEMES SABLEUX EXPERI- MENTAUX "SQUELETTE SEUL"	151
A) CARACTERISATION DES POPULATIONS SABLEUSES ETUDIEES	
I) Nature et taille des populations	
a) Nature	
b) Taille	
II) Constitution minéralogique	152
a) Méthode	
b) Résultats et commentaires	
III) Caractérisation morphologique	157
a) Définitions et méthodes	
b) Observation morphoscopique	
c) Etude morphométrique	
d) Discussion	
IV) Caractérisation physique	165
a) Densité de population	
b) Volume spécifique et volume moyen élémentaire	
c) Surface spécifique et surface moyenne élémentaire	
1) Rôle de la forme	
2) Influence de la densité de population	
B) ETUDE DE LA POROSITE DES MASSIFS SABLEUX	174
I) Définitions	
II) Mesures de densités	
III) Présentation des résultats	175
a) Porosité "sans tassement"	
b) Porosité "avec tassement"	
c) Porosité "à l'état humide"	
IV) Discussion	177
C) SYNTHESE ET CONCLUSIONS	181
CHAPITRE IV : LA POROSITE DE SYSTEMES EXPERIMENTAUX "SQUELETTE-PLASMA"	185
INTRODUCTION	
A) PRESENTATION DES MODELES EXPERIMENTAUX	186
I) Matériaux d'étude	
a) Sables	
b) Argile	
II) Modalités expérimentales	189
a) Préparation des échantillons	
b) Détermination de la porosité	
c) Etude micromorphologique	
B) ETUDE DE LA POROSITE DES MELANGES SABLE-ARGILE	191
I) Présentation de l'ensemble des résultats	
a) Mélanges avec sables 100 - 160 μm	
b) Mélanges avec sables 50 μm - 1 mm	
c) Incidence de l'étalement granulométrique des popu- lations sableuses	
II) Essai d'interprétation des courbes de porosité	196
a) Utilisation des lois d'association de particules	
b) Utilisation des données de la porosité matricielle du squelette	
c) Discussion - analyse micromorphologique de l'organisation des mélanges	
1) Mélanges de 0 à 10 % d'argile	

2) Mélanges de 10 à 30 % d'argile	
3) Mélanges de 30 à 50 % d'argile	
4) Mélanges au-delà de 50 % d'argile	205
C) CONCLUSION	
CHAPITRE V : LA POROSITE TEXTURALE DES MATERIAUX NATU- RELS ETUDIES "SYSTEME SQUELETTE-PLASMA"	209
A) PRESENTATION DES RESULTATS	
I) Définition	
II) Résultats et commentaires	
B) COMPARAISON AVEC LES RESULTATS DES MODELES EXPERIMENTAUX	211
I) Analyse des résultats	
II) Etudes complémentaires et essai d'interprétation	212
a) Incidence du mode de préparation	
b) Incidence de l'argile	
c) Incidence du squelette	
III) Conclusion	217
CONCLUSIONS	218
TROISIEME PARTIE : UNE NOUVELLE APPROCHE DE LA POROSITE DES SOLS - LES PROFILS POROSIMETRIQUES	221
INTRODUCTION	
CHAPITRE VI : PRESENTATION ET UTILISATION DES PROFILS POROSIMETRIQUES	223 225
A) METHODE D'ETUDE DES COMPOSANTES DE LA POROSITE	
I) L'unité morphologique de référence : le ped	
II) Détermination des composantes de la porosité. Etablis- sément du profil porosimétrique	228
B) ANALYSE DES PROFILS POROSIMETRIQUES DES SOLS SABLEUX ETUDIES	231
I) Allure générale	
II) Cas particuliers	234
a) Sol sur sable pur : SEURRE 1	
b) Sol sur micaschistes à pendage horizontal : VERNEUIL	
C) EVOLUTION QUANTITATIVE DE LA POROSITE DE L'ELEMENT DE REFERENCE (PED)	236
I) Sols sur arènes	
a) Evolution de la porosité de la roche à l'arène	
b) Evolution de la porosité dans les horizons pédologiques	
II) Sols sur matériaux transportés	239
D) CONCLUSION	240
CHAPITRE VII : LES COMPOSANTES DE LA POROSITE	243
INTRODUCTION	
A) LA POROSITE TEXTURALE - NATURE ET SIGNIFICATION	244
I) Intérêt et limites	
II) Présentation des résultats	246
a) Sols de transport	
b) Sols sur arènes	

B) LA POROSITE PEDOLOGIQUE ET SES COMPOSANTES	249
I) Présentation des données globales	
a) Sols de transport	
b) Sols sur arènes	
II) Etudes des différentes composantes de la porosité pédologique	250
a) Importance respective	
b) La porosité interpédique	
c) La porosité de retrait	
d) La porosité intrapédique	
C) CONCLUSION : Parts respectives des porosités texturale ou d'arénisation et de la porosité pédologique dans les sols sableux étudiés	256
CHAPITRE VIII : COMPORTEMENT DU PED - ETUDE DE LA REHU- MECTATION ET DU GONFLEMENT	259
INTRODUCTION	
A) METHODE D'ETUDE	260
I) Principe	
II) Conditions d'application	261
a) Rôle de la taille des échantillons	
b) Rôle de l'état hydrique initial	
III) Conclusion	264
B) COMPORTEMENT HYDRIQUE DES MATERIAUX LORS DE LA REHUMECTATION	266
I) Présentation des données concernant les différents types de sols étudiés	
a) Sols de la séquence de Seurre	
1) Analyse des courbes d'indice d'eau et d'indice des vides	
2) Interprétation	
b) Sols sur arènes	
1) Analyse des courbes d'indice d'eau et d'indice des vides	
2) Interprétation	
II) Conséquences sur les propriétés hydriques des sols	277
a) Sols sur terrasses fluviales	
1) Sol sableux pur	
2) Sols sablo-limoneux et limono-sableux à profil peu différencié	
3) Sols limoneux à profil différencié	
b) Sols sur arènes	
1) Sol sur granite	
2) Sol sur gneiss	
3) Sols sur micaschistes	
C) EVOLUTION DE LA POROSITE EN FONCTION DES CONTRAINTES HYDRIQUES	282
I) Présentation et analyse des courbes de gonflement	283
a) Sols sur terrasses fluviales	
b) Sols sur arènes	
II) Conséquences sur le comportement physique des sols	288
a) Comportement à pF 3	
b) Comportement à pF 1	
c) Comportement à l'instant du prélèvement	
CONCLUSIONS	298

QUATRIEME PARTIE : DISCUSSION GENERALE ET SYNTHESE	301
INTRODUCTION	303
CHAPITRE IX : ASPECTS METHODOLOGIQUES	305
I) Présentation des objets de référence	
a) Le sol	
b) Le ped	
c) Le squelette sableux	
II) Méthode d'étude de la porosité	307
a) Le profil porosimétrique	
b) Les composantes de la porosité	
1) La porosité d'assemblage	
2) La porosité pédologique	
c) Le comportement dynamique du ped	
d) Conclusion	
III) Analyse comparative critique des données de la porosité obtenues par les différentes techniques de mesure	312
a) Valeurs de la porosité	
b) Distribution dimensionnelle de l'espace poral	
c) Conclusion	
CHAPITRE X : LES GRANDS TRAITES DE LA MISE EN PLACE DE LA POROSITE DES SOLS. APPLICATION AUX SOLS SABLEUX	319
I) Sols sur arènes	
a) Les différentes étapes de l'évolution	
b) Les phénomènes mis en jeu	
c) Développement et évolution de l'espace poral	
1) Evolution quantitative de la porosité	
2) Evolution de la nature et de la morphologie des pores	
II) Sols sur terrasses fluviales	324
a) Mise en place et évolution pédologique	
b) Développement de l'espace poral	
1) Evolution quantitative de la porosité	
2) Evolution de la nature et de la morphologie des pores	
3) Evolution de la taille des pores	
III) Conclusion	328
CHAPITRE XI : ROLE GENERAL DU SQUELETTE	331
I) Caractérisation du squelette des sols	
a) Origine	
b) Nature	
c) Forme	
d) Taille	
e) Etalement granulométrique	
f) Conclusion	
II) Rôle du squelette dans l'organisation des sols	337
a) Incidence de la nature des minéraux primaires	
b) Rôle de la forme des particules sableuses	
1) Dans les modèles expérimentaux	
2) Dans les matériaux naturels	
c) Rôle de la taille du squelette	
d) Incidence de l'étalement granulométrique du squelette	
e) Conclusion	

II) Rôle du squelette dans le comportement physique et hydrique des matériaux et des sols	345
a) Introduction	
b) Incidence de la nature des minéraux	
c) Rôle de la taille des particules	
d) Influence de l'étalement granulométrique	
IV) Conséquences sur le fonctionnement hydrodynamique des profils	350
a) Sols sur matériaux de transport	
b) Sols sur arènes	
CONCLUSIONS GENERALES	355
REFERENCES BIBLIOGRAPHIQUES	361
ANNEXES I : Principales techniques utilisées	369
ANNEXES II : Données complémentaires	387
TABLE DES MATIERES	397
Liste des annexes	404
Liste des planches photographiques	405
Liste des photographies	406
Liste des figures	407
Liste des tableaux	410

LISTE DES ANNEXES

ANNEXES I : PRINCIPALES TECHNIQUES UTILISEES

361

- 1 - Lexique des principaux termes micromorphologiques utilisés
- 2 - Mesures volumiques de la porosité
- 3 - Porosimétrie au mercure
- 4 - Analyse d'images
- 5 - Mesure des surfaces spécifiques par perméamétrie
- 6 - Dispositif d'ultrafiltration

ANNEXES II : DONNEES COMPLEMENTAIRES

369

Tableau 1 : Densités de solide et densités apparentes des mélanges SABLES- ARGILE avec des populations sableuses de taille 100 - 160 μm

Tableau 2 : Densités de solide et densités apparentes des mélanges SABLES-ARGILE avec des populations sableuses de taille 50 μm - 1 mm

Tableau 3 : Porosités texturales des matériaux naturels étudiés en complément

Tableau 4 : Porosités des mottes (peds) humides et sèches

Tableau 5 : Evolution de l'indice d'eau et de l'indice des vides en dessiccation et humectation pour quatre horizons types de la séquence de SEURRE

Tableau 6 : Sols sur terrasses fluviales. Evolution de l'indice d'eau et de l'indice des vides au cours de la réhumectation

Tableau 7 : Sols sur arènes. Evolution de l'indice d'eau et de l'indice des vides au cours de la réhumectation

LISTE DES PHOTOGRAPHIES

Photo I - 1 : Profil SAINT-AGNAN	21
Photo I- 2 : La carrière de VARENNES	26
Photo I - 3 : La carrière de COUFFIN	41
Photo I - 4 : Profil COUFFIN	45
Photo I - 5 : Profil VERNEUIL	49
Photo II - 1 : Profil SEURRE 2	103
Photo II - 2 : Profil SEURRE 4	103

LISTE DES FIGURES

Fig. I - 1 : Histogrammes de la granulométrie des sols sur granite	33
Fig. I - 2 : Trajets granulométriques des sols sur granite	35
Fig. I - 3 : Diagrammes de rayons X des sols sur granite	37
Fig. I - 4 : Histogrammes de la granulométrie des sols sur roches métamorphiques	57
Fig. I - 5 : Trajets granulodynamiques des sols sur roches métamorphiques	59
Fig. I - 6 : Diagrammes de rayons X des sols sur roches métamorphiques	61
Fig. I - 7 : Sols sur arènes - Courbes de porosité totale in situ	67
Fig. I - 8 : Courbes de pénétration du mercure des principaux horizons des sols sur granite et micaschistes	71
Fig. I - 9 : Spectres de porosité - SAINT-AGNAN	72
Fig. I - 10 : Spectres de porosité - COUFFIN	73
Fig. I - 11 : Spectres de porosité - VERNEUIL	74
Fig. I - 12 : Distribution spatiale de la macroporosité dans les sols sur granite et micaschistes	81
Fig. I - 13 : Courbes de répartition dimensionnelle des macropores dans les sols sur granite et micaschistes	83
Fig. II - 1 : Courbes cumulatives des cinq types granulométriques des terrasses de Saône	92
Fig. II - 2 : Extrait de la carte pédologique de France à 1/100 000 - Feuille de Dijon (minute 1/25 000)	94
Fig. II - 3 : Séquence de Seurre (extrait de la carte pédologique - Seurre 1/50 000)	95
Fig. II - 4 : Diagrammes de rayons X - Horizons B des profils SEURRE 2 et 4	102
Fig. II - 5 : Histogrammes de la granulométrie des horizons A ₂ et B _{2t} des sols de la séquence de SEURRE	115
Fig. II - 6 : Séquence de SEURRE - Courbes de porosité totale in situ	119
Fig. II - 7 : Courbes de pénétration du mercure des horizons A ₂ des sols de la séquence de SEURRE	120

Fig. II - 8 : Spectres de porosité des horizons A ₂ des sols de la séquence de SEURRE	123
Fig. II - 9 : Courbes de pénétration du mercure des horizons B _{2t} des sols de la séquence de SEURRE	124
Fig. II - 10 : Spectres de porosité des horizons B _{2t} des sols de la séquence de SEURRE	125
Fig. II - 11 : Courbes de distribution dimensionnelle des macropores - Profil SEURRE 1	133
Fig. II - 12 : Courbes de distribution dimensionnelle des macropores - Profil SEURRE 2	134
Fig. II - 13 : Courbes de distribution dimensionnelle des macropores - Profil SEURRE 4	135
Fig. II - 14 : Présentation schématique des sols de la séquence de SEURRE	142
Fig. III - 1 : Charte visuelle pour l'estimation de l'arrondi et la sphéricité des grains de sable	158
Fig. III - 2 : Histogrammes de fréquence des particules sableuses en fonction des valeurs d'indice de sphéricité et d'arrondi	161
Fig. III - 3 : Dimensions maximales des particules sphériques, cubiques et aplaties qui traversent la maille du tamis	168
Fig. III - 4 : Relations entre la surface spécifique et la densité de population	173
Fig. III - 5 : Relations entre les porosités " sans tassement " et " avec tassement " et le volume moyen élémentaire	179
Fig. III - 6 : Types d'assemblage de sphères et porosités correspondantes	180
Fig. IV - 1 : Histogrammes de la distribution granulométrique des populations sableuses (50 µm - 1 mm)	187
Fig. IV - 2 : Diagrammes de rayons X du sol d'Epoisses (hor. B)	189
Fig. IV - 3 : Porosité des mélanges sables-argile	193
Fig. IV - 4 : Porosités obtenues avec les lois d'association de particules	199
Fig. IV - 5 : Porosité matricielle du squelette sableux pour quatre populations caractéristiques	201
Fig. IV - 6 : Schéma d'enrobage de l'argile	204
Fig. IV - 7 : Délimitation des classes de texture sur un diagramme triangulaire - GEPPA - 1966	206

Fig. V - 1 : Porosités texturales des matériaux naturels	210
Fig. VI - 1 : Le profil porosimétrique et les composantes de la porosité	229
Fig. VI - 2 : Les profils porosimétriques - Sols sur arènes	233
Fig. VI - 3 : Les profils porosimétriques - Sols sur matériaux de transport	235
Fig. VII - 1 : Histogrammes des composantes de la porosité des sols	251
Fig. VIII - 1 : Représentation schématique des courbes d'indice des vides (e) et d'indice d'eau (θ) montrant l'évolution de la porosité et son occupation par l'air et par l'eau	260
Fig. VIII - 2 : Courbes de dessiccation et de réhumectation obtenues à partir des matériaux des horizons A ₂ et B ₂ t de deux sols de la séquence de SEURRE	265
Fig. VIII - 3 : Evolution de l'indice d'eau (θ) et de l'indice des vides (e) au cours de la réhumectation - Sols de la séquence de SEURRE	268
Figure VIII - 4 : Evolution de l'indice d'eau (θ) et de l'indice des vides (e) au cours de la réhumectation - Sols sur arènes	274
Fig. VIII - 5 : Courbes de gonflement - Sols sur terrasses fluviales	285
Fig. VIII - 6 : Courbes de gonflement - Sols sur arènes	287
Fig. IX - 1 : Représentation schématique sur le profil porosimétrique des composantes de la porosité et des diverses caractérisations effectuées.	313
Fig. IX - 2 : Schéma comparatif du domaine d'application de chacune des techniques utilisées dans la caractérisation de la porosité des sols	314
Fig. X - 1 : Représentation schématique de l'évolution du système poral des sols sur granite	325
Fig. XI - 1 : Représentation schématique de l'évolution du volume apparent (1 + e) et des composantes du volume (solide, eau, air) au cours de la réhumectation depuis pF 5,8 jusqu'à pF 1 dans les trois grands types de matériaux sable, limon et argile - Rôle de la taille des particules	347
Fig. XI - 2 : Représentation schématique de l'évolution du volume apparent (1 + e) et des composantes du volume (solide, eau, air) au cours de la réhumectation depuis pF 5,8 jusqu'à pF 1 dans les principaux types de matériaux rencontrés dans la séquence de SEURRE. Influence de l'étalement granulométrique.	351
Fig. XI - 3 : Représentation schématique de l'évolution du volume apparent (1 + e) et des composantes du volume (solide, eau, air) au cours de la réhumectation depuis pF 5,8 jusqu'à pF 1 dans les horizons (B) ou A(B) et C des sols sur arènes	353
Fig. Annexe I - 6 : Dispositif d'ultrafiltration utilisé pour les pF < 3.	384

LISTE DES TABLEAUX

Tableau I-1 : Caractéristiques physico-chimiques du profil Saint-Agnan	21
Tableau I-2 : Caractéristiques physico-chimiques du profil Varennes	29
Tableau I-3 : Rapport squelette (graviers + sables + limons)/argile dans les différents horizons des 2 sols sur granite	39
Tableau I-4 : Caractéristiques physico-chimiques du profil Couffin	45
Tableau I-5 : Caractéristiques physico-chimiques du profil Verneuil	49
Tableau I-6 : Caractéristiques physico-chimiques du profil Rochefort	53
Tableau I-7 : Rapports squelette (graviers + sables + limons)/argile dans les différents horizons des sols sur roches métamorphiques	62
Tableau I-8 : Valeurs de la macroporosité (pores supérieurs à 30 µm) des principaux horizons des profils SAINT-AGNAN, COUFFIN et VERNEUIL	76
Tableau I-9 : Comparaison des valeurs de porosité obtenues sur les principaux horizons de SAINT-AGNAN, COUFFIN et VERNEUIL avec les trois méthodes utilisées : densitomètre à membrane, porosimétrie au mercure et analyse d'images	85
Tableau I-10 : Synthèse des principales caractéristiques des sols sur arènes	90
Tableau II-1 : Caractéristiques moyennes des cinq types granulométriques des matériaux des terrasses de la Saône	93
Tableau II-2 : Caractéristiques physico-chimiques du profil Seurre 1	97
Tableau II-3 : Caractéristiques physico-chimiques du profil Seurre 2	101
Tableau II-4 : Caractéristiques physico-chimiques du profil Seurre 3	107
Tableau II-5 : Caractéristiques physico-chimiques du profil Seurre 4	109
Tableau II-6 : Caractéristiques physico-chimiques du profil Seurre 5	113
Tableau II-7 : Rapports sable/limon dans les horizons A ₂ et B _{2t} des sols de la séquence de SEURRE	114
Tableau II-8 : Indices d'entraînement de l'argile dans les sols de la séquence de SEURRE	116
Tableau II-9 : Relations entre texture des matériaux et diamètre moyen de la classe dominante de pores dans les sols de la séquence de SEURRE	122
Tableau II-10 : Valeurs de la macroporosité (pores supérieurs à 50 µm) des principaux horizons des profils SEURRE 1, SEURRE 2 et SEURRE 4	132
Tableau II-11 : Comparaison des valeurs de porosité obtenues sur les principaux horizons des sols de la séquence de SEURRE avec les trois méthodes utilisées : densitomètre à membrane, porosimétrie au mercure et analyse d'image	137
Tableau III-1 : Composition minéralogique des sables (100 - 160 µm)	154
Tableau III-2 : Comptage de grains dans la fraction "micas" et la fraction légère	155
Tableau III-3 : Caractères morphoscopiques des quartz (fraction d < 2,68)	159

Tableau III-4 : Valeurs des indices moyens de sphéricité et d'arrondi des populations sableuses étudiées	163
Tableau III-5 : Dénomination des populations sableuses en fonction de leurs caractéristiques morphologiques moyennes	164
Tableau III-6 : Densité de population et volumes spécifique et élémentaire des populations sableuses étudiées	166
Tableau III-7 : Surfaces spécifique et élémentaire des populations sableuses étudiées	170
Tableau III-8 : Porosités des populations sableuses (100 - 160 μm)	176
Tableau III-9 : Relations entre les caractéristiques morphologiques des populations sableuses et leur porosité	177
Tableau III-10 : Synthèse des résultats. Relation entre la forme des particules sableuses et les caractéristiques des populations	182
Tableau IV-1 : Porosité des mélanges sables-argile avec des populations sableuses de taille 100 - 160 μm	191
Tableau IV-2 : Porosité des mélanges sables-argile avec des populations sableuses de taille 50 μm - 1 mm	194
Tableau V-1 : Comparaison des porosités obtenues avec les quatre protocoles utilisés	214
Tableau V-2 : Granulométrie comparée des sols et des modèles expérimentaux correspondants	216
Tableau VI-1 : Evolution quantitative de la porosité du ped - Sols sur arènes	237
Tableau VI-2 : Evolution quantitative de la porosité du ped. Sols sur matériaux transportés	240
Tableau VI-3 : Comparaison schématique de la porosité pédique des arènes et des sols développés sur les différentes roches-mères	241
Tableau VII-1 : Les composantes de la porosité. Sols de transport	245
Tableau VII-2 : Les composantes de la porosité. Sols sur arènes	247
Tableau VII-3 : Comparaison des valeurs moyennes de porosité pédologique	250
Tableau VII-4 : Valeurs de la porosité interpédique dans les horizons A ₂ et B ₂ t des sols de la séquence de SEURRE	253
Tableau VII-5 : Relations entre porosité de retrait et taux d'argile dans les sols sur arènes	255
Tableau VII-6 : Part de la porosité texturale ou d'arénisation dans la porosité totale	256
Tableau VIII-1 : Niveaux énergétiques de l'eau dans le sol, relation avec la pression externe appliquée et taille maximale des pores correspondante	270
Tableau VIII-2 : Variations des teneurs en eau entre pF 3 et pF 1 pour les principaux matériaux étudiés	278
Tableau VIII-3 : Relations entre taux de sables grossiers et d'argile et indice de gonflement entre pF 5,8 et pF 2,5	284
Tableau VIII-4 : Caractéristiques porales des horizons à pF 1 - Sols sur terrasses fluviales	291

Tableau VIII-5 : Caractéristiques porales des horizons à pF 1 - Sols sur arènes	292
Tableau VIII-6 : Caractéristiques hydriques des horizons à l'instant du prélèvement	294
Tableau VIII-7 : Comportements physique et hydrique des matériaux et des sols étudiés	297

IMPRIMERIE LOUIS-JEAN
Publications scientifiques et littéraires
06002 GAP — Tél. : 92.51.35.23
Dépôt légal : 224 — Mai 1986

INRA Publications, Rte de St-Cyr, 78000 Versailles
Dépôt légal : 2^e trimestre 1986
ISBN : 2-85340-776-4