

UNIVERSITE CHEIKH ANTA DIOP DE DAKAR

FACULTE DES SCIENCES ET TECHNIQUES

DEPARTEMENT DE GEOLOGIE

THÈSE

présentée en vue de l'obtention du Doctorat de 3^{ème} cycle
de l'Université Cheikh Anta Diop de Dakar

par

Fary DIOME, Ingénieur Géologue, M. Sc. en Pédologie

**Rôle de la structure du sol dans son fonctionnement
hydrique. Sa quantification par la courbe de retrait.**

Soutenue publiquement le 24 février 1996 devant le jury composé de :

A.	DIA	Président	UCAD
O.	DIA	Rapporteur	UCAD
E.	BRAUDEAU	Rapporteur	ORSTOM
A.	BOURDEAU	Examineur	UCAD
C. B.	GAYE	Examineur	UCAD
M.	SÈNE	Examineur	ISRA

VERSION PROVISOIRE

*“ when you can measure a thing,
you begin to know something about it ;
until you measure it,
your knowlegde remains meagre and unsatisfactory. ” **

* Lord KELVIN (1824-1907)

" Je me suis tourné pour voir sous le soleil que ce n'est pas aux hommes rapides qu'appartient la course, ni aux hommes forts la bataille, et non plus aux sages la nourriture, et non plus aux intelligents la richesse, et que ce n'est pas à ce qui ont la connaissance qu'appartient la faveur, car temps et événements imprévus leur arrivent à tous. "

SALOMON (ECCLESIASTE 9: 11)

À Fatou, Amy et Thiâs

À la famille des frères.

RÉSUMÉ

Dans le sol, l'eau est soumise à des mouvements qui sont fonction de propriétés physiques du sol, lesquelles sont toutes liées à sa structure. La caractérisation de cette structure peut permettre de mieux appréhender le fonctionnement hydro-structural du sol. Ce travail s'était proposé d'étudier cette caractérisation et de vérifier le tropisme du retrait quand le sol perd de l'eau.

Dans la première partie, les modèles descriptifs ont montré que le sol est organisé en agrégats assemblés en plusieurs niveaux d'organisation. Ces derniers définissent une microporosité et une macroporosité. Il a été démontré que pour un modèle fonctionnel correct, la description de la rétention de l'eau doit se faire par la courbe de retrait, qui au même titre que la courbe de potentiel de l'eau (plus connue) est une courbe caractéristique d'humidité du sol.

Dans la deuxième partie sont présentés les résultats d'une expérimentation qui mesure, à l'aide de capteurs de déplacements très sensibles, le retrait dans les deux directions verticale et horizontale de différents échantillons. Il s'agit d'échantillons naturels et remaniés de quatre sols : des sols argileux, des sols limoneux et des sols sableux. Ces résultats montrent d'abord que la forme des courbes de retrait n'est pas obligatoirement sigmoïde comme on en fait état dans la littérature. Ensuite, une comparaison des formes de courbes de retrait des sols naturels et de celles des sols remaniés montre que la déformation de la structure du sol provient surtout de l'interaction des composants fins tels que l'argile avec l'eau. On constate aussi que le retrait est anisotrope dans les deux directions, mais cette anisotropie est plus ou moins importante suivant le type de sol. Par contre, les changements de phases de retrait se produisent quasi-simultanément dans les deux directions de mesure de l'échantillon.

Mots-clés : pédologie, structure, sols tropicaux, sols limoneux, agrégat, anisotropie, courbes de retrait, courbes de potentiel, modélisation.

SOMMAIRE

INTRODUCTION.....	1
--------------------------	----------

Première partie :

FONCTIONNEMENT HYDRO-STRUCTURAL DU SOL

Chapitre I : L'eau et la structure du sol.....	4
Chapitre II : Modélisation du fonctionnement hydro-structural du sol.....	26
Chapitre III : Discussions, conclusion de la première partie.....	49

Deuxième partie :

EXPÉRIMENTATION ET RÉSULTATS

Chapitre I : Présentation des sols étudiés.....	53
Chapitre II : Matériels et méthode.....	70
Chapitre III : Résultats.....	78
Chapitre IV : Discussions et conclusion de la deuxième partie.....	97

CONCLUSION GENERALE.....	102
---------------------------------	------------

REFERENCES BIBLIOGRAPHIQUES.....	102
---	------------

Liste des figures.....	113
-------------------------------	------------

Liste des tableaux.....	116
--------------------------------	------------

TABLE DES MATIERES.....	117
--------------------------------	------------

AVANT-PROPOS

Je tiens à remercier toutes les personnes qui ont contribué à la réalisation de ce travail et celles qui ont accepté de le juger.

Ce travail a pu voir le jour grâce au financement de l'ORSTOM, l'Institut Français de Recherche Scientifique pour le Développement en Coopération. C'est pourquoi je tiens à remercier très sincèrement Monsieur Philippe MATHIEU, représentant de l'ORSTOM à Dakar qui a oeuvré pour qu'un nombre de plus en plus important de jeunes chercheurs sénégalais puissent bénéficier du soutien matériel, financier et scientifique de son institution, pour mener des travaux de recherche de qualité. Ce soutien, au delà de ce travail, constitue un fondement inestimable pour notre épanouissement professionnel.

Mes remerciements vont également à la commission scientifique Hydrologie-Pédologie et en particulier à MM. B. POUYAUD et M. RIEU qui ont successivement dirigé le Département Eaux Continentales (DEC), au sein duquel ce travail a été conduit. En effet, ils m'ont soutenu en m'accordant les crédits nécessaires à l'exécution de mon programme de recherche.

Monsieur le Professeur A. DIA, Directeur de l'Institut des Sciences de la Terre, a appuyé ma candidature pour un contrat de chercheur associé à l'ORSTOM. De plus il m'a fait l'honneur d'accepter la présidence du jury. Qu'il me soit permis de lui adresser mes vifs remerciements et toute ma gratitude ;

Monsieur E. BRAUDEAU, chercheur à l'ORSTOM, m'a proposé le sujet de cette thèse et il en est le rapporteur principal. Il m'a guidé et conseillé tout au long de l'exécution de ce travail, aussi bien au laboratoire pendant la mise au point du dispositif expérimental, que lors de la rédaction du manuscrit. Que de fois il l'a lu, relu et corrigé ! Ses remarques, ses critiques et ses suggestions ont été déterminantes dans la réalisation de ce travail. Qu'il veuille recevoir ici l'expression de ma très sincère reconnaissance ;

Je suis très sensible à l'honneur que me fait Monsieur le Professeur O. DIA Directeur de l'Enseignement Supérieur, qui a bien voulu accepter d'être rapporteur de cette thèse, je tiens à le remercier non seulement pour l'intérêt qu'il porte à mon travail mais aussi pour la qualité de ses réflexions, ainsi que les conseils et les suggestions qu'il m'a toujours donnés.

Monsieur A. BOURDEAU a su, à partir de ses remarques pertinentes, faire avancer mon travail. En particulier, j'ai pu apprécier sa rigueur pendant la rédaction. Il m'a toujours encouragé, et soutenu moralement. Je lui exprime ici ma profonde gratitude ;

Monsieur C. B. GAYE, Maîtres de conférences et Responsable du laboratoire d'hydrogéologie et d'hydrochimie du Département de Géologie, m'a fait le plaisir d'accepter de juger ce travail ; je lui exprime ma vive reconnaissance

Monsieur M. SENE, chercheur à l'ISRA, m'a fait le plaisir d'accepter de juger ce travail ; qu'il en soit très sincèrement remercié ;

Au laboratoire de pédologie de Hann, j'ai trouvé de bonnes conditions matérielles de travail (la grande majorité des documents scientifiques dont j'avais besoin étaient sur place). C'est donc avec plaisir que j'exprime ma reconnaissance à tout son personnel. Malgré quelques incompréhensions, parfois tenaces, qui ont émaillé le déroulement de ce travail et qui ont été

souvent source de doute et de découragement, je tiens à exprimer toute ma reconnaissance aux uns et aux autres pour leur contribution à l'aboutissement de ce travail. Je remercie notamment MM P. BOIVIN et J. TOUMA, pour leur aide dans la recherche bibliographique et les discussions qui parfois en suivirent.

Au laboratoire de Chimie j'ai pu bénéficier d'une excellente atmosphère de travail. Je remercie infiniment Monsieur J. L. DUPREY pour l'accueil dont j'ai été l'objet dans son laboratoire et la constante disponibilité dont il a fait preuve tout au long des expérimentations. À ces remerciements j'associe également tout le personnel de ce laboratoire. Mes remerciements vont aussi à Monsieur G. CIORNEI, actuel responsable du laboratoire de chimie, pour sa disponibilité et son aide pendant l'impression de ce document.

J'ai eu l'occasion de faire quelques jours de terrain avec Monsieur S. P. BARRETO en Casamance et j'ai beaucoup bénéficié de son expérience et de ses compétences ainsi que du point de vue de l'homme de terrain qu'il est, sur les sols ferrallitiques et ferrugineux tropicaux qu'il connaît très bien. Je le remercie vivement.

Je ne saurais terminer sans dire ma gratitude à tout le personnel du laboratoire de pédologie, notamment à M. BADIANE, A. DIEME, D. FAYE, K. SYLLA et B. TRAORE, ainsi qu'à M. DIAWARA du service reprographie qui a assuré le tirage de cette thèse.

Je dois une mention spéciale à ma mère pour son indéfectible soutien moral.

Je pense à tous ceux que je n'ai pas nommé, faute de place, mais à qui je dis toutes mes amitiés.

Introduction

Le fonctionnement hydrodynamique du sol et les mécanismes de rétention d'eau intéressent plusieurs disciplines des sciences de l'environnement :

- l'hydrogéologie pour la pollution ou l'alimentation et la recharge des nappes ;
- l'hydrologie pour l'estimation de l'infiltration et du ruissellement au niveau des bassins versants ;
- l'agronomie pour la détermination du besoin en eau des cultures ou pour la gestion des réseaux d'irrigation ;
- le génie civil pour la stabilité des ouvrages ;
- le génie pétrolier pour l'exploitation du pétrole par récupération.

Vu l'importance que revêtent les mouvements de l'eau dans le sol, les rapports eau-sol doivent être étudiés tout d'abord au double point de vue statique et quantitatif, puis dynamique. Pour l'étude statique, il est intéressant de rappeler que parmi les facteurs limitant de la productivité, l'eau est le plus souvent le facteur le moins contrôlable par l'homme. L'évaluation de la quantité maximum d'eau qu'un sol est susceptible de retenir explique l'intérêt de la détermination de la capacité de rétention en eau d'un sol. De nombreuses variables entrent en jeu pour l'étude dynamique de l'eau dans le sol. L'eau est en effet soumise à plusieurs types de mouvements : descendants, ascendants et transversaux. Ceux-ci sont fonction d'un certain nombre de propriétés physiques du sol toutes liées à sa structure.

Les courbes de référence pour l'évaluation de ces propriétés du sol sont les courbes de retrait $v(\theta)$ et de potentiel de l'eau $h(\theta)$. (h représente le potentiel de l'eau ; v , son volume massique et θ , sa teneur en eau pondérale).

À partir d'une synthèse bibliographique, le fonctionnement hydro-structural du sol sera décrit, dans la première partie de ce travail. Plusieurs paramètres, notamment la structure du sol, sa genèse et son évolution ainsi que ses rapports avec l'eau du sol seront étudiés. L'état hydrique du sol sera également étudié, mais sur la base de son énergie potentielle. À partir de cette analyse, les variables descriptives (h , θ et v) seront définies. Ce sont elles, en effet qui servent de base tant aux courbes caractéristiques d'humidité $h(\theta)$ qu'aux courbes de retrait $v(\theta)$ ainsi qu'à la modélisation du fonctionnement hydrique des sols.

La structure du sol influence beaucoup le sol, notamment ses processus hydrogéologiques et agronomiques (COUGHLAN et *al.*, 1991). Sa caractérisation peut donc permettre de mieux appréhender ses propriétés de rétention et de circulation d'eau et à terme de prévoir son fonctionnement hydro-structural. Certains auteurs ont alors défini des modèles de description morphologiques (BREWER, 1964 ; STOOPS et JUNGERIUS, 1975 ; YONG et WARKENTIN, 1975), des modèles qui tentent de décrire le fonctionnement hydrique de la structure du sol : modèles capillaires (HENIN, 1958), modèle en " agrégats fonctionnels " (BRAUDEAU, 1988), modèle fractal (RIEU et SPOSITO, 1991).

Tous les auteurs qui ont défini les modèles descriptifs ont fait ressortir l'importance de la structure du sol dans son fonctionnement hydrique. Cependant, parmi les auteurs qui ont défini des modèles fonctionnels, seul BRAUDEAU (1988) tient compte de ce fonctionnement hydrique. On verra que les taux d'humidité particuliers (capacité au champ, point de flétrissement, etc.), qui ont valu à la courbe de potentiel de l'eau le nom de " courbe caractéristique de rétention d'eau du sol " peuvent être aussi déterminés par la courbe de retrait. Et mieux encore, ce travail montrera que la courbe de retrait offre de surcroît la possibilité de décrire les états mécaniques du sol en dessèchement depuis la saturation jusqu'à l'état sec. Par la suite seront examinées les différentes équations paramétriques pour modéliser la courbe de retrait (GIRALDEZ, SPOSITO et DELGADO, 1983a ; MCGARRY et MALAFANT, 1987a ; BRAUDEAU, 1988 a, b, d ; TARIQ et DURNFORD, 1993 ; KIM et *al.*, 1992). La courbe de retrait est l'illustration de la variation volumique de la structure d'un échantillon de sol en

fonction de sa teneur en eau. Les différents paramètres qui entrent dans sa modélisation doivent, par conséquent être liés à cet aspect dynamique de la structure pour avoir une signification. Or, comme le montrera ce travail, la majorité des auteurs qui ont défini des équations paramétriques de la courbe de retrait utilisent des paramètres qui n'interviennent pas dans le comportement physique du sol et qui n'ont par conséquent pas de signification à ce niveau.

La deuxième partie de ce travail traitera exclusivement de l'expérimentation et des résultats. Les sols qui ont fait l'objet de cette étude seront examinés. Leurs caractéristiques générales mais aussi leurs structures seront présentées. L'appareillage et le protocole de mesure seront également décrits. Après la présentation des sols et du protocole, les principaux résultats concernant quatre types de sols de structure et de granulométrie différentes seront présentés.

La difficulté qui se pose pour les courbes de retrait est celui de la mesure même du retrait. Pour accéder à la mesure du retrait des échantillons très peu gonflants, les méthodes traditionnellement utilisées qui reposent sur la mesure directe du volume par la poussée d'Archimède, ne sont pas suffisamment précises. Il a donc été nécessaire d'avoir recours aux capteurs d'élongation. Or ceux-ci mesurent un retrait unidimensionnel de l'échantillon et non le retrait volumique nécessaire à l'obtention de la courbe de retrait. Pour palier cette lacune, un dispositif inspiré de celui de BRAUDEAU (1987), qui permet de mesurer le retrait aussi bien horizontalement que verticalement, a été mis en place.

Les matériaux constitutifs du sol (argiles, matières organiques, particules minérales etc.) n'ont pas tous les mêmes propriétés. Ils s'associent et interagissent pour donner naissance à des organisations structurées non seulement par leurs formes et tailles, mais aussi par leurs propriétés physico-chimiques. À l'échelle macroscopique, les équations qui décrivent les transferts couplés de masse et de chaleur dans un sol partiellement saturé sont fondées sur plusieurs hypothèses (BRUCKLER et *al.*, 1988). Celles-ci supposent notamment que le sol est homogène et non déformable, inerte avec l'eau et que la pression de la phase gazeuse (air + vapeur d'eau) est uniforme et égale à la pression atmosphérique. Mais le sol, quand il se charge d'eau, notamment par le biais de son constituant argileux, augmente de volume et échange des cations avec les solutions. Cela montre que pour comprendre et prévoir le comportement du sol, il est nécessaire de se préoccuper de sa structure et des interactions entre les différents constituants. Mais vue la diversité des propriétés physico-chimiques des constituants en présence d'eau, une des questions qui se pose est de savoir si les hypothèses d'anisotropie sont plausibles.

La réponse à cette question sera donnée par ce travail. En particulier, par la présentation des résultats, à savoir, l'examen de courbes de retrait (et d'autres graphiques) établies au laboratoire sur des échantillons de sol naturels taillés en petits cylindres ou fabriqués avec des tubes en PVC donc, remaniés.

Première partie

LE FONCTIONNEMENT HYDRO-STRUCTURAL DU SOL

A partir d'une revue bibliographique, cette première partie fera le point sur la signification de la structure en Sciences du sol et les variables descriptives de la structure du sol (chap. I). Elle présentera ensuite les modèles descriptifs et les modèles de fonctionnement hydro-structural du sol (chap. II). Elle se terminera par une discussion et une conclusion (chap. III).

Il a été admis depuis très longtemps que la relation sol-eau (et même la trilogie sol-plante-eau) occupe une place importante dans la vie aussi bien du monde animal que du monde végétal. Cependant les chercheurs n'ont commencé à se pencher sérieusement sur cette relation que depuis deux ou trois décennies. Pourtant, la structure du sol influence les mouvements de l'eau. En effet, le comportement du drainage a longtemps été associé, entre autres, aux mesures quantitatives des nappes d'eau. Ce qui a fait dire à COLLIS-GEORGES (1991) que " les descriptions de la structure du sol en rapport avec le mouvement de l'eau sont en passe de devenir quantitatives." Mais, des prédictions quantitatives des changements de structure nécessitent des études systématiques entre la déformation du sol et sa structure (KIRBY et BLUNDEN, 1991).

Dans la relation sol-eau, il importe d'étudier particulièrement la structure pour mieux appréhender son rôle sur le fonctionnement hydrique du sol. Cela pour les deux raisons suivantes :

– l'eau du sol circule et/ou est retenue dans l'espace poral. La morphologie de cette dernière est une propriété de cette structure ;

– l'eau a une action sur les composants argileux de la structure et en provoque la variation volumique.

Chapitre I : l'eau et la structure du sol

L'importance du système sol-eau dans la nature et dans la vie de l'homme a été reconnue depuis que l'homme a pris conscience de ses relations avec son milieu.

Les Grecs de l'antiquité, qui détenaient la sagesse du monde d'alors, considéraient le sol et l'eau comme deux des quatre éléments primordiaux qui composent la nature. La Bible (en Genèse 2 : 7) dit que Dieu " forma l'homme de la poussière du sol " et qu'il est destiné à retourner à ce sol (" Car tu es poussière et tu retourneras à la poussière. " Genèse 3 : 19).

De nos jours, tout autant qu'à l'origine, l'homme dépend pour sa subsistance, du système sol-eau et de la vie végétale qu'il supporte. Malgré cette prise de conscience fort ancienne et des avancées significatives dans l'étude des états et des transferts de matière et d'énergie dans le sol, ce système n'est pas encore bien appréhendé. Cela tient au fait que la science du sol est relativement jeune (début des années trente) d'une part et que ses deux composantes (le sol et l'eau) forment un ensemble complexe d'autre part. En effet, le sol est constitué de nombreux composants minéraux et organiques de différentes tailles (de 1 μm à 2 mm) : des gels amorphes et des minéraux cristallisés qui réagissent en présence d'eau, chimiquement (dissolution, néoformation d'argile etc.) et physiquement (retrait-gonflement, rétention d'eau). Ces particules solides sont associées de diverses manières et agencées en une géométrie très complexe appelée la structure du sol.

1 La structure du sol

1.1 Définition

Selon le dictionnaire Petit Robert, le mot structure est dérivé des mots latins " structura " et " struere " qui signifient " construire ". La structure désigne la forme observable et analysable que présentent les éléments d'un objet.

La structure du sol est sa constitution physique exprimée par l'arrangement spatial des particules solides (simples ou complexes) et des vides qui leur sont associés.

En général, on distingue trois types de structure de sol en pédologie :

- la structure particulaire (ou à particules isolées), dans laquelle les particules solides sont totalement séparées les unes des autres ;
- la structure massive, dans laquelle les particules sont liées en blocs massifs et de dimensions importantes ;
- la structure en agrégats dans laquelle les particules (argile, limon, sables) du sol sont organisées en agrégats. Ceux-ci sont assemblés de manière plus ou moins serrée et en plusieurs niveaux d'organisation.

Les deux premiers types de structure constituent les deux pôles extrêmes entre lesquels se situe la grande variété des structures en agrégats. À l'échelle microscopique des peds primaires ou agrégats primaires ont été identifiés. Ceux-ci vont s'assembler pour donner des agrégats plus complexes. Les particules constitutives de ces agrégats sont des minéraux de la taille des argiles (< 2 μm) qui forment un assemblage très compact : le fond matriciel ou s-matrix. À l'échelle macroscopique, d'autres éléments structuraux peuvent être observés : ce sont les mottes et/ou les agglomérats qui sont des assemblages d'agrégats au niveau décimétrique. Les agrégats primaires sont donc le premier niveau d'organisation. Ils constituent l'unité de base de la description de la structure en agrégats. Ils s'assemblent en un deuxième niveau, puis en un troisième etc., passant à chaque fois à un niveau d'échelle supérieur.

BREWER (1964) distingue trois unités de description de la structure du sol : le ped, les traits pédologiques et le fond matriciel ou plasma (Fig. 1).

Le **ped** est un agrégat de sol naturel individuel constitué d'amas de particules primaires. Il est séparé des agrégats adjacents par des surfaces de séparation. Celles-ci sont reconnues à cause des vides intersticiels ou des cutanes de revêtements.

Les peds primaires ou agrégats primaires sont définis comme les agrégats les plus simples qui peuvent exister dans un matériau sol. Ils ne peuvent pas être divisés en agrégats plus petits mais ils peuvent être assemblés pour former des agrégats complexes d'un niveau d'organisation plus élevé.

Les **traits pédologiques** sont des unités reconnaissables au sein d'un sol. Ils se distinguent de ce dernier soit par l'origine, soit par les différences de concentration de quelques éléments du plasma, soit encore par les différences dans l'arrangement des constituants. Leur distribution et leur arrangement peuvent être en relation avec l'organisation des autres constituants du sol.

Le **fond matriciel (s-matrix)** est le matériau qui se trouve au sein des agrégats primaires. Il peut aussi composer les sols non agrégés où apparaissent les accidents pédologiques. Il consiste en un plasma de particules fines et de vides lacunaires. Ces vides n'apparaissent dans aucun autre trait pédologique que les séparations plasmiques.

En plus de ces unités de description de la structure, l'analyse micromorphologique montre que l'organisation interne des sols doit, pour permettre une compréhension des propriétés physiques, tenir compte des vides et des cutanes.

Les **vides** peuvent être décrits et classés en termes de taille, de forme et d'arrangement. En effet, la taille, la forme et l'arrangement des vides contrôlent les transferts d'eau dans le sol. L'importance de leur contribution pour l'étude des propriétés hydro-structurales du sol apparaît ainsi.

Les **cutanes** sont des revêtements (ou des modifications d'assemblage) liés à des surfaces naturelles. La nature de ces revêtements est très variable. Ils peuvent être des oxydes de manganèse, des oxydes et hydroxydes de fer, de la calcite, des minéraux argileux et des cutines dues à des contraintes.

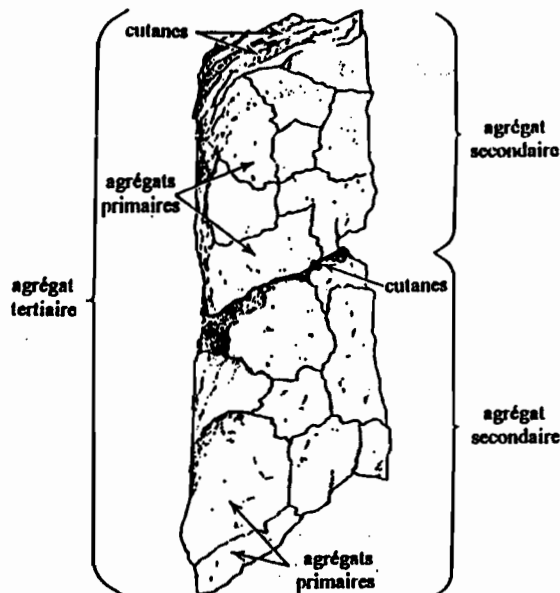


Fig. 1 Schéma de la structure d'un agrégat composé, d'après BREWER (1964)

Pour les micromorphologistes du sol les définitions de la structure du sol et les notions d'agrégats (peds) sont précises et cohérentes. Elles sont cependant moins précises pour les utilisateurs du sol et diffèrent selon leurs expérimentations, leur objectif, la sensibilité des techniques de mesure et les échelles d'investigation employées. En science du sol, quatre disciplines s'intéressent particulièrement à la structure du sol. Il s'agit de la pédologie, de l'agronomie, de la mécanique des sols et de l'hydrodynamique. Mais chacune de ces disciplines donne à la structure une signification qui lui est propre.

1.1.1 La structure en pédologie

En pédologie, la structure du sol est un élément important de la description du profil d'un sol. Le sol est présenté comme une succession d'horizons horizontaux, caractérisés entre autres par une structure de morphologie homogène à l'échelle du profil (voir § 1.1 Définition).

1.1.2 La structure en agronomie

Les études menées, depuis plus d'un demi-siècle, sur la structure ont généralement pour but d'une part de répondre aux problèmes de valorisation des terres arables et de dégradation des sols, d'autre part de comprendre la dynamique des sols et d'essayer de mettre en place une systématisation des sols (CURRIE et *al.*, 1979).

En agronomie, il faut d'abord noter que l'examen se focalise essentiellement sur la couche superficielle arable. Les agronomes cherchent à caractériser la sensibilité d'un sol aux mécanismes de destructuration et par voie de conséquence à essayer d'apprécier ses aptitudes sur le plan agricole. Pour caractériser cette sensibilité, ils utilisent généralement le concept de stabilité structurale. Cette dernière rend compte de la résistance des éléments structuraux d'un sol aux actions destructurantes auxquelles il peut être soumis. Plusieurs méthodes permettent de donner une appréciation relative de cette stabilité structurale, parmi lesquelles le test élaboré par HENIN et MONNIER (1958). L'indice d'instabilité structurale de HENIN est proportionnel à la sensibilité du sol aux phénomènes d'éclatement et de gonflement, en présence d'eau après divers prétraitements.

Mais, on peut observer comme LETEY (1991) que ces tests n'ont rien à voir avec la structure du sol telle qu'elle a été définie précédemment. Cet auteur propose d'insister sur l'arrangement des vides, qui, selon lui, peut mieux aider à une analyse de la structure avec notamment l'utilisation des courbes de rétention d'eau pour calculer la distribution de la taille des pores. Or ce calcul suppose que le sol est indéformable. Il ne tient pas compte non plus des différents niveaux d'échelle de la structure.

1.1.3 La structure en mécanique des sols

Les ingénieurs du génie civil étudient la structure du sol pour la prévention des problèmes d'ingénierie posés par les matériaux argileux gonflants, notamment les mouvements de sol qui peuvent affecter les constructions. Contrairement à la pédologie et à l'agronomie, le génie civil étudie le sol comme un matériau susceptible de supporter de très lourdes charges. Il ne s'intéresse donc pas à la structure du sol telle qu'elle se présente à l'observation. Les propriétés étudiées sont celles d'un matériau compacté, soumis à différentes pressions œdométriques.

1.1.4 La structure en hydrodynamique

Les physiciens du sol, et notamment les hydrodynamiciens, cherchent à évaluer les propriétés hydriques du sol et à modéliser les transferts d'eau dans le sol. Ils se concentrent sur la porosité du matériau comme espace de conduction de l'eau. Ils considèrent généralement que cette porosité est homogène, indéformable et inerte avec de l'eau. Ce qui est loin de la description des micromorphologistes.

1.2 Facteurs d'évolution de la structure du sol

Les agents qui contribuent à l'évolution de la structure du sol sont de trois natures : physiques, chimiques ou biologiques. Ces agents relèvent essentiellement des facteurs climatiques et de l'activité biologique dans le sol. Cela fait du sol un milieu dont la structure et les propriétés structurales sont susceptibles d'être modifiées dans le temps, allant vers une amélioration ou au contraire une dégradation lorsque les conditions d'équilibre changent, en général sous l'action de l'homme.

1.2.1 Facteurs climatiques

Les facteurs climatiques se manifestent principalement par le biais de l'action de la température et de l'eau sur les éléments structuraux du sol. A ce propos, il faut noter les effets destructeurs des précipitations en particulier dans les régions intertropicales. Ces effets sont liés à la forte énergie que possèdent les gouttes d'eau lorsqu'elles s'écrasent au sol et dont l'impact provoque l'arrachement des particules de sol qui alors se dispersent.

L'évolution de la structure est aussi et surtout liée aux cycles de retrait et de gonflement associés aux alternances climatiques d'humectation et de dessiccation. Les variations de la teneur en eau du sol exercent diverses actions antagonistes sur la structure. La plupart des mécanismes impliqués dans cette évolution sont liés à la présence d'argiles gonflantes, susceptibles de subir d'importantes déformations lors des variations d'humidité. Dans un sol argileux, une alternance de phases d'humectation-dessiccation peut régénérer une structure de sol dégradée en la rendant plus fragmentaire et plus aérée. Cela permet donc une meilleure germination ou un meilleur développement racinaire des plantes. À l'inverse, dans les sols limoneux, par exemple, les phases d'humectation-dessiccation peuvent accentuer les effets d'un compactage du sol (GRIMALDI et TESSIER, 1986). Pendant l'humectation, les ciments argileux et humiques manifestent une tendance à la dispersion, ce qui diminue la cohésion des agrégats (MUSY et SOUTTER, 1991). C'est la raison pour laquelle la majorité des sols argileux perdent leur macrostructure en gonflant (COLLIS-GEORGES, 1991).

Le processus d'encroûtement du sol peut également entraîner des transformations de la structure du sol (KWAAD et MÜCHER, 1994) : les éléments de la structure du sol (agrégats, clods) se désagrègent d'abord en fragments plus petits (micro-agrégats) et/ou en particules primaires (particules argileuses, limons et grains du squelette qui ont la taille des sables). Les fragments fins ou particules primaires libérés par cette désintégration, vont ensuite se réunir pour former une croûte.

BAVER et *al.* (1972) mentionnent quatre causes possibles de désagrégation de la structure en relation avec l'humectation et la dessiccation :

- 1) les pressions et les tensions mises en place par le gonflement inégal des différentes parties de l'agrégat ;
- 2) la compression de l'air piégé ;
- 3) la réduction de la cohésion avec l'accroissement de l'humidité ;
- 4) la dispersion du matériel cimentant.

1.2.2 Facteurs biologiques

La faune et la microfaune du sol, les racines des plantes contribuent fortement à la construction de la structure du sol.

La matière organique contrôle la stabilité des agrégats dans les sols et définit ainsi la hiérarchie des agrégats du sol. (Exceptés pour les oxisols, où les oxydes sont les agents putatifs dominant de la stabilisation des agrégats (OADES et WATERS, 1991). Ces auteurs expliquent que cette hiérarchie est créée par l'enchevêtrement des particules, des racines et des champignons qui vivent dans les

macroagrégats > 250 μm de diamètre. À la mort des racines et des champignons, la stabilité des agrégats va décliner en même temps que la décomposition de ces organismes dans le sol. La dégradation des macropores crée des agrégats d'environ 20 à 250 μm de diamètre considérablement plus stables que les agrégats de plus grande taille.

La faune du sol contribue également à la transformation de la structure du sol. Les agents de liaisons comme les hyphes mycorrhiziens, rendent stables les microagrégats (0,02 à 25 μm de diamètre) dans les macroagrégats stables (> 25 μm), même si c'est de façon provisoire (TISDAL, 1991).

Les vers de terre ont des effets bénéfiques sur la structure du sol, en particulier sur la macroporosité, qui est accrue par leurs trous. Cela a comme conséquence l'augmentation des échanges gazeux et de l'infiltration de l'eau. Le drainage est assisté par les chenaux formés par les vers de terre (HAMBLIN, 1975) et les racines en décomposition (EMERSON, 1991). L'augmentation de l'infiltration de l'eau à travers les trous des vers de terre aboutit à une réduction du ruissellement et de la perte de sol par érosion. De plus, les déjections de ces vers forment généralement la majorité des agrégats du sol dans la partie superficielle de 10 à 20 cm des profils des sols (LEE et FOSTER, 1991).

Les termites et les insectes sont quant à eux, capables d'altérer la porosité des sols de diverses manières. Ils peuvent former des structures massives en cimentant le sol, pour fabriquer leurs nids par exemple. Ils ont également un effet sur certains paramètres de la structure tels que la taille et la composition des particules de sol, la pédogenèse, l'incorporation et la décomposition de la matière organique, le cycle des substances nutritives des plantes (LEE et FOSTER, 1991).

1.2.3 Facteurs anthropiques

L'intervention de l'homme dans l'évolution de la structure du sol est aussi un important facteur à prendre de compte. En effet, la mécanisation, la déforestation, le raccourcissement du temps de jachère, etc. peuvent, entre autres inconvénients, casser les ponts interparticulaires et provoquer l'augmentation de la masse volumique du sol. Il existe néanmoins des techniques améliorantes telles que l'apport de fumure organique, le minimum de tillage, le prolongement du temps de jachère etc.

1.5 Problématique

La qualité de la structure peut être décisive à l'égard de la productivité du sol car elle régie aussi bien le régime de l'eau dans le sol que sa température et son aération. Elle influence aussi les propriétés mécaniques qui peuvent à leur tour affecter la possibilité pour le système racinaire de se développer et d'extraire de manière adéquate l'eau et les nutriments (PASSIOURA, 1991).

Or les caractéristiques morphologiques et fonctionnelles de la structure des sols sont corrélées à divers facteurs (climat, activité biologique, travail du sol etc.). Pour étudier leur influence sur la structure et son évolution, il est nécessaire à l'heure actuelle, d'approfondir les connaissances partielles que l'on a du mode de fonctionnement de la structure.

En effet, les premiers niveaux d'organisation de la structure ont été largement étudiés en micromorphologie sur des lames minces. Une terminologie adéquate a ainsi pu être élaborée sur la base des travaux de KUBIENA (1964), et surtout de BREWER (1964). Cependant, il ne s'agit que d'une description qualitative et statique de l'organisation du sol et pas du tout fonctionnelle. Or la structure du sol n'est pas rigide, elle "s'anime" en présence d'eau. Il manque encore à l'heure actuelle, une description quantitative du fonctionnement de ces organisations (BRAUDEAU, 1988). C'est ce thème, le fonctionnement hydro-structural qui sera développé au chapitre II.

2 L'eau dans la structure du sol

Les premiers travaux en physique du sol décrivaient la dynamique de l'eau du sol en terme de forces de rétention. Cela a conduit à établir une distinction entre diverses fractions ou " formes " de l'eau selon la nature des champs de forces qui conditionnent de manière prépondérante leur comportement. On distinguait alors trois types d'eau dans le sol : l'eau gravitaire, l'eau de rétention et l'eau de constitution. On parle d'eau gravitaire lorsque seul l'effet de la gravité intervient, d'eau capillaire, lorsque l'effet des forces capillaires s'y ajoute, et d'eau hygroscopique lorsque la teneur en eau devient inférieure à celle du point de flétrissement. La distinction entre ces diverses " formes " d'eau résulte d'une perception empirique du comportement du sol.

De plus, elle est arbitraire, car elle crée une discontinuité et des variations brutales entre les dynamiques de ces diverses formes de l'eau, alors que celles-ci forment en réalité une continuité (MUSY et SOUTTER, 1991). En effet, toute l'eau, et non seulement l'" eau gravitaire ", est soumise à l'action de la gravité. Donc toute l'eau du sol est, en réalité, une " eau gravitaire ". De plus, les lois de la capillarité s'appliquent à tous les pores du sol quelque soit leur dimension et leur état d'humidité.

Par la suite, il a été nécessaire d'introduire la notion de potentiel de l'eau du sol (GARDNER, 1920 ; RICHARD, 1931 ; HILLEL, 1988) pour quantifier les écoulements ou les transferts d'eau dans le sol. Cela a abouti à la mise en évidence des courbes de potentiel de l'eau $h(\theta)$ que les physiciens du sol savaient mesurer et qu'ils ont essayé de mettre en correspondance avec les états hydriques particuliers du sol avec plus ou moins de succès.

2.1 Le potentiel de l'eau

Le potentiel de l'eau ($\Delta\Psi$) est l'énergie nécessaire pour vaincre la somme des contributions distinctes. Le potentiel de l'eau est défini comme le travail nécessaire pour transférer une unité de masse d'eau pure, de manière réversible et isotherme, d'un état standard, qui est l'eau libre sous pression atmosphérique normale, à la phase liquide du sol au point considéré (CHAMAYOU et LEGROS, 1989).

Dans le sol, chaque molécule d'eau est soumise à des champs de forces. Ceux-ci s'exercent dans un certain volume et font que le potentiel de la molécule d'eau diffère de celui de l'eau pure et libre. Ces champs de forces proviennent de différentes sources : la gravité, l'action de la pression du gaz extérieur, la présence de solutés et surtout l'attraction de la matrice solide. Chacun de ces champs de force contribuent à l'énergie potentielle de l'eau. Ils sont soumis à plusieurs facteurs tels que la pression extérieure, la température etc.

Si l'on fait référence à la thermodynamique du système sol-plante-air que constitue un sol désaturé, l'état énergétique de l'eau peut être représenté par le potentiel chimique de l'eau μ_w qui est l'énergie libre molaire de l'eau $\frac{\partial G}{\partial m}$.

À l'équilibre, $d\mu_w = 0$; si on tient compte de tous les variables qui ont une action sur le potentiel chimique de l'eau, on peut écrire (SPPOSITO, 1980) :

$$d\mu_w = \left(\frac{\partial \mu_w}{\partial T} \right) dT + \left(\frac{\partial \mu_w}{\partial P} \right) dP_e + \left(\frac{\partial \mu_w}{\partial m_w} \right) dm_w + \left(\frac{\partial \mu_w}{\partial m_s} \right) dm_s + \left(\frac{\partial \mu_w}{\partial \mu_u} \right) d\mu_u + \left(\frac{\partial \mu_w}{\partial \alpha_s} \right) d\alpha_s + g dz$$

T représente la température

P_e , la pression externe ;

P_a , la pression d'air ;

μ_a , le potentiel chimique de l'air dans le sol ;

m_s , la masse de la phase solide du sol ;

m_w , la masse de l'eau sol ;

C_s , la concentration en sels de la solution du sol et

gdz , la pression due à la gravité.

Sur la base de considérations thermodynamiques SPOSITO (1980) fait remarquer que

- le premier terme de l'équation est égal à l'entropie de l'eau du sol $\frac{\partial \mu_w}{\partial T} = -\bar{S}_w$;

- le second terme est égal au volume spécifique partiel de l'eau qui est aussi la pente de la courbe de retrait $\frac{\partial \mu_w}{\partial P_e} = \bar{V}_w$;

- en combinant le troisième et le quatrième terme cet auteur a affirmé que les phases solide et liquide du sol pouvaient être représentées par un seul terme : $\left(\frac{\partial \mu_w}{\partial \theta} \right) d\theta$

- enfin le cinquième terme devient $\left(\frac{\partial \mu_w}{\partial \mu_a} \right) d\mu_a = \left(\frac{1}{\rho_w} - \bar{V}_w \right) dP_a$. L'équation (du § 2.1) devient

$$\text{alors : } d\mu_w = -\bar{S}_w dT + \bar{V}_w dP_e + \left(\frac{\partial \mu_w}{\partial \theta} \right) d\theta + \left(\frac{1}{\rho_w} - \bar{V}_w \right) dP_a + \left(\frac{\partial \mu_w}{\partial C_s} \right) dC_s + gdz$$

Chaque terme de l'équation représente la contribution d'un potentiel spécifique au potentiel total. Ces potentiels spécifiques seront passés en revue ci-après (d'après SPOSITO, 1980).

2.1.1 Le potentiel gravitaire (ψ_g)

$$d\psi_g = g dz$$

Le potentiel gravitaire représente l'énergie utilisable qui provient du travail des forces de pesanteur lors d'un déplacement. En un point quelconque du sol, sa valeur est déterminée par rapport à un niveau de référence. Ce dernier définit la cote zéro ($z^0 = 0$) et correspond généralement à la surface du sol.

Pour élever une masse m d'eau d'une hauteur z au dessus de ce niveau, il faut lui fournir une énergie :

$$E_g = m \cdot g \cdot z \quad \text{où}$$

m est la masse de l'eau ;

g , l'accélération de la pesanteur ;

z , la hauteur par rapport au niveau de référence.

Le potentiel gravitaire d'une substance donnée est positif dans le cas où elle se trouve à une altitude supérieure à celle du niveau de référence et négatif dans le cas contraire.

2.1.2 Le potentiel matriciel (Ψ_m)

$$d\Psi_m = \left(\frac{\partial \mu_w}{\partial \theta} \right) d\theta$$

Le potentiel matriciel Ψ_m correspond à l'effet de la structure du sol sur le potentiel de l'eau. Quand l'eau du sol se trouve à une pression hydrostatique plus élevée que celle de l'atmosphère, son potentiel de pression est considéré comme positif. Quand elle est à une pression inférieure à celle de l'atmosphère, le potentiel est considéré comme négatif. Donc, une surface d'eau libre, comme celle d'un aquifère, représente l'ensemble des points dont le potentiel de pression est nul. Les points situés sous ce niveau c'est-à-dire dans la zone saturée, ont un potentiel de pression positif appelé "potentiel de submersion". Les points situés dans la zone non saturée ont, par contre, un potentiel négatif qu'on exprime sous forme de charge négative appelée "succion". Un potentiel de pression négatif est appelé "potentiel matriciel".

Ce potentiel matriciel est une propriété de la structure du sol qui résulte des forces de capillarité et des forces d'adsorption dues à la matrice solide. Ces forces attirent et lient l'eau dans le sol au point de diminuer son énergie potentielle au dessous de celle de l'eau libre.

2.1.3 Le potentiel pneumatique (Ψ_a)

$$d\Psi_a = \left(\frac{1}{\rho_w} - \bar{V}_w \right) dP_a$$

Le potentiel pneumatique représente les effets des changements de la pression de l'air dans le sol. Il s'annule quand la $P_a = 1$ atm. De plus, quand seule la pression de l'air est utilisée pour exercer une charge sur un échantillon de sol (cas de la mesure du pF à la presse de Richards), $P_e = P_a$ et

$$d\Psi_a = \left(\frac{1}{\rho_w} - \bar{V}_w \right) dP_a$$

2.1.4 Le potentiel osmotique (Ψ_c)

$$d\Psi_c = \left(\frac{\partial \mu_w}{\partial C_s} \right) dC_s$$

Le potentiel osmotique est lié à l'action des forces osmotiques créées par l'agitation des ions et des molécules en solution. Pour des concentrations faibles, on considère l'approximation suivante :

$$\Psi_c = K.T.C_s \quad \text{où}$$

K est la constante de Boltzman ;

T, la température absolue ;

C_s , la concentration de la solution

En général, la concentration en sel est faible et la contribution osmotique n'est pas prise en compte. Dans la pratique courante, on suppose que l'équilibre statique est atteint. La température est alors constante et n'intervient pas dans l'équation qui définit le potentiel chimique (2.1).

Lorsque le sol est considéré comme rigide et que l'air du sol est à la pression atmosphérique, le terme \bar{V}_w de $\bar{V}_w \cdot dP_c$ est nul ($\bar{V}_w = \frac{\partial V}{\partial P} = 0$) et la pression de confinement n'a plus lieu. De même la pression d'air P_a est négligée dans les conditions habituelles.

Ainsi, dans la plupart des études faisant intervenir le potentiel de l'eau du sol, on considère uniquement l'équation $d\mu_w = \left(\frac{\partial \mu_w}{\partial \theta} \right) d\theta + g dz$ qui ne fait intervenir que le potentiel matriciel et la gravité.

2.2 La teneur en eau et les états hydriques particuliers

L'état hydrique d'un sol est généralement caractérisé par sa teneur en eau θ qui est en relation avec son potentiel hydrique Ψ pour une structure donnée.

Il existe un certain nombre de valeurs caractéristiques de l'humidité d'un sol. Celles-ci sont très utilisées en agronomie parce qu'elles expliquent relativement bien les relations plantes-eau du sol. Ce sont la capacité de rétention, la capacité au champ, le point de flétrissement et le point d'hygroscopicité.

2.2.1 La capacité de rétention θ_{ret}

Cette valeur représente le taux d'humidité du sol en deçà duquel la composante capillaire du potentiel total devient plus importante que sa composante gravitaire.

Pour la gamme d'humidités inférieures à θ_{ret} , l'eau est retenue dans le sol par capillarité et/ou adsorption, et ne s'écoule plus par gravité.

Pour la gamme d'humidité s'étendant de θ_{ret} à la saturation, les forces de capillarité et d'adsorption diminuent rapidement. Le potentiel matriciel augmente alors pour finalement devenir nul lorsque la saturation est atteinte. Dans ce cas, l'écoulement est essentiellement conditionné par la gravité. Si le potentiel matriciel est évalué en hauteur d'eau, la capacité de rétention se situe entre $pF = 2$ (sols argileux) et $pF = 3$ (sols sableux).

Le pF est le logarithme décimal de la hauteur d'eau en centimètres, qui correspond à la succion matricielle (ou potentiel de pression).

2.2.2 La capacité au champ θ_c

C'est l'équivalent de la capacité de rétention θ_{ret} , mais mesuré dans les conditions de terrain (*in situ*). Après le drainage de l'eau de gravité, le taux d'humidité du sol se stabilise. On obtient alors une variable caractéristique appelée *taux d'humidité à la capacité au champ*.

Ce taux représente la quantité d'eau retenue dans le sol lorsque cesse l'écoulement libre et rapide de l'eau de gravité dans les pores après une forte pluie, et avant que les réserves ne soient entamées par l'évaporation ou par la succion racinaire. Il est déterminé par la mesure de la teneur en eau entre 12 à 24 heures après une saturation du sol faisant suite à une forte pluie ou après irrigation. Elle correspond à un pF de l'ordre de 2.

2.2.3 Le point de flétrissement θ_f

Le point de flétrissement exprime la teneur en eau d'un sol en dessous de laquelle la plante ne peut plus extraire l'eau du sol et flétrit. De multiples essais ont montré que cet état hydrique correspond à un potentiel de l'eau du sol aux environs de 16 MPa ($pF = 4,2$).

2.2.4 Le point d'hygroscopicité θ_h

Le point d'hygroscopicité θ_h est caractérisé par une teneur en eau inférieure à la teneur en eau du point de flétrissement. Il correspond au film d'eau en équilibre avec l'humidité atmosphérique. Cette eau n'est donc pas disponible pour les plantes.

2.3 Fonctionnement hydrique du sol

Dans le sol, l'eau se déplace des points où son énergie potentielle est la plus élevée vers les points où son énergie est la plus faible.

En milieux indéformables, le débit de l'eau par unité de surface est proportionnel au gradient de charge. En laboratoire, cette loi a été démontrée en milieu saturé (DARCY, 1856), en milieu non saturé (RICHARDS, 1931) ou en milieu contenant plusieurs liquides immiscibles (MUSKAT, 1946).

En raison de l'importance de la surface spécifique des particules et des propriétés physico-chimiques de l'argile, le sol naturel n'est pas indéformable, même lorsque l'argile est présente en faible quantité.

Cependant, seuls quelques rares auteurs prennent en compte la variation structurale du sol : YULE et RITCHIE (1980) ; BRUAND et PROST (1987) ; BRAUDEAU (1988). Pourtant, c'est cette variation qui est à l'origine des réserves d'eau dans le sol (BRAUDEAU et BRUAND, 1993).

L'étude particulière de la rétention de l'eau dans le sol doit se placer à deux niveaux : le niveau quantitatif et statique (hydrostatique du sol) pour étudier les systèmes à l'équilibre, et le niveau dynamique (hydrodynamique du sol) pour étudier les systèmes qui sont dans des états transitoires, c'est-à-dire les systèmes hors de l'équilibre. Seul le premier point de vue qui est aussi celui de la caractérisation quantitative des états hydriques de la structure du sol, est l'objet de notre étude.

2.3.1 Les variables descriptives

Le sol non saturé est considéré comme un système hétérogène polyphasique. Celui-ci est caractérisé par la juxtaposition de trois phases : la phase liquide, la phase solide et la phase gazeuse.

Les propriétés fondamentales du sol se définissent facilement en représentant sur un diagramme ces trois phases. La phase solide est constituée de particules allant de l'élément grossier à l'élément colloïdale (indice s) ; la phase liquide est généralement constituée par de l'eau (indice w) et la phase gazeuse constituée par de l'air (indice a).

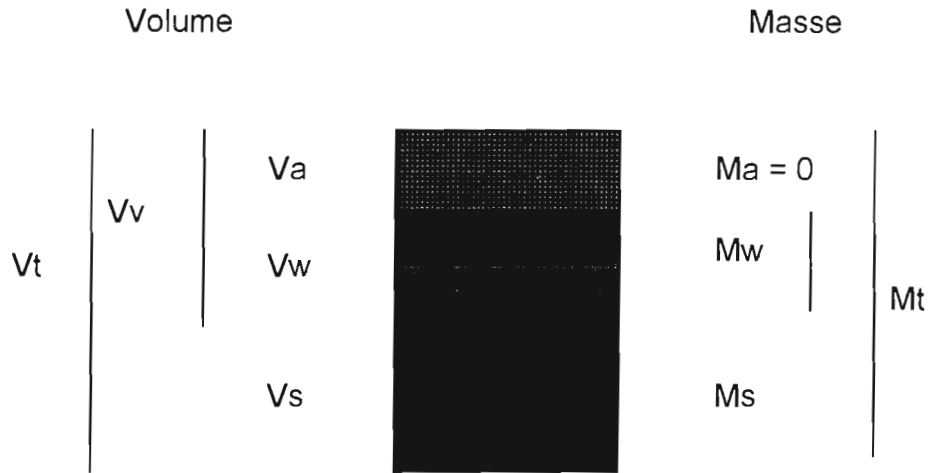


Fig.2 - Diagramme schématique du système à trois phases du sol

M_a représente la masse de la phase gazeuse ;

M_w , la masse de la phase liquide ;

M_s , la masse de la phase solide ;

M_t , la masse totale du sol ;

V_a , le volume de la phase gazeuse ;

V_w , le volume de la phase liquide ;

V_s , le volume de la phase solide ;

V_v , le volume des vides ;

V_t , le volume total du sol ;

Sur la base de ce diagramme, la terminologie couramment utilisée à propos de ces trois phases constitutives du sol peut être définie.

La différence entre la masse volumique de l'air (ou du gaz en général) et celle des deux autres constituants permet de considérer M_a comme étant nulle : $M_a = 0$ d'où la relation

$$M_t = M_w + M_s \text{ et } V_t = V_w + V_s + V_a \text{ (cf. Fig. 2)}$$

L'indice des vides e est défini comme le rapport du volume des vides V_v sur le volume des solides

$$V_s : e = \frac{V_v}{V_s}$$

La porosité n est le rapport du volume des vides V_v sur le volume total V_t : $n = \frac{V_v}{V_t} = \frac{V_a + V_w}{V_t}$

or $V_v = V_w + V_a = V_s (1 + e)$ d'où la relation $n = \frac{V_w}{V_s(1+e)} = \frac{e}{1+e}$

La porosité s'exprime généralement en pourcentage. Elle est souvent considérée comme invariable. Mais en réalité, elle subit des fluctuations quand le plasma argileux gonfle ou se rétracte au sein même de la structure du sol.

La densité apparente est le rapport de la masse totale d'un échantillon sur son volume :

$$D.A. = \frac{M_t}{V_t}$$

Elle est exprimée généralement en g/cm^3 . On distingue : la densité apparente sèche et la densité apparente totale (ou humide).

– la densité apparente sèche est la masse de l'unité de volume exempt d'eau interstitielle. Elle est donnée par la relation :

$$\rho_d = \frac{M_s}{V_t} \text{ avec } M_s = \text{masse de la phase solide et } V_t \text{ son volume apparent.}$$

– la densité apparente totale (ou humide) est la masse totale de l'unité de volume du sol, eau comprise. Elle est donnée par la relation :

$$\rho_t = \frac{M_t}{V_t} = \frac{M_s + M_w}{V_s + V_w + V_u}$$

La teneur en eau du sol est la proportion d'eau contenue dans le sol. Cette teneur est ramenée:

– soit à la masse de terre sèche. On obtient alors une teneur en eau pondérale, exprimée par le rapport de la masse d'eau sur la masse totale :

$$w = \frac{M_w}{M_s} 100 \quad M_w \text{ représente la masse d'eau et } M_s \text{ la masse de terre sèche ;}$$

– soit au volume de la terre sèche. Ce qui donne la teneur en eau volumique exprimée par la relation :

$$\theta = \frac{V_w}{V_s + V_v} = \frac{V_w}{V_t} \quad V_w \text{ représente le volume de l'eau, } V_s \text{ le volume de la phase solide et } V_v \text{ le volume des vides.}$$

$$w \text{ et } \theta \text{ sont liés par la relation : } \theta = \left(\frac{w}{100} \right) \rho_s \left(\frac{1}{\rho_w} \right)$$

Pour un sol partiellement saturé, $w \rho_w = M_w$ ou $M_w = \rho_w (V_v - V_u)$.

Le degré de saturation S_r est le rapport du volume effectivement occupé par l'eau au volume total des vides. Il est obtenu selon l'équation $S_r = \frac{(V_v - V_u) \rho_w}{V_v \rho_w} \cdot 100 = \frac{(V_v - V_u)}{V_v} \cdot 100 = \frac{V_w}{V_v} \cdot 100$

La teneur en eau volumique est habituellement obtenue en mesurant M_w , M_s et ρ_s , sa connaissance est nécessaire pour le calcul de variations de stock d'eau dans le sol.

Pour les sols rigides, la masse volumique ne change pas avec la teneur en eau. Pour les sols argileux, par contre, toute variation de la teneur en eau s'accompagne aussi bien d'un changement de volume que d'un changement de la masse volumique ; d'où la nécessité de mesurer cette dernière à chaque teneur en eau.

Le volume massique apparent d'un échantillon de sol V_{ms} est le rapport de son volume apparent à sa masse sèche. Il est donné par la relation :

$$V_{ms} = \frac{V_s + V_v}{M_s} \text{ sachant que } e = \frac{V_v}{V_s + V_s} \text{ on peut écrire: } V_{ms} = \frac{(1+e)}{\rho_s}$$

Il est exprimé en cm^3/g .

A partir de ce modèle simple (Fig. 2), plusieurs autres paramètres peuvent être définis. C'est ce qu'a montré ARAGNOSSY (1978) dans le tableau ci-dessous (Tableau I).

Paramètres	Symboles	Définitions	Dimension unités	Valeurs habituelles	Moyens d'obtention
Porosité porosité total	n : Castany f : Hillel p : Hénin	$n = \left(\frac{V_v}{V_t} \right) \cdot 100$	L ³ .L ⁻³ ou en pourcents	-0,3 < n < 0,6 -30 à 60 %	-Porosimètres -indirectement à partir des analyses granulométriques
Densité du solide des particules	ρ_s	$\rho_s = \frac{M_s}{V_s}$	M.L ⁻³ g/cm ³	2,6 à 2,7	-gravimétrie- dessiccation à 105 °
Densité apparente à l'état sec	ρ_b	$\rho_b = \frac{M_s}{V_t}$	M.L ⁻³ g/cm ³	1,1 (argile) à 1,6 (sable)	-gravimétrie- dessiccation à 105 °
Densité apparente humide ou totale	D.A. ρ_t (HILLEL)	$D.A. = \frac{M_t}{V_t}$	M.L ⁻³ g/cm ³	dépend de et de l'humidité	-prélèvements non remanié -gravimétrie
Humidité ou teneur en eau pondérale	ω Hp θ_p	$\omega = \frac{M_w}{M_t}$	pourcents	25 à 60 %	-prélèvements -gravimétrie
humidité ou teneur en eau volumique	Θ Hr	$\Theta = \frac{V_w}{V_t}$	L ³ .L ⁻³ ou en cm ³ /cm ³ ou en pourcents	0 < Θ < 50 %	-gravimétrie : $\theta = \omega \cdot DA$ -sonde à neutron
Degré de saturation	Θ_s	$\Theta_s = \frac{V_w}{V_t}$	pourcents	0 < θ_s < 100 %	-à partir de θ et n $\theta_s = \theta / n$

Tableau I : - Paramètres fondamentaux du sol non saturé , d'après ARAGNOSSY (1978)

Pour définir l'état thermodynamique du sol, GROENEVELT et BOLTZ (1972) ont montré qu'il y a trois variables qui définissent l'état thermodynamique du sol : V , e et p où

V représente l'indice d'eau ;

e , l'indice des vides ;

p la succion totale (elle est notée h par la majorité des auteurs).

Les variables d'état v et e s'appliquent toutes les deux à la géométrie du sol. Elles sont liées par la relation suivante :

$$v = \frac{\text{volume total}}{\text{volume de la phase solide}} \quad \text{ou} \quad v = \frac{\text{volume des vides} + \text{volume de la phase solide}}{\text{masse de la phase solide}}$$

ou encore
$$v = \frac{(1+e)}{\rho_s}$$

v est également liée au potentiel chimique de la matrice solide $\mu_w(M)$ par la succion matricielle.

La teneur en eau
$$\theta = \frac{V_{eau}}{V_{\text{échantillon}}}$$

L'indice d'eau
$$I' = \frac{V_{eau}}{V_{\text{phase solide}}}$$

La teneur en eau gravimétrique
$$\theta_g = \frac{\text{Masse d'eau}}{\text{Masse phase solide}}$$

Sachant que $\rho_w = 1 \text{ cm}^3/\text{g}$, on peut poser
$$\theta_g = V \cdot \frac{\rho_w}{\rho_s}$$

Il faut toutefois remarquer que ces paramètres ne mettent en évidence que des rapports de masse et de volume, chaque phase étant considérée globalement. Ils ne peuvent à eux seuls caractériser l'état d'un sol. En effet, l'arrangement des différentes phases entre elles, la texture de la matrice, sa structure et sa nature sont autant de facteurs qui influencent fortement le comportement de l'eau dans le sol (FEODOROFF, 1970).

Tous ces paramètres sont liés entre eux et ne sont pas indépendants. Ils interviennent tous dans l'écoulement des fluides dans le milieu poreux qu'est le sol. Il est toutefois intéressant de noter que ces paramètres peuvent avoir des dénominations différentes suivant les auteurs (Tableau II).

Auteurs	variable 1	variable 2	variable 3
GROENEVELT et BOLTZ	V	e	p
Autres	θ ou W	v ou V	μ
	teneur en eau	volume massique	potentiel chimique de l'eau

Tableau II : Correspondance entre les variables d'état (ou variables descriptives) utilisées par GROENEVELT et BOLTZ (1972) (en gris) et celles utilisées par d'autres auteurs.

GROENEVELT et BOLTZ (1972) envisagent séparément deux cas ; celui de la structure du sol rigide et celui où elle est considérée variable.

Quand la structure du sol est considérée comme rigide, l'indice des vides e est alors constant. C'est-à-dire qu'il est à la fois indépendant du potentiel de l'eau et de la pression totale du mélange solides + gaz. Les variables p (suction totale), et θ (teneur en eau) caractérisent alors pleinement le système. Cela permet de caractériser l'humidité d'un système à matrice rigide par un diagramme suction (Ψ_m ou h) / teneur en eau volumique (θ), ou teneur en eau gravimétrique (Θ). Graphiquement ce type de système $h(\theta)$, est représenté par une courbe, dénommée courbe caractéristique d'humidité du sol (CHILDS, 1940) ou parfois courbe de pression matricielle (Fig. 3).

Quand la structure du sol est considérée comme variable c'est-à-dire déformable avec la teneur en eau, GROENEVELT et BOLTZ (1972) ont montré que le système est alors caractérisé par trois variables (dont deux sont liées) : e (indice des vides), θ (la teneur en eau) et p (la suction totale ou potentiel chimique) auxquelles on peut adjoindre parfois une quatrième variable (P , la pression de confinement). Ainsi dans les sols déformables, la description de la rétention, pour une pression externe donnée P , peut se faire par deux graphiques : les courbes de potentiel ($v-p$) et les courbes de retrait ($e-v$) (Fig.4).

À partir de $h(\theta)$ plusieurs équations paramétriques qui relient Ψ_m à θ ont été définies. Par exemple GARDNER et *al.*, (1970) ont établi la relation : $\Psi_m = a\theta^{-b}$. Par la suite, d'autres auteurs ont également étudié la relation $k(\theta)$ en vue de modéliser de la dynamique de l'eau.

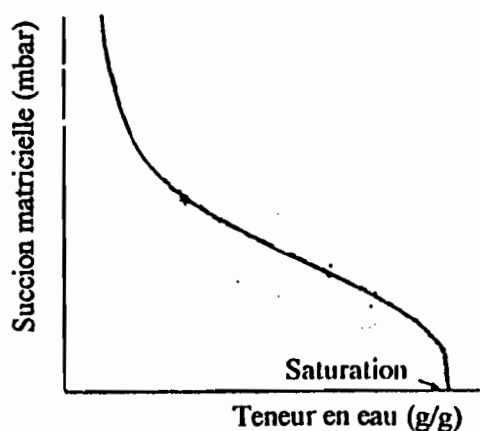


Fig. 3 Courbe caractéristique d'humidité d'un sol

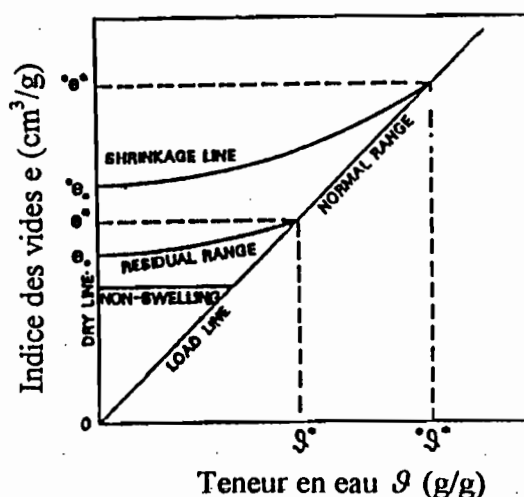


Fig4 Aspect général du diagramme $e - v - p$; d'après GROENEVELT et BOLT (1972)

Tous les sols, argileux ou non, sont susceptibles de variation volumique. C'est la raison pour laquelle les deux courbes $h(\theta)$ et $e(\theta)$ sont aussi importantes pour caractériser le fonctionnement structural du sol et sont complémentaires. Mais ces deux courbes ont été étudiées séparément et leurs développements ont été très différents au cours du temps en science du sol. La courbe $h(\theta)$ est la plus utilisée. Ces courbes seront détaillées ci-dessous.

2.3.2 La courbe caractéristique d'humidité $h(\theta)$

Beaucoup d'auteurs pensent, comme LITEY (1991), que l'arrangement des vides peut aider à une analyse de la structure du sol. Ils utilisent les courbes de rétention d'eau pour calculer la distribution de la taille des pores. Ces courbes décrivent la relation entre le potentiel matriciel (ou pression capillaire ou encore succion capillaire) et la teneur en eau du sol. Pour les obtenir, on procède à une mesure de la succion au sein de l'échantillon.

2.3.2.1 Définition

Dans les sols non saturés, la teneur en eau et le potentiel de pression varient simultanément. La relation qui existe entre ces deux variables constitue donc un élément essentiel de la description de la dynamique de l'eau. Cette relation exprime les variations d'intensité des forces de capillarité et d'adsorption en fonction de la teneur en eau.

Un accroissement de la succion de l'eau du sol est associé à une réduction de l'épaisseur des couches d'hydratation qui enveloppent les particules du sol. Il est donc associé à une diminution de l'humidité du sol.

La quantité d'eau qui demeure dans le sol à l'équilibre est fonction des dimensions et du volume des pores remplis d'eau. Elle est donc fonction de la succion matricielle. La courbe de potentiel de l'eau dans le sol est la représentation graphique du potentiel de l'eau dans le sol en fonction de sa teneur en eau. Cette courbe caractéristique d'humidité est influencée par la structure et la texture du sol (Fig.5), mais également par la compaction ou la présence de matières organiques.

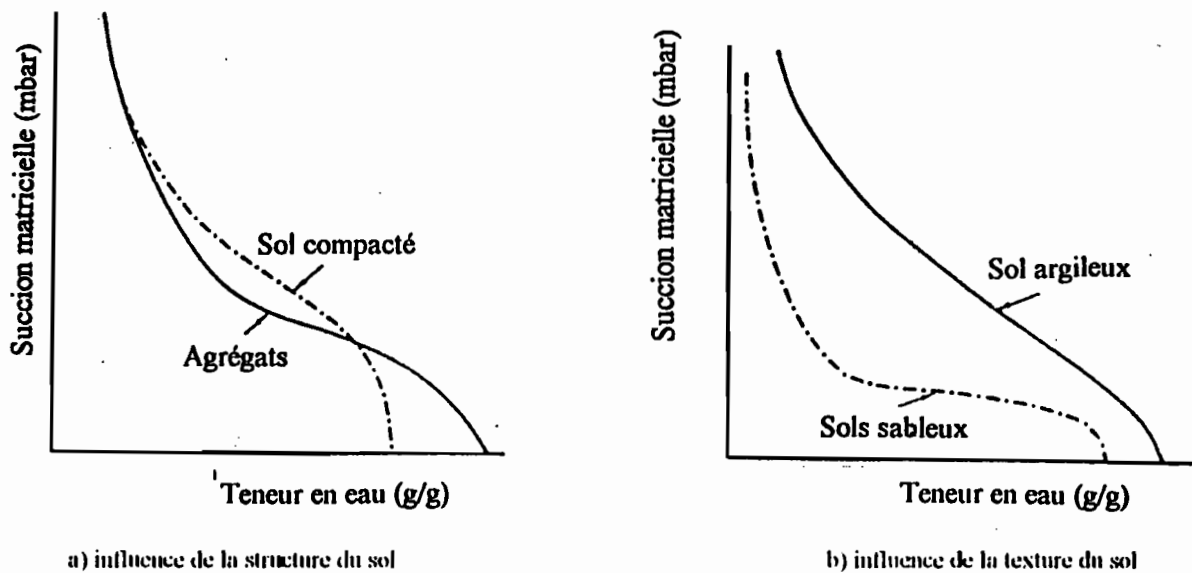


Fig.5 Influence de la structure (a) et de la texture (b) sur la courbe caractéristique d'humidité du sol (HILLEL, 1988).

Les forces de capillarité dépendent de l'organisation de l'espace poral du sol donc de la structure. Elles sont prédominantes dans la gamme des faibles succions matricielles ($0 < pF < 3$). Les forces d'adsorption dépendent de la surface spécifique des particules constitutives du sol, donc de la texture. Elles sont prédominantes dans la gamme des fortes succions matricielles ($pF < 3-4$). La quantité d'eau retenue dans le sol à l'équilibre est fonction des dimensions et du volume des pores remplis d'eau. De ce fait, elle est aussi fonction de la succion matricielle.

A partir de cette succion matricielle, plusieurs équations paramétriques qui la relient à θ ont été définies (Tableau III) :

Auteurs	Formule	Observations
VISSIER (1966)	$\Psi_m = \frac{a \cdot (f - \theta)^b}{\theta^c}$	Ψ est la succion matricielle, f la porosité, θ la teneur en eau volumique, a , b et c sont des constantes caractéristiques du sol
BROOKS et COREY (1966)	$\Psi_m^\lambda = Y_e^\lambda \cdot \frac{(\theta_s - \theta_r)}{(\theta - \theta_r)}$	Y_e^λ est la pression d'entrée d'air, θ_s la teneur en eau à saturation, θ_r la teneur en eau résiduelle
GARDNER et al., (1970)	$\Psi_m = a\theta^{-b}$	a et b sont des constantes caractéristiques du sol, θ la teneur en eau

Tableau III : Formules qui donnent le potentiel capillaire (ou matriciel) en fonction de la teneur en eau ; d'après VAN GENUCHTEN (1980) in CALVET (1993).

D'habitude, les courbes caractéristiques d'humidité $h(\theta)$ sont déterminées expérimentalement en laboratoires à partir d'échantillons de sol non remaniés. Cette détermination peut se faire par mesure de la teneur en eau d'un échantillon pour diverses valeurs de succion soit par gravimétrie, soit depuis quelques années, par "l'humidimètre à neutrons". Il faut néanmoins noter que jusqu'à présent, aucune relation satisfaisante n'a pu être établie entre la succion matricielle et les propriétés fondamentales du sol (HILLEL, 1988). En fait, l'utilisation des équations empiriques est limitée, soit par la difficulté d'évaluation des constantes (équation de VISSIER), soit par le fait qu'elle ne convient qu'à une partie de la courbe $h(\theta)$ (équation de GARDNER). Par ailleurs, la modélisation de la courbe de potentiel est rendue plus difficile par le phénomène d'hystérésis.

2.3.2.2 Le phénomène d'hystérésis

L'hystérésis est un phénomène qui complique l'évaluation du potentiel matriciel. Il est lié au fait que pour un vide particulaire, le potentiel de déshydratation sera habituellement plus faible que le potentiel d'hydratation. Cela se traduit par le fait que pour une pression capillaire donnée, la teneur en eau en dessèchement est inférieure à la teneur en eau en hydratation.

Pour un échantillon initialement humide soumis à un cycle d'humectation et de dessiccation, on constate souvent que la courbe de déshydratation ne coïncide pas avec la courbe d'hydratation. On dit alors, qu'il y a hystérésis (Fig. 6). L'effet d'hystérésis peut être attribué, entre autres, à la non uniformité géométrique des vides de forme irrégulière interconnectés par des passages plus petits (HILLEL, 1988). Cette non conformité entraîne l'effet "bouteille d'encre" illustré dans la Fig. 6b.

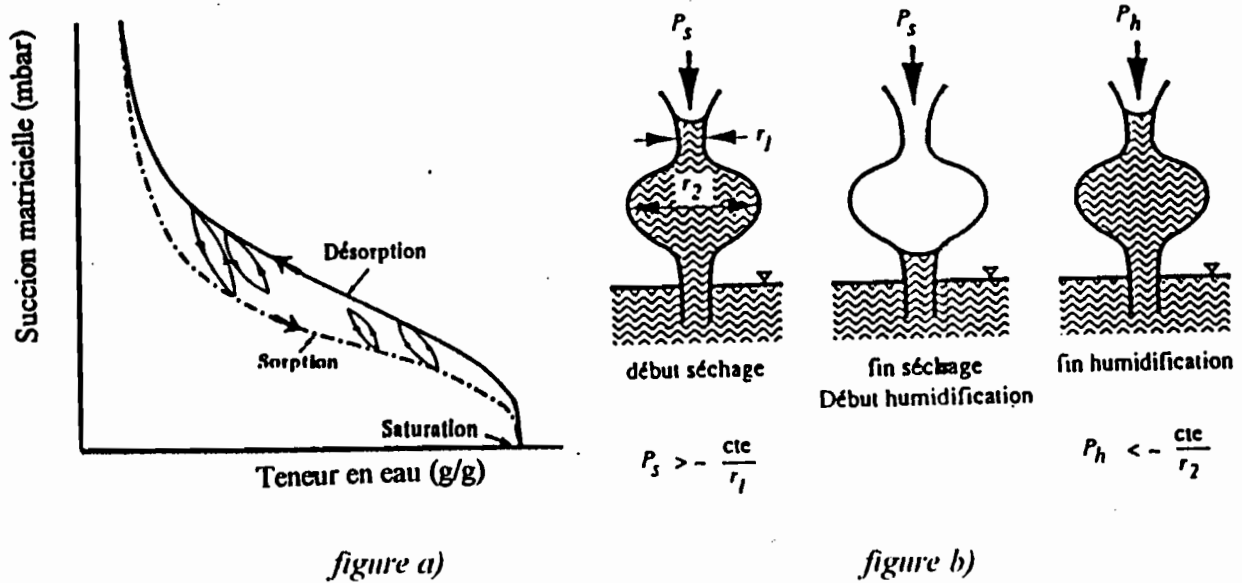


Fig.6 Le phénomène d'hystérésis pression capillaire-teneur en eau (a) ; d'après Hillel (1988) et l'effet "bouteille d'encre (b) par DYSLI, (1991) cité par LANGNY, (1992)

Pendant la dessiccation, le drainage du pore ne se produit que lorsque la suction P_s dépasse les forces de surfaces engendrées par le rayon du canal qui connecte deux pores. Elle dépend donc du plus petit rayon r_1 des canaux.

À l'inverse, pendant l'humidification, le remplissage du pore se fait par une suction P_h déterminée par le rayon du pore lui-même. Cela donne une valeur de suction inférieure à celle de la dessiccation. La sorption dépend donc du plus grand rayon r_1 des pores. De plus, l'air piégé dans les pores, ne peut être complètement expulsé lors d'une humectation, ce qui explique que le potentiel d'humectation (sorption) soit plus faible que le potentiel de dessiccation (désorption) pour une même teneur en eau.

2.3.2.3 Utilisation

La courbe de potentiel de l'eau du sol a fini par être appelée "courbe caractéristique de l'humidité du sol" à cause de son utilisation en agronomie. Par ailleurs, des auteurs comme BRUANI (1986) ont cru pouvoir estimer les valeurs des différentes classes de pores et celles des rayons de pores équivalents pour lesquelles ils sont accessibles. Mais il faut rappeler que ces valeurs sont des estimations qui ne tiennent pas compte de la variation géométrique des pores (et du rayon des pores) avec la variation de teneur en eau. Elles permettent toutefois, pour un sol donné de déterminer, la classe porale qui retient le maximum d'eau aux faibles potentiels quand la taille des grains diminue. Cette classe est indiquée par la pente de la courbe (YONGI et WARKENTIN, 1975).

2.3.3 La courbe de retrait

La courbe de potentiel ne peut pas à elle seule caractériser un sol. En effet, même les sols dits "rigides" sont constitués d'une matrice (ou plasma argileux) solide qui gonfle et se rétracte. Ceci montre la nécessité de tenir également compte de la variation de volume de la structure du sol à ses différentes échelles fonctionnelles (horizon, agrégat primaire). La prise en compte de cette variable d'état a donné naissance à la courbe de retrait.

2.3.3.1 Définition

La courbe de retrait représente la variation de volume massique d'une pâte d'argile ou d'un échantillon de sol en dessèchement, en fonction de la teneur en eau. En pédologie, elle était connue depuis longtemps (TEMPANY, 1917 ; HAINES, 1923), mais elle ne se mesurait pas facilement.

En ordonnée, on représente la variation de volume ; celle-ci peut être exprimée différemment selon les auteurs : par la masse volumique ρ , par le volume massique v ou par l'indice des vides e . En abscisse, on représente la teneur en eau. Les auteurs l'expriment aussi différemment : en cm^3 d'eau par cm^3 de sol (humidité volumique) ; en g par g (humidité pondérale : SPOSITO, 1972) ; en cm^3 par cm^3 de la phase solide (indice de l'eau : TESSIER, 1984) ; en cm^3 par g, (volume d'eau par gramme de sol sec : BRAUDEAU, 1987).

On distingue généralement quatre phases de retrait durant le dessèchement : " structural ", " résiduel ", " normal " et " sans retrait " (Fig. 7).

La courbe de retrait d'une pâte d'argile ne possède pas de phase de retrait " structural ". Elle débute par la phase de retrait " normal ", au cours de laquelle la variation de volume de l'échantillon équivaut à la variation de volume d'eau $\left(\frac{dv}{d\theta} = 1\right)$, et l'échantillon reste saturé. La courbe de retrait est alors une droite, appelé *droite de saturation*, parallèle à la première bissectrice. Elle exprime l'équation : volume total = volume de solide + volume d'eau (STENGHE, 1983). Son ordonnée à l'origine correspond de ce fait au volume v_s de la phase solide de l'échantillon de sol.

Au cours de la phase de " retrait résiduel ", la variation de volume de l'échantillon de sol est inférieure au volume d'eau perdu dont une partie est remplacée par de l'air $\left(\frac{dv}{d\theta} < 1\right)$. Cela veut dire qu'il y a une augmentation du volume d'air contenu dans le sol. Pour cette raison, le point de transition du retrait normal au retrait résiduel est appelé *point d'entrée d'air*. De la même façon, le point correspondant à la fin du retrait résiduel est appelé *limite de retrait*.

La phase " sans retrait " a ensuite été définie par HOLMES (1955). Durant cette troisième phase la variation de volume dv est nulle. C'est le domaine dans lequel le volume de l'échantillon reste constant et devient indépendant de la teneur en eau. La partie correspondante de la courbe est alors une droite horizontale. Cette phase de retrait nul existe pour certaines argiles comme la kaolinite, mais n'apparaît pas pour des argiles qui n'ont pas de limite de retrait (smectites, montmorillonites).

La phase de retrait " structural " a été définie par STIRK (1954). Après avoir réexaminé les travaux de LAURITZEN et STEWART (1941) et ceux de LAURITZEN (1948), il s'était rendu compte qu'aux fortes teneurs en eau, le retrait des échantillons de sol était affecté par leur structure. Il a ainsi défini une quatrième phase de retrait, qu'il a appelée retrait " structural ". Cette phase comme la phase de retrait " résiduel " est caractérisée par un volume d'eau perdu plus grand que la variation de volume de l'échantillon $\left(\frac{dv}{d\theta} < 1\right)$. Cette phase s'observe au niveau du point de saturation. Elle est associée à l'écoulement de l'eau dans les gros pores stables (Fig. 7).

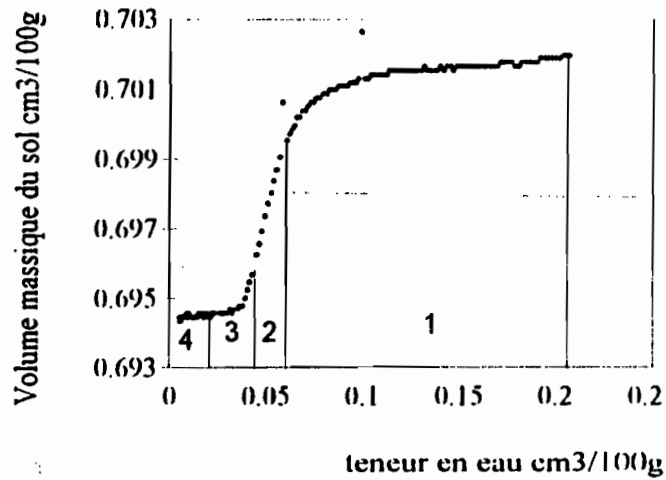


Fig. 7 Courbe de retrait définissant les quatre phases « structural » 1, « normal » 2, « résiduel » 3 et « sans retrait » 4

Par la suite, REEVE et HALL (1978) confirmeront l'existence des différentes phases de retrait, décrites par STIRK (1954), sur des échantillons de sols argileux. Au cours de leurs travaux, ils ont également montré la relation qui existe entre la phase de retrait structural et les propriétés physiques du sol, notamment ses propriétés agronomiques. Ils ont mis en évidence le rôle de la structure sur la pente de la phase de retrait normal : $\frac{dv}{d\theta} =$ et s'écarte de l'unité avec la taille de l'échantillon. BRAUDEAU (1988 a et b) a ensuite montré que cette pente pouvait atteindre des valeurs très faibles (environ 0,2) pour les sols à faible taux d'argile.

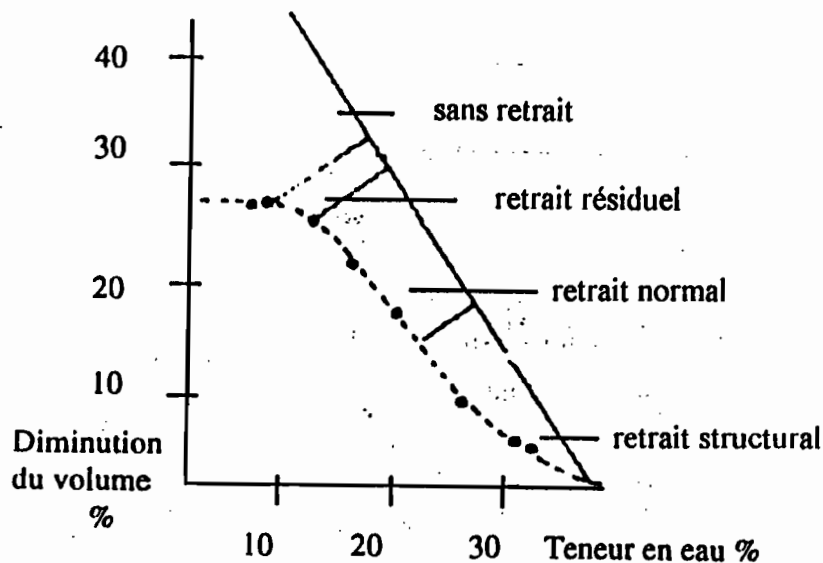


Fig.8 Les différentes phases de retrait d'échantillons de sols de Faulbourne et de Ragdale ; d'après REEVE et HALL, (1978)

Dans leurs travaux, BRUANI (1986) et BRUANI et PROST (1987) ne distinguent que trois des quatre phases principales. Les deux extrêmes de ces phases (la première et la dernière) sont linéaires. Elles semblent correspondre à une diminution des teneurs en eau sans variation du volume apparent.

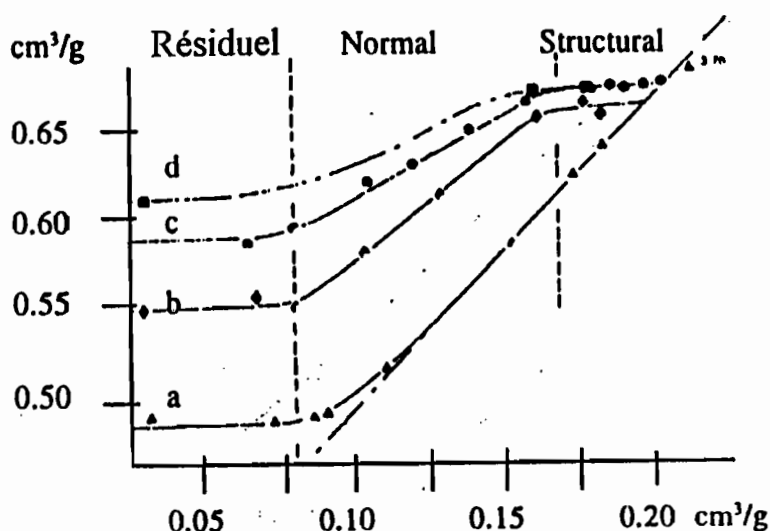


Fig.9 Courbes de retrait d'échantillons argileux micrométrique (a), millimétrique (b), centimétrique ; d'après BRUANI et PROST (1987)

Des auteurs comme MCGARRY et DANIELLS (1987), MCGARRY et MALAFANT (1987), MCGARRY et SMITH (1988), BRAUDEAU (1988), MAPANGUI (1992) et COLLEUILLE (1993) utilisent la courbe de retrait d'échantillons de sol comme moyen de caractérisation des propriétés structurales du sol.

2.3.3.2 Utilisation

La courbe de retrait est considérée par beaucoup d'auteurs comme un outil indispensable pour une meilleure compréhension du comportement physique du sol. C'est ce que montrent les résultats auxquels ont abouti certains auteurs, parmi lesquels on peut citer BRAUDEAU (1988) ; BOIVIN (1991) ; BRAUDEAU et BRUANI (1993) ; COLLEUILLE (1993) et ZANTE (1994).

BRAUDEAU (1988) a défini les caractéristiques pédohydrauliques du sol à partir de la courbe de retrait. Il a ainsi pu calculer les taux d'humidité caractéristiques que seule la courbe caractéristique d'humidité du sol permettait d'évaluer jusqu'alors. Il a montré que la courbe de retrait offrait un cadre qui permettait d'expliquer de manière pédologique les notions empiriques de réserves en eau et d'états hydriques du sol. Ces notions étaient utilisées en agronomie, pour évaluer les potentialités d'alimentation en eau des plantes par le sol. Il a enfin montré que la courbe de retrait permettait également de quantifier les propriétés physiques du système sol-eau-air.

BOIVIN (1991) a également utilisé la courbe de retrait pour caractériser les sols sulfatés acides de Katouré en Casamance (Sénégal). Il a mis en évidence la relation qui existait entre la salinité et la courbe de retrait en montrant que cette dernière est applicable pour des échantillons qui comportent plus de 10 % d'argile. Il a aussi montré que les paramètres pédohydrauliques définis précédemment par BRAUDEAU (1988) et les potentiels formaient un ensemble cohérent qui synthétise aussi bien le comportement physique que le comportement hydrodynamique de l'échantillon.

BRAUDEAU et BRUAND (1993) ont montré comment calculer la réserve en eau associée à l'argile du sol.

A partir de la courbe de retrait, COLLEUILLE (1993) a mis au point une méthode de fractionnement qui permet de diviser le sol en agrégats primaires (primary peds), et d'analyser ces agrégats par classe de taille.

Par cette même courbe de retrait ZANTE (1994) a fait une comparaison entre les horizons de sols travaillés et des horizons de sols non travaillés. En appliquant la méthode de la courbe de retrait sur ces deux types de sols, il a pu appréhender les transformations du sol dues au travail. Celles-ci consistent en un accroissement des macro-agrégats qui se traduit par une augmentation de la phase de retrait dite "normal". Cette méthode lui a également permis de mettre en évidence l'effet destructurant du sodium.

2.3.3.3 Conclusion

L'intérêt des courbes de retrait comme moyen de caractériser la structure du sol s'est accru depuis les travaux de REEVE et HALL (1979). Plusieurs travaux de base sont apparus depuis : GIRALDEZ et SPOSITO (1983); BRUAND et PROST (1987); MCGARRY et DANIELS (1987); BRAUDEAU (1988a, b); BRAUDEAU et BRUAND (1993).

Cependant, la courbe de retrait n'est pas encore aussi couramment utilisée que la courbe de potentiels dite "courbe caractéristique d'humidité". Cela est la conséquence essentiellement des difficultés techniques d'obtention de ces courbes.

Chapitre II : Modélisation du fonctionnement hydro-structural du sol

Pour expliquer le comportement des systèmes naturels et les relations de cause à effet qui existent entre leurs constituants, il est nécessaires d'avoir recours aux modèles. Ces derniers permettent de simuler l'évolution ou la variation des composantes de ces systèmes. Dans le chapitre précédent, il a été montré que la structure du sol est un des paramètres les plus importants pour l'étude du comportement du sol. Il est donc nécessaire de comprendre les modèles de base de cette structure. Mais il est surtout essentiel que son rôle soit représenté avec le maximum de précision dans ces simulations (COUGHLAN *et al.*, 1991).

Les modèles mathématiques qui ont été développés pour l'étude de l'hydrodynamique du sol, sont basés sur des hypothèses simplificatrices de la structure du sol. Ils l'assimilent à un milieu poreux homogène, indéformable et inerte. Cette approche paraît restrictive par rapport à la réalité. Nous l'avons vu dans le chapitre précédent, la structure du sol présente plusieurs niveaux d'organisation. Le premier de ces niveaux formé de l'agrégation des particules très fines (argile, hydroxydes) est non seulement déformable mais aussi réactif vis à vis de l'eau. Nous verrons dans ce chapitre comment poser un modèle fonctionnel de la structure du sol qui puisse servir à la modélisation mathématique des processus (hydrodynamiques et autres) dans le sol.

Pour cela, une synthèse bibliographique des modèles de description morphologique de la structure du sol, sera présentée. Elle s'appesentira sur les modèles qui ont été posés au courant du temps en pédologie et qui se rapprochent plus ou moins de la réalité morphologique observée selon les échelles, de la lame mince jusqu'au profil de sol.

1 Modèles de description morphologique

Le premier modèle de description morphologique de la structure du sol qui ait été construit de manière systémique et universelle, sur la base d'observation à plusieurs échelles de la structure du sol, a été établi par BREWER (1964).

1.1 Modèle de BREWER

Le sol est constitué d'assemblages d'éléments complexes. Il faut nécessairement, pour appréhender son fonctionnement, comprendre, et la morphologie et le fonctionnement de ces différents constituants pris individuellement. Pour se faire, BREWER a mis en place un modèle adapté à l'étude micromorphologique du sol par observation sur lames minces. Ses travaux ont abouti à une méthode systémique de description de la structure du sol. Il a montré que la structure du sol est organisée en plusieurs niveaux hiérarchisés. Chaque niveau correspond à un assemblage homogène d'éléments structuraux appelés agrégats. Il a défini l'agrégat comme étant un assemblage d'autres agrégats plus petits et/ou de particules primaires. Et cela, quelle que soit l'échelle d'observation, jusqu'au niveau de l'horizon. L'agrégat constitue l'unité de description du profil de sol. Ces travaux ont aidé à comprendre l'organisation d'un matériau sol : celle-ci peut être exprimée par la description de trois unités d'organisation élémentaires : les agrégats (peds), les traits (ou accidents) pédologiques (features) et le fond matriciel (s-matrix).

Les différents niveaux de structure sont faits de l'assemblage des unités élémentaires, puis de l'assemblage de leur assemblage et ainsi de suite jusqu'au niveau de l'horizon de sol.

1.1.1 Organisation de l'unité fondamentale

L'unité fondamentale (basic unit) est le ped (ou agrégat) primaire si le sol est non agrégé (pedal fabric) ; sinon c'est l'horizon de sol non agrégé lui-même (apedal fabric).

– Les peds (ou agrégats) primaires sont les peds les plus simples qui peuvent exister dans un matériau sol. Ils ne peuvent pas être divisés en agrégats plus petits, mais ils peuvent être assemblés pour former des agrégats complexes d'un niveau d'organisation plus élevé. De ce fait, ce sont les unités de base les plus commodes pour la description pédologique des matériaux de sol agrégés. Au sein de l'unité fondamentale, les niveaux d'organisation qui apparaissent s'expriment par la nature de l'unité et l'organisation interne de sa matrice argileuse. Ils s'expriment en plus par la taille, la forme et l'arrangement des traits pédologiques inclus dans cette matrice argileuse.

– La structure fondamentale (basic structure) est la structure du fond matriciel. Dans les agrégats primaires ou dans un sol non agrégé, il s'agit de l'ensemble des caractères qui se rapportent à la fois à la taille, à la forme, à l'arrangement des grains simples (plasma et squelette) et des vides. Au préalable, dans les agrégats primaires ou dans un sol non agrégé, tous les accidents pédologiques autres que les séparations plasmiques sont exclus.

– La structure plasmique (plasmic structure) est la structure du plasma du fond matriciel. C'est l'architecture qui se définit par l'ensemble des caractères qui se rapportent à la taille, à la forme, à l'arrangement des grains du plasma et des vides intergranulaires simples qui leur sont associés.

– La structure primaire est la structure interne d'un sol non agrégé ou d'un ped primaire. C'est la structure fondamentale (basic structure) à laquelle s'ajoute l'ensemble des caractères qui se rapportent à la taille, à la forme et à l'arrangement de tous les traits pédologiques inclus dans la matrice.

Pour la description des matériaux complexes, BREWER (1964) a jugé utile d'introduire un niveau d'organisation intermédiaire entre la structure primaire et la structure fondamentale, c'est la structure élémentaire.

– La structure élémentaire est un niveau simplifié de la structure primaire. C'est la structure fondamentale à laquelle s'ajoute l'ensemble des caractères qui se rapportent à la taille, à la forme, et à l'arrangement caractéristiques d'accidents pédologiques spécifiques.

NIVEAUX D'ORGANISATION	UNITES DE L'ORGANISATION	CONSTITUANTS DECRIIS
Structure plasmique	fond matriciel du sol ou des accidents pédologiques (y compris les séparations plasmiques)	plasma
Structure fondamentale	fond matriciel du sol ou des accidents pédologiques (y compris les séparations plasmiques)	plasma (plus les séparations plasmiques). les grains du squelette et les vides
Structure élémentaire	- ped ou agrégat primaire	le plasma (plus le plasma de la S-matrix. les grains du squelette. les vides (y compris ceux de la S-matrix). les accidents intra-agrégats spécifiques considérés comme des unités.
	- les traits pédologiques hôtes	le plasma (plus le plasma de la S-matrix. les grains du squelette. les vides (y compris ceux de la S-matrix). <u>les accidents intra-agrégats spécifiques</u> considérés comme des unités.
Structure primaire	- peds primaires	le plasma (plus le plasma de la S-matrix. les grains du squelette. les vides (y compris ceux de la S-matrix). et <u>tous les accidents intra-agrégats</u> considérés comme des unités.
	- les traits pédologiques hôtes	le plasma (plus le plasma de la S-matrix. les grains du squelette. les vides (y compris ceux de la S-matrix). <u>tous les accidents intra-agrégats</u> considérés comme des unités.
Structure secondaire	- les ped ou agrégats secondaires - les traits pédologiques hôtes	les agrégats primaires comme unités, les vides inter-agrégats. les traits pédologiques interagrégats le plasma. les grains du squelette. les vides. et les accidents pédologiques simples et ceux considérés comme des unités.
Structure tertiaire	les peds ou agrégats tertiaires	les agrégats secondaires comme unités. les vides interagrégats et les accidents pédologiques interagrégats.

Tableau IV : Les différents niveaux de structure ; d'après BREWER (1964).

1.1.2 Organisation des peds

Le niveau d'organisation primaire (ou originel) intéresse les agrégats reconnaissables, les traits pédologiques interagrégats et les vides. Les agrégats primaires, comme présentés plus haut, peuvent s'assembler pour donner des agrégats plus complexes à des niveaux de structure secondaire, tertiaire :

- La structure secondaire est définie par la taille, la forme, l'arrangement des agrégats primaires, de leurs vides interagrégats et des traits pédologiques interagrégats associés.
- La structure tertiaire est définie par l'organisation des agrégats secondaires.

On peut, théoriquement rencontrer des niveaux d'organisations plus élevés ; tout dépend de la présence d'agrégats plus complexes et de leur reconnaissance. On observe de la même façon des niveaux d'organisation hiérarchisés depuis l'échelle macroscopique jusqu'à l'échelle microscopique.

1.1.3 Organisation des traits pédologiques

Les niveaux d'organisation dans un trait pédologique sont identiques à ceux d'un agrégat primaire.

Un trait pédologique hôte peut contenir d'autres traits pédologiques inclus (inclusions) qui à leur tour peuvent être des hôtes secondaires pour des inclusions secondaires etc (Fig. 10).

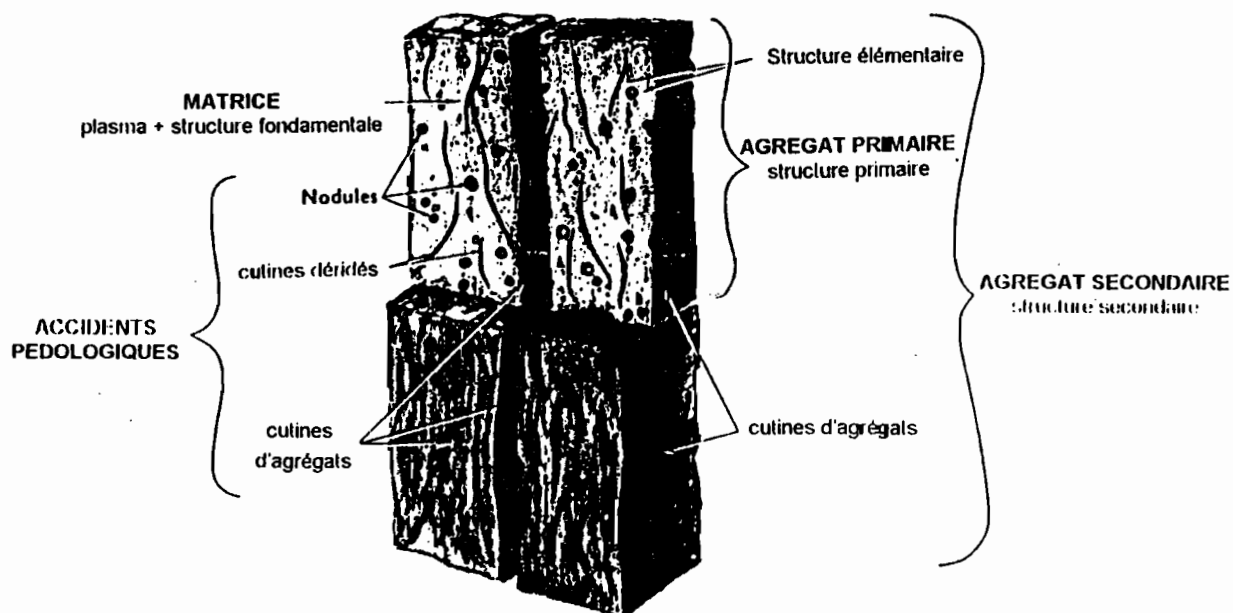


Fig. 10 : Représentation de la structure dans un matériau complexe de sol agrégé ; d'après BREWER (1964)

1.2 Modèle de STOOPS et JUNGERIUS

STOOPS et JUNGERIUS (1975) ont mis en place une représentation des différentes organisations de base du sol qui rend compte, de façon exhaustive, des différentes formes d'organisation au niveau de structure secondaire (assemblage des peds primaires). Toutes les formes de répartition du plasma argileux par rapport aux grains du squelette peuvent y être placées, en intergrade entre les différents pôles représentés au sommet du polyèdre (Fig. 11).

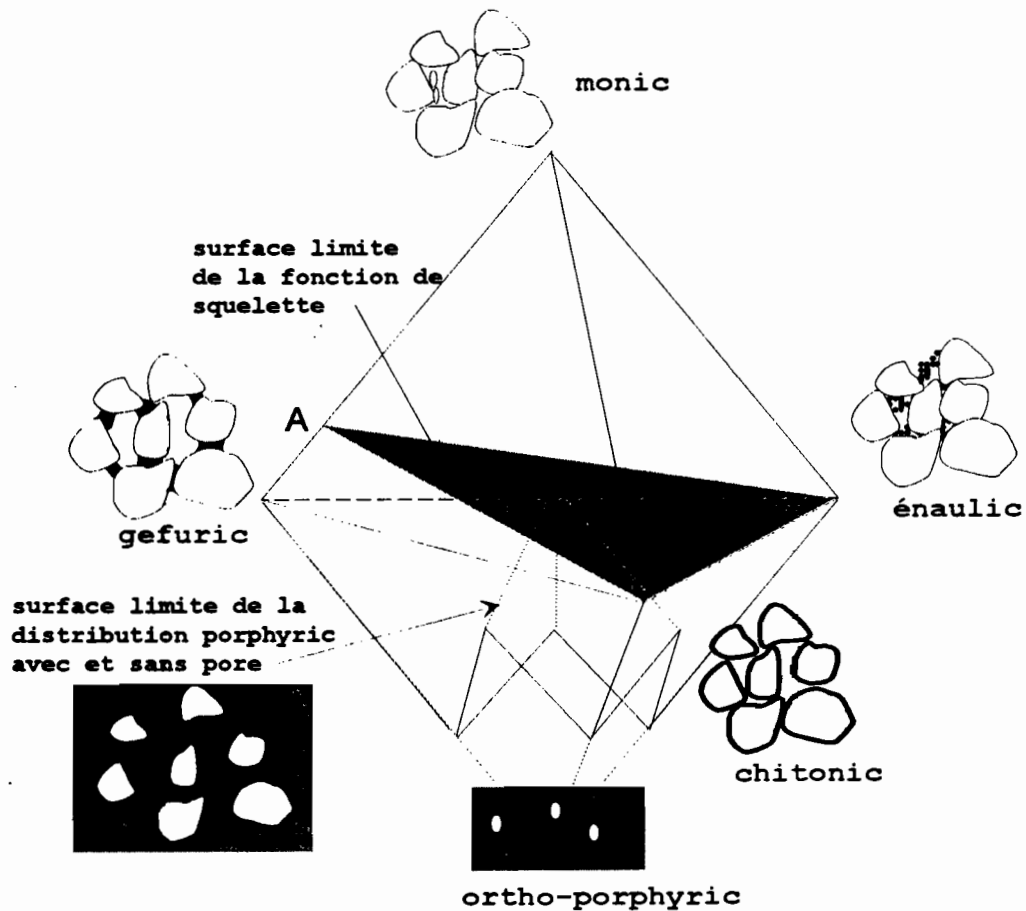


Fig. 11 : – Diagramme des différents types de distribution de base entre grains du squelette et particules fines (plasma) ; d'après STOOPS et JUNGERIUS (1975).

Sur ce diagramme on distingue deux sortes de porosité à l'échelle de la lame mince : une microporosité au sein du plasma argileux, gonflant et déformable, et une porosité d'assemblage constituée de l'espace inter-grains entre les éléments de la structure qui, elle, est plus stable. Ces deux types de porosité correspondent exactement à la microporosité et la macroporosité définies par YONG et WARKENTIN (1975), et présentées plus loin. Ces deux porosités (microporosité et macroporosité) sont également appelées porosité texturale et porosité structurale (MONNIER et al., 1973 ; STENGEL, 1979 ; FIES et STENGEL, 1981), ou porosité intra-agrégats et porosité inter-agrégats (CURRIE, 1966 ; SHEIN et al., 1988).

Ce diagramme montre une répartition des sols en deux classes : des sols avec très peu ou pas de plasma, dont les particules grossières sont jointives, au dessus de la surface (A), et au dessous de cette surface, des sols dont les particules grossières sont "noyées" dans le plasma argileux. Cette répartition différencie les sols macroscopiquement rigides aux différentes teneurs en eau, des sols qui sont susceptibles de varier en volume à cause du plasma argileux en quantité plus importante. Ces derniers types de sols vont transmettre, au niveau macroscopique de l'ensemble de l'échantillon, la variation de volume du plasma argileux quand celui-ci se charge ou se décharge d'eau. Ce qui montre que la variation de volume global est en rapport avec la teneur en eau du plasma argileux.

En mettant en évidence au niveau de la lame mince, la relation entre les différentes formes d'assemblage et la texture granulométrique, BREWER (1979) a aussi montré que la surface (A) définie par STOOPS et JUNGERIUS correspond à un pourcentage argile + limon voisin de 10 % (Fig.12).

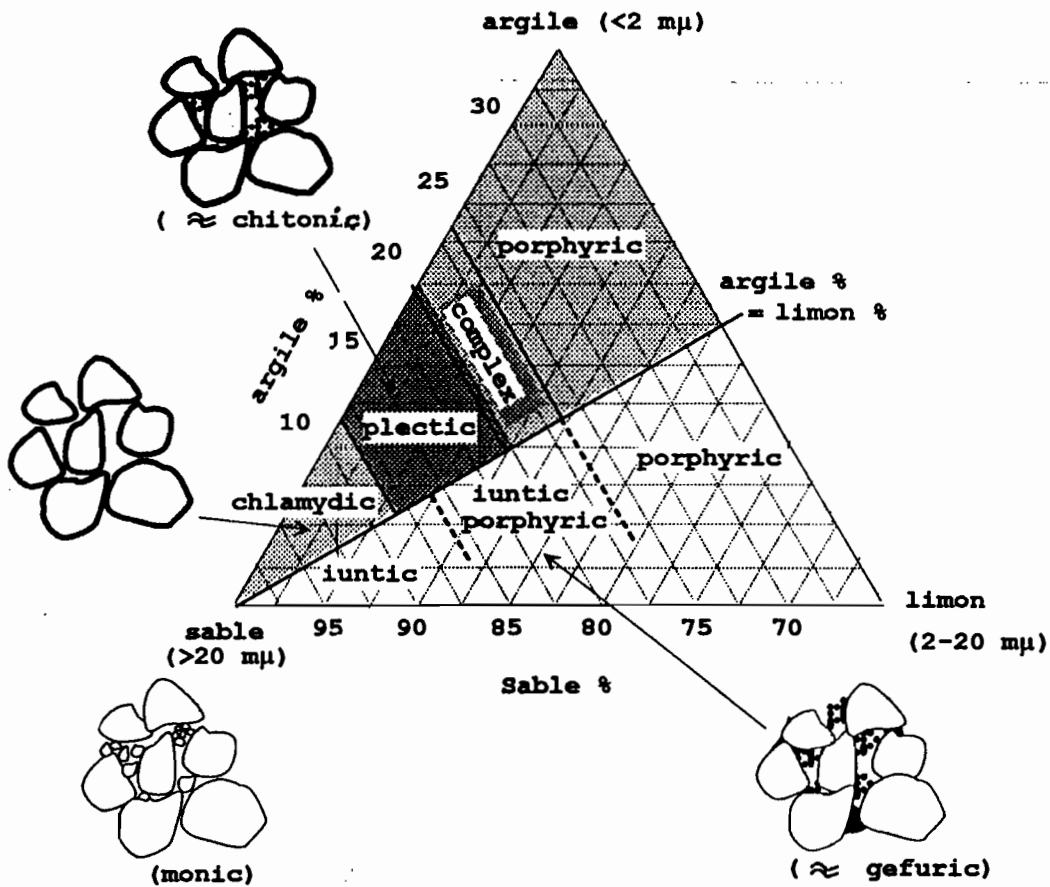


Fig.12 – Relation entre le type d'assemblage plasma/squelette (fabrique) et la texture ; d'après BREWER (1979)

1.3 Modèle de YOUNG et WARKENTIN

Le modèle de structure défini par YONG et WARKENTIN (1975) prend appui sur le modèle descriptif de BREWER (1964) avec cependant quelques simplifications. Ils distinguent trois échelles de reconnaissance : l'échelle macroscopique, l'échelle microscopique et l'échelle ultra-microscopique.

– À l'échelle macroscopique, les unités structurales sont visibles à l'œil nu et les particules granulaires constituent en général des unités structurales élémentaires. Dans les sols argileux, les unités de fabrication identifiables à l'œil nu consistent en une agrégation de particules d'argiles qui sont définies comme étant des peds (ou des agrégats). Chaque ped (ou agrégat) répond à la définition qu'en donne BREWER (1964).

– À l'échelle microscopique les unités de fabrication identifiées consistent en plusieurs particules ou groupes de particules qui sont dénommés " grappes ". La composition d'une grappe est quelque peu identique à celle de l'agrégat primaire. Les grappes peuvent se combiner pour donner des agrégats.

– Les petites unités de fabrication observées et discernées à cette échelle d'observation sont les " domains " et/ou les particules élémentaires d'argile. Les " domains " consistent en deux ou plusieurs particules jouant le rôle d'unité. Plusieurs " domains " (ou tactoïdes) peuvent se combiner pour donner des grappes.

Comme BREWER (1964), YONG et WARKENTIN (1975) ont montré que les particules argileuses ont tendance à former des groupes ou des unités identifiables. L'arrangement géométrique de celles-ci définit les unités structurales qui constituent une première échelle d'observation, celle de l'agrégat primaire de BREWER. À son tour, l'arrangement géométrique des particules élémentaires au sein de chaque fabrication, constitue une seconde échelle d'observation. Enfin, l'arrangement de toutes les particules, fabrications et vides donne la fabrication totale des sols argileux. La hiérarchisation des niveaux d'organisation du sol se retrouve donc aussi chez ces auteurs, mais définie de façon et selon une terminologie légèrement différente.

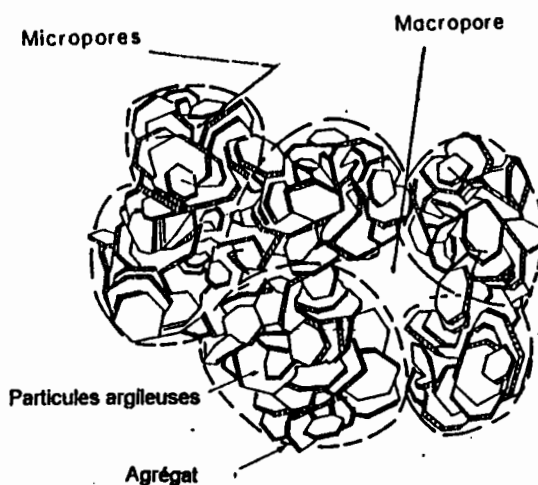


Fig. 13 - Diagramme schématisant les macro- et les micropores dans un agrégat : d'après YONG et WARKENTIN (1975)

Dans la plupart des modèles la rétention de l'eau se mesure sans distinction des différents types de forces qui retiennent l'eau. Mais YONG et WARKENTIN font remarquer que l'interprétation de ces mesures doit obligatoirement tenir compte de cette distinction faite à partir de l'observation morphologique (macroporosité, microporosité intra agrégats primaires).

Le modèle descriptif de YONG et WARKENTIN tend vers un modèle fonctionnel de la structure du sol. En ce sens, une définition fonctionnelle de la microporosité et de la macroporosité est posée : la macroporosité est définie comme l'espace inter agrégat primaire, et la microporosité comme l'espace entre agrégats primaires.

Ces deux types de porosité sont fonctionnellement très différentes. YONG et WARKENTIN font remarquer qu'à l'observation des lames minces (Fig. 14), les phénomènes de rétention d'eau ne peuvent se limiter aux seules forces capillaires. Il y a aussi nécessairement des forces de gonflement qui ont leur siège dans la matrice argileuse répartie au sein de la structure du sol. Ainsi la microporosité est le siège des forces de gonflement liées à une variation de volume beaucoup plus importante qu'au sein de la macroporosité. Dans la matrice argileuse des agrégats primaires, l'eau est retenue, essentiellement par les forces de gonflement.

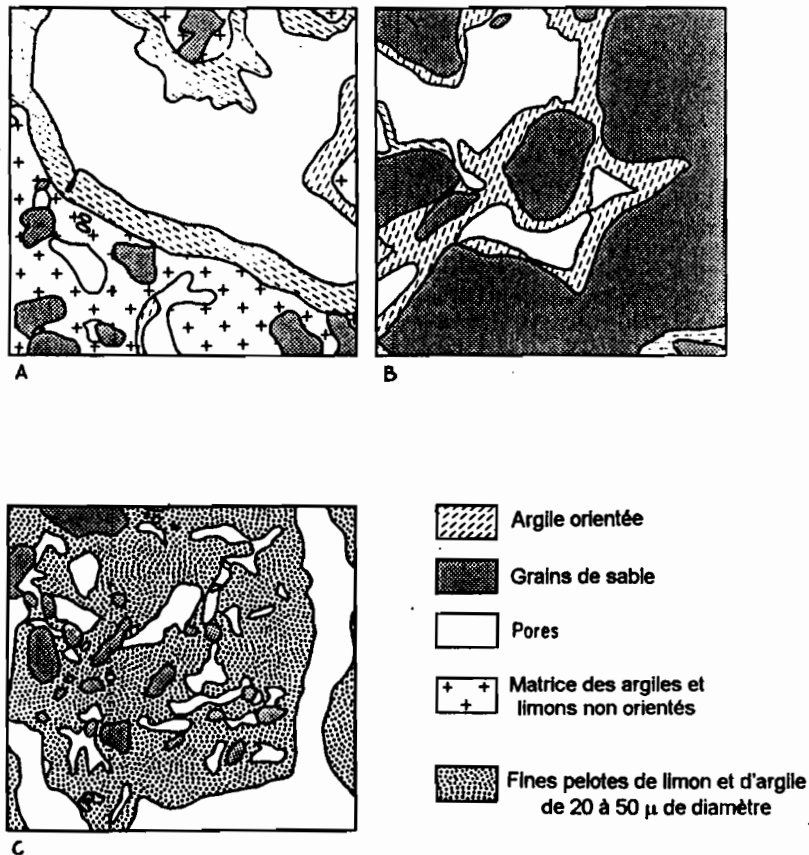


FIG. 14. — A : Revêtement d'argile orientée qui tapisse les gros pores et définit la surface d'un agrégat avec de petits pores au sein des particules non orientées ;
 B : Grains de sable reliés par des films d'argile orientée et des ponts d'argile ;
 C : Structure particulière montrant les larges pores qui les délimitent et les petits pores en son sein; d'après Soil Classification U. S. Department of Agriculture ; in YOUNG et WARKENTIN (1975)

2 Modèles fonctionnels

2.1 Définition

Un modèle fonctionnel est une représentation schématique de la réalité, qui contient toutes les hypothèses de travail permettant la modélisation des propriétés de ce modèle, ou encore la simulation de son fonctionnement.

Son rôle est important, car, par lui, sont définies sans ambiguïté toutes les variables descriptives et caractéristiques de l'objet. Ces variables peuvent être ensuite mesurées adéquatement ou modélisées par l'application des lois physiques ou d'équations empiriques sur le modèle de base (modèle fonctionnel).

Pour modéliser les propriétés hydrophysiques de la structure du sol par exemple, un modèle fonctionnel de cette structure doit être posé. Il en existe plusieurs qui l'ont été plus ou moins implicitement au cours du temps, pour modéliser certaines variables comme $h(\theta)$, $K(\theta)$, $v(\theta)$, $\theta(t)$ etc. Parmi ces modèles, ceux qui ont été les plus clairement exprimés seront présentés.

2.2 Modèle capillaire

Le modèle le plus couramment utilisé en physique du sol est celui qui assimile le sol à un réseau de pores capillaires interconnectés par des pores de rayons différents. Ce modèle fonctionnel très simplifié, est alors caractérisé par une distribution des rayons des pores.

Il a été établi ainsi pour pouvoir y appliquer la loi de JURIN et modéliser la courbe caractéristique d'humidité $h(\theta)$ connaissant la distribution des rayons des pores.

Cette loi énonce que si un tube capillaire est plongé dans l'eau, le niveau monte dans le tube jusqu'à une hauteur appelée hauteur d'ascension capillaire (Fig. 15). Il se forme un ménisque résultant de l'angle de contact de l'eau (α) avec les parois du tube et dont la courbure est d'autant plus grande que le tube est plus petit et que le liquide est mouillant (c'est-à-dire l'angle de contact s'éloigne de 90°). Cette courbe entraîne une différence de pression de part et d'autre de l'interface eau-air. La différence de pression ou pression capillaire ΔP entre P_w et P_a est donnée par la loi de LAPLACE :

$$\Delta P = P_a - P_w = \frac{2\gamma \cos \alpha}{R}$$
 P_w représente la pression de l'eau et P_a la pression atmosphérique. En

général, on admet que l'air du sol est à la pression atmosphérique d'où, $\Delta P = -\frac{(2\gamma \cos \alpha)}{R}$, avec

$R = \frac{r}{\cos \alpha}$. R est le rayon de courbure du ménisque, r , le rayon du capillaire.

A l'équilibre, la pression capillaire est opposée et égale à la pression due au poids de la colonne d'eau, d'où la relation:

$$|\Delta P| = \frac{2\gamma \cos \alpha}{r} = h \cdot \rho_w \cdot g$$

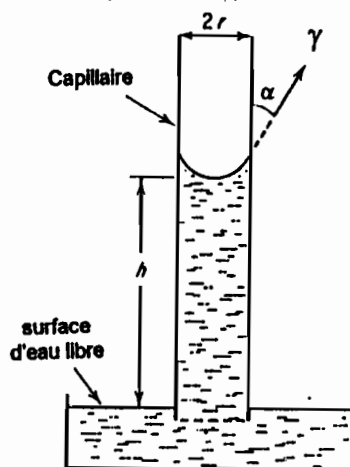


Fig. 15 Relation entre le rayon des pores et la hauteur d'ascension capillaire ; d'après YONG et WARKENTIN (1975).

L'ascension capillaire (h) est donnée alors par la loi de JURIN suivant l'équation:

$$h = \frac{2\gamma \cos \alpha}{r\rho_w g} \quad \text{où}$$

γ , la tension superficielle entre l'eau et l'air,

ρ_w , la masse volumique de l'eau,

g , l'accélération de la pesanteur et

r , le rayon du capillaire.

Une relation directe entre le potentiel de l'eau et le rayon maximum des pores dans lesquels elle se tient retenue, est établie. Si de plus on considère que le rayon des pores reste constant avec la variation de teneur en eau, on peut, grâce à cette relation, relier la distribution du volume poral par classe de taille (rayon du pore) à partir de la courbe caractéristique d'humidité $h(\theta)$. Cependant, le rayon des pores, surtout les pores de la matrice argileuse, varie avec la teneur en eau, et la relation précédente devient beaucoup plus complexe, car on ne connaît généralement pas la fonction $r(\theta)$.

$$h = \frac{c^{1/e}}{r(\theta)}$$

C'est pourquoi, pour faciliter les calculs, r a généralement été considéré constant avec la teneur en eau. Cela a pour conséquence de considérer le système sol comme un système rigide, et d'écarter de ce fait les propriétés spécifiques de gonflement-retrait de la phase argileuse, ainsi que l'action de la pression externe ou pression d'enveloppe dans l'équilibre thermodynamique.

D'autres modèles fonctionnels de type capillaire, généralement plus sophistiqués, dans lesquels les capillaires sont remplacés par des espaces entre deux parois, ou bien encore des vides de forme plus complexe, ont été décrits. On parle alors de "rayon du pore équivalent" et de rayon de "contriction" (BRIAND, 1984). La description du fonctionnement du modèle est donc légèrement modifiée, mais le principe reste le même : seule la loi de JURIN est applicable et les propriétés spécifiques du système argile-eau ne sont pas prises en compte.

Ces modèles de type capillaire, très généralement utilisés depuis les années 50 (HENIN, 1958), sont peu opérants car ils présentent le défaut d'être rigides, inertes à l'eau, peu en rapport avec le modèle descriptif de la morphologie du sol conçu par les micromorphologistes.

2.3 Modèle fractale

Dans les années 80, la théorie fractale a fait son apparition dans la modélisation des propriétés structurales du sol. La démarche reste toujours la même : poser le modèle fonctionnel de la structure du sol, et modéliser ensuite certaines propriétés connues telles que, $h(\theta)$, $K(\theta)$ et autres. Un exemple de modèle fonctionnel de type fractal de la structure du sol est celui conçu par RIEU et SPPOSITO (1991a,b). Il s'agit d'un modèle en agrégats emboîtés qui peut être représenté par un volume cubique de côté d_0 représentatif du sol. Ce cube est formé de N sous-agrégats de taille d_1 . De façon itérative, chaque agrégat de dimension linéaire d_i est décomposé en N sous-agrégats similaires de taille d_{i+1} , avec un rapport de similitude constant $r = \frac{d_{i+1}}{d_i} < \frac{1}{N^{1/3}}$, ménageant à chaque itération un espace poral entre les agrégats.

La dimension fractale de ce modèle est $\frac{\text{Log}N}{\text{Log}\left(\frac{1}{r}\right)}$. Elle peut varier entre 0 et 3.

Une constatation expérimentale servant de base à l'élaboration de ce modèle est que la dimension des agrégats varie en loi de puissance avec la taille de l'agrégat.

Sur ce modèle, à chaque niveau de fragmentation i , on peut vérifier que $\frac{\sigma(d_i)}{\sigma(d_0)} = \frac{(d_i - d_0)}{D^3}$, ou $\sigma(d_i)$

est la densité d'un agrégat de taille d_i . Cette expression peut aussi s'écrire sous la forme :

$\sigma(L) \sim L^{D-3}$ où $\sigma(L)$ est la densité d'un agrégat de dimension linéaire L .

La distribution des agrégats est fractale en nombre de dimension D , puisque, à chaque niveau de fragmentation, tout agrégat de taille d_i contient N sous-agrégats de dimension d_i/r . On peut ainsi exprimer la variation du nombre des agrégats en fonction de leur taille : $[N = l] \sim l^{D-3}$

où $[N = l]$ est le nombre d'agrégats de taille l (en effet, à l'itération $[N = l] = N^i$ agrégats de taille l ,

$l = d_i = d_0 \cdot r^i$, or $N = \left(\frac{l}{r}\right)^{D-3}$ et $N^i = \left(\frac{l}{r}\right)^{i(D-3)} = (r^i)^{-D+3i-D}$.

Le passage en nombre cumulé $[N \geq l]$ vérifie encore asymptotiquement la relation de proportionnalité $[N \geq l] \sim l^{D-3}$

Ces auteurs ont ainsi déduit $h(\theta)$ par l'approche fractale, en posant $\frac{\theta(h)}{\Phi} = \left(\frac{h_0}{h_k}\right)^{\lambda}$, et par la suite

$K(\theta)$.

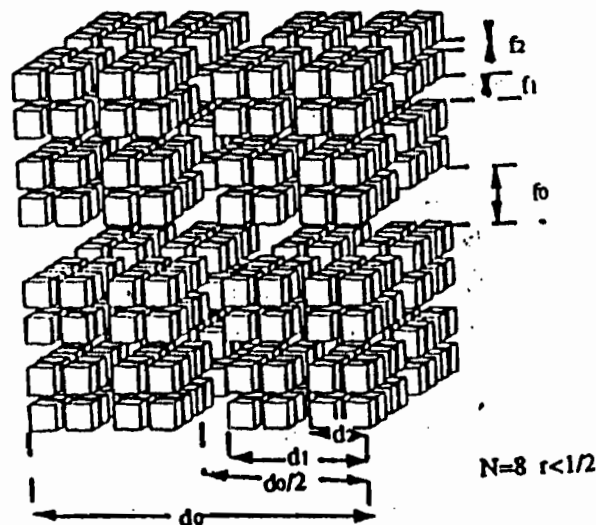


Fig. 16 Illustration du modèle de fragmentation fractale de RIEU et SPOSITO (1991b)

Ce modèle a l'avantage de bien poser les hypothèses de travail. Cependant, là encore, la hiérarchisation de la structure du sol décrite par BREWSTER (1964) n'est pas du tout considérée. Par ailleurs, l'hypothèse de décomposition fractale du milieu, selon un même rapport r , est très loin d'être validée par les observations micromorphologiques autant que expérimentales. En effet, les quelques courbes $h(\theta)$ calculées et mesurées pour valider le modèle ne couvrent qu'une gamme très étroite de la teneur en eau du sol. Là encore, seule la loi de JURIN est appliquée et aucune mention n'est faite sur les propriétés spécifiques de la matrice argileuse du sol.

On voit dès lors, qu'il y a un déphasage entre la description morphologique de la structure et la caractérisation de son fonctionnement. Toutes les propriétés qui régissent le déplacement de l'eau dans le sol sont régies par la structure. La plupart des tests de caractérisation de la structure (aussi bien les tests de stabilité structurale que la modélisation de transfert d'eau et de propriétés hydriques du sol) est basée sur ces modèles qui sont très éloignés de la structure telle qu'elle a été présentée par BREWIER.

Même pour des sols qui semblent rigides au niveau macroscopique du terrain, BRAUDEAU et BRIANI (1993) ont montré que la phase argileuse, au niveau microscopique de l'agrégat primaire gonfle ou se rétracte idéalement avec entrée ou départ d'eau. L'appréhension du fonctionnement hydrodynamique du sol et des mécanismes de rétention d'eau et d'air nécessite donc la prise en compte des caractéristiques de gonflement-retrait de cette phase argileuse au sein du sol.

2.4 Modèle en agrégats fonctionnels

En accord avec la description du sol en niveaux d'organisation hiérarchisés de BREWIER, BRAUDEAU considère deux niveaux d'organisation dans une motte de sol : un niveau microscopique constitué par les *agrégats primaires* argileux et un niveau macroscopique qui est l'assemblage de ces agrégats. Par la suite, comme YONG et WARKENTIN (1975), BRAUDEAU définit une *microporosité* correspondant à celle des *agrégats primaires* déformables, et une *macroporosité* faite de l'assemblage de ces agrégats, et donc moins variable (Fig. 17). La morphologie d'un tel modèle est donc la même que celle définie par YONG et WARKENTIN et qui est schématisée à la Fig. 14.

Le modèle à deux compartiments de porosité défini par BRAUDEAU (1988) est bien adapté à la description des courbes de retrait d'échantillons de sols ayant une porosité bimodale bien tranchée, comme c'est le cas pour de nombreux sols ferrallitiques (courbes sigmoïdes).

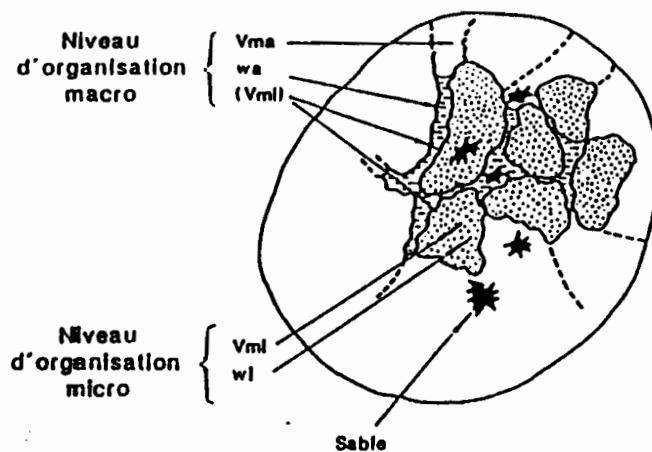


Fig. 17 : Représentation de la structure du sol et des volumes structuraux (BRAUDEAU, 1988a)

Plusieurs hypothèses ont été posées pour décrire le fonctionnement de la structure du sol au cours de son dessèchement. Deux hypothèses supplémentaires ont été posées ensuite pour déterminer le *fonctionnement hydro-structural* de ce modèle morphologique. En référence aux courbes de retrait mesurées en continu que l'auteur a obtenues à l'aide du rétractomètre (BRAUDEAU, 1987), les deux hypothèses fonctionnelles sont les suivantes :

- Le point B; point de transition entre la phase de retrait normal et la phase de retrait résiduel défini sur la courbe de retrait (Fig. 21) est le point d'entrée d'air dans la microporosité définie ci-dessus.

- Le retrait de l'échantillon est une combinaison linéaire de la variation volumique de la microporosité, et de l'eau dans la macroporosité.

$$dV = K_m \cdot dV_{pm} + \left(\frac{1}{\rho_w} \right) \cdot K_{st} \cdot d\theta_m$$

BRAUDEAU (1988) démontre que :

V_{pm} = volume microporal (cm^3/g) ;

ρ_w = masse volumique de l'eau ;

θ_m = teneur en eau dans la macroporosité (volume eau / poids échantillon) ;

K_m et K_{st} sont les pentes de la courbe de retrait dans les phases linéaires " normale " (phase C-B) et " structurale " (phase E-F) (Fig. 22).

Le modèle fonctionnel de la structure du sol tel que l'a proposé BRAUDEAU est explicité à la Fig. 23. Sur une courbe de retrait mesurée dans un échantillon de sol ferrugineux peu argileux (10 %), l'auteur a construit les différents points particuliers de la courbe séparant les phases de retrait. Chaque phase correspond en fait à un *état hydro-structural* particulier du sol, c'est-à-dire une répartition particulière de l'eau et de l'air dans les deux systèmes de porosité micro et macroscopique. Cette répartition de l'eau et de l'air dans le sol induit des propriétés mécaniques spécifiques (plastique, friable, cassant ...).

Ce modèle fonctionnel permet la définition sans ambiguïté des différentes variables descriptives de la structure du sol, et par la suite leur modélisation qui sera présentée plus loin (chap. modélisation).

En définitive, le modèle fonctionnel de la structure du sol proposé par BRAUDEAU est celui qui, contrairement aux autres, fait intervenir la matrice argileuse et déformable du sol, ainsi que ses propriétés spécifiques de variation de volume avec l'eau (absorption ou désorption d'eau). Ce modèle est construit sur la notion d'agrégats fonctionnels (BRAUDEAU, 1988b) analogues aux agrégats primaires définis par BREWER (1964) en micromorphologie des sols. La première application de ce modèle fonctionnel a été de permettre la modélisation quantitative de la courbe de retrait.

3 Modélisation de la courbe de retrait

Il y eut très peu de tentatives de modélisation de la courbe de retrait dans la bibliographie en science du sol. Les seules connues sont celles de GIRALDEZ, SPOSITO et DELGADO (1983a) ; MCGARRY et MALAFANT (1987a) ; BRAUDEAU (1987 a, b, d) ; TARIQ et DURNFORD (1993) et KIM, VERECKEN, FEYEN, BOELS, et BRONSWIJK (1992), qui seront présentées.

3.1 Modélisation par GIRALDEZ, SPOSITO et DELGADO

Une description de la dynamique de la structure a été présentée par SPOSITO et GIRALDEZ (1976) sous la forme d'un graphique reliant le volume spécifique à la teneur en eau gravimétrique (Fig. 18) et correspondant à l'équation d'état du sol $v = v_s + \theta_g \cdot v_w + V_a$

où v est, le volume massique de l'échantillon.

v_s , le volume massique de la phase solide ;

v_w le volume massique de la phase liquide ;

θ , la teneur en eau gravimétrique ,

V_a = est le volume d'air par unité de masse de sol sec

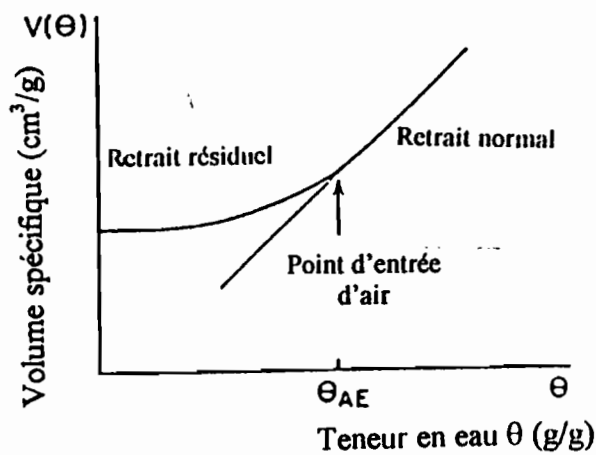


Fig. 18 Représentation de la dynamique du retrait par utilisation du volume spécifique (ordonnée) et de la teneur en eau gravimétrique (abscisse) par SPOSITO et GIRALDEZ (1976)

À partir de cette étude, GIRALDEZ et *al.* (1983) ont formulé l'équation qu'ils ont dénommé GSVC (" General Soil Volume Change equation ") donnée par la formule :

$$v = v_s + 0,7429 \cdot \bar{V}_w \cdot \theta_{ae} + 0,230 \cdot \left(\frac{\bar{V}_w}{\theta_{ae}} \right) \theta_s^3$$

\bar{V}_w , représente la densité de l'eau ;

θ_{ae} , le point d'entrée d'air ;

θ_g , la teneur en eau gravimétrique et

v , le volume massique humide et

v_s le volume massique sec.

Il y a donc trois variables d'état caractéristiques du fonctionnement hydro-structural du sol : v , v_s et θ_{ae} .

L'équation définie par GIRALDEZ et *al.* (GSVC) donne un modèle de courbe de retrait qui ne comporte que deux phases de retrait : " normal " et " résiduel " (Fig. 19).

À cause de cette restriction, il ne peut correctement rendre compte de la variation de volume des sols qui présentent une phase de retrait " structural " (BRAUDEAU, 1988). Il n'est donc pas approprié à l'étude de la majorité des sols qui font l'objet de ce travail.

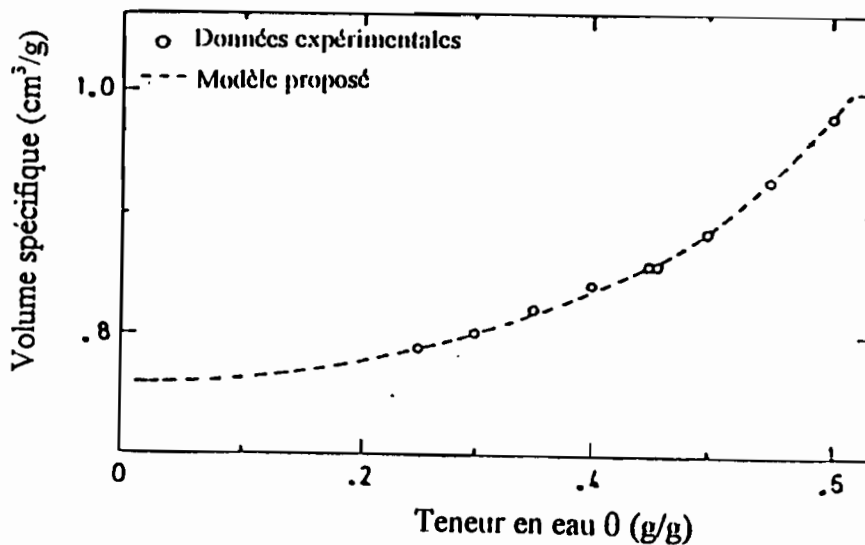


Fig. 19 Modèle de GIRALDEZ, SPOSITO et DELGADO (1983).

3.2 Modélisation par MCGARRY et MALAFANT

MCGARRY et MALAFANT (1987) ont testé plusieurs modélisations de la courbe de retrait : le modèle GVSC de GIRALDEZ *et al.* (1983), le modèle des trois lignes droites et le modèle logistique. Ils ont ensuite considéré que le modèle des trois segments de droite, qui correspondent aux trois phases de retrait "structural", "normal" et "résiduel" (Fig. 20) représente mieux la courbe de retrait car non seulement elle a une phase de retrait "structural", mais encore parce qu'elle s'ajuste très bien aux données observées d'alors (une vingtaine de points). Par conséquent, les segments de droite qui correspondent aux phases de retrait "résiduel" et "structural" ont généralement une pente différente de zéro. (MCGARRY et DANIELLS, 1987 ; MCGARRY, 1988 ; DANIELLS, 1989).

À la phase de retrait "structural" le rapport $\frac{dv}{d\theta}$ est compris entre 0 et 1 ; à la phase de retrait "normal" il est égal à 1 et à la phase de retrait "résiduel", il est de nouveau inférieur à 1.

Ce modèle est défini par quatre points caractéristiques : A le point d'entrée d'air, B la limite de gonflement, M le maximum de teneur en eau (θ_g) et v_s la densité réelle des solides. Chaque point ayant deux coordonnées, ce modèle comprend ainsi huit paramètres.

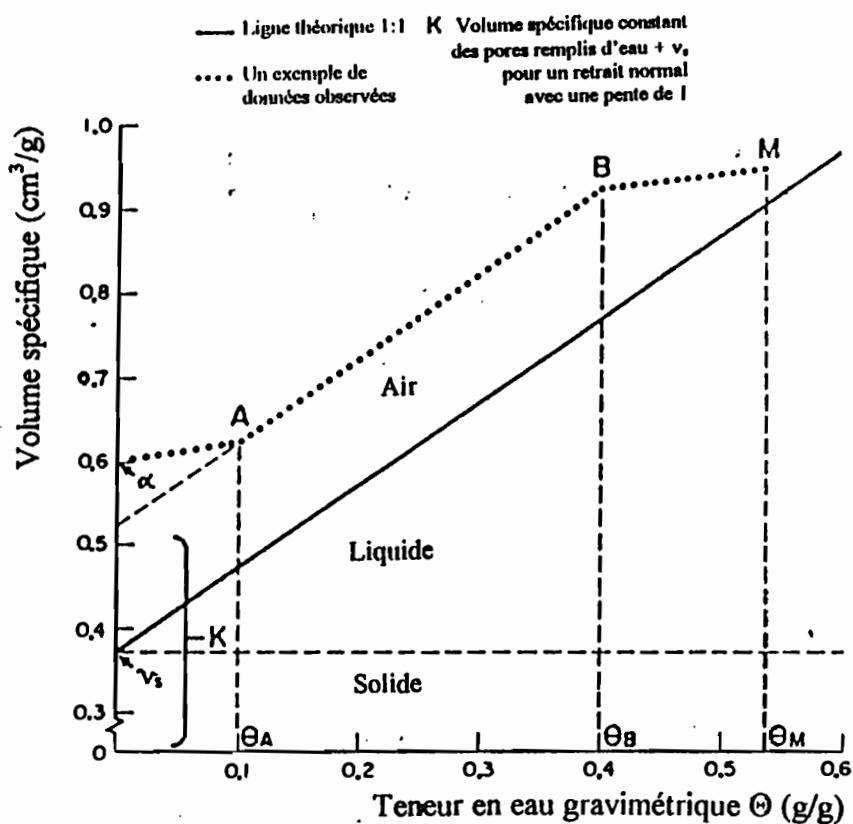


Fig. 20 Modèle à trois segments de droite de MCGARRY et MALAFANT (1987a)

Bien qu'ils se rapportent au fonctionnement de la structure du sol, et qu'il aient ainsi une signification physique, ces points caractéristiques sont imprécis sur le mécanisme du fonctionnement à l'échelle microscopique. Par exemple, la relation linéaire entre la teneur en argile et le taux de gonflement volumique, matérialisé par l'importance de la phase de retrait normale n'est pas appréciable par ce modèle. Et en fonction de cette teneur en argile l'allure de la courbe de retrait change d'aspect.

De plus, ce modèle laisse croire que la jonction entre les différentes phases est brutale. Il ne permet donc pas de voir que la transition des différentes phases de retrait est progressive. Le sous chapitre suivant montrera que cette transition n'est pas du tout brutale. Au contraire, elle se fait sans rupture de pente dans une gamme de teneur en eau caractéristique qui constituent des phases de retrait intermédiaires (Fig. 21).

Les résultats que ces différents auteurs ont obtenus étaient peu satisfaisants à cause du manque de données aux environs des points de transition. En effet, dans les conditions de travail pratiquées jusqu'alors (mesures en discontinu), ces points ne pouvaient être bien localisés, ni même identifiés pour certains.

3.3 Modélisation par BRAUDEAU

Une modélisation paramétrique d'une courbe de retrait n'a d'intérêt que si les paramètres des équations ont une signification physique, et plus encore si ce sont des caractéristiques du modèle fonctionnel. L'optimisation de l'ajustement des équations entre la courbe observée et la courbe calculée permet de calculer ces paramètres. C'est la démarche suivie par BRAUDEAU (1988c).

Sur la base du modèle fonctionnel posé précédemment (modèle en agrégats fonctionnels), BRAUDEAU (1988a) a modélisé la courbe de retrait. Les paramètres qu'il a utilisés sont les coordonnées des points de transition : θ_{sat} , θ_B , θ_C , θ_H , θ_A et v_{sat} , v_E , v_C , v_H , v_A . Ces paramètres sont tous rattachés à un modèle fonctionnel de base. Ils ont donc tous une signification.

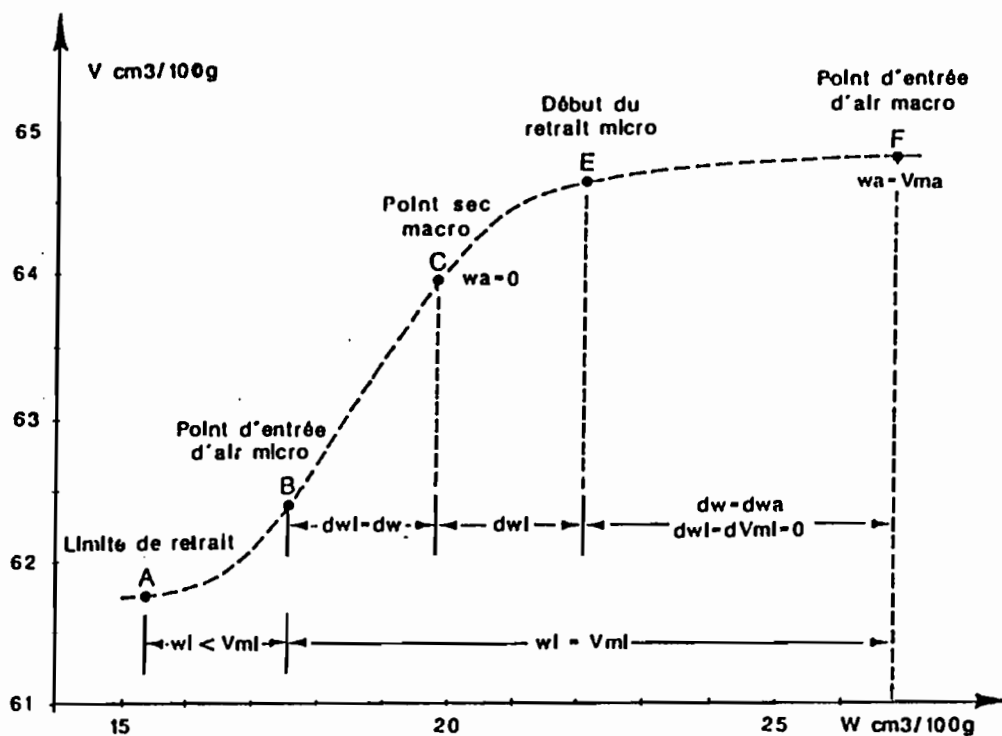


Fig. 21 Représentation des caractéristiques générales de la courbe de retrait (BRAUDEAU, 1988a)

Les différentes phases de retrait sont très bien modélisées en substituant dans l'équation $dv = K_{m0} \cdot dv_{pm} + \left(\frac{1}{\rho_w}\right) \cdot K_{st} \cdot d\theta_m$ les équations paramétriques suivantes (BRAUDEAU, 1988a)

$$\frac{dv_{pm}}{d\theta} = 0 \quad \text{pour } \theta_E < \theta < \theta_{sat}$$

$$\frac{dv_{pm}}{d\theta} = \frac{\exp\left\{\frac{(\theta - \theta_E)}{(\theta_c - \theta_E)}\right\}}{(\exp(1) - 1)} \quad \text{pour } \theta_c < \theta < \theta_E$$

$$\frac{dv_{pm}}{d\theta} = 1 \quad \text{pour } \theta_B < \theta < \theta_c$$

$$\frac{dv_{pm}}{d\theta} = \frac{\exp\left\{\frac{(\theta - \theta_A)}{(\theta_B - \theta_A)}\right\}}{(\exp(1) - 1)} \quad \text{pour } \theta_A < \theta < \theta_B$$

$$\frac{dv_{pm}}{d\theta} = 0 \quad \text{pour } 0 < \theta < \theta_A$$

Sachant que $\theta_m = (\theta - \theta_m) = (\theta - v_{pm} \cdot \rho_w)$ au dessus du point d'entrée d'air ($\theta > \theta_B$) ; et que $\theta_m = 0$ en dessous, on intègre dans chacune des phases de retrait et on obtient les équations suivantes :

$$\text{Dans } [\theta_E < \theta < \theta_{sat}] \quad v = v_E + K_{st} \cdot \frac{(\theta - \theta_E)}{(\theta_{sat} - \theta_E)}$$

$$\text{Dans } [\theta_c < \theta < \theta_E] \quad v = v_E - (\theta_E - \theta_c) \cdot \frac{\{K_{m0} \cdot (\exp(\theta_n) - \theta_n - 1) + K_{st} \cdot (\theta_n \cdot \exp(1) - \exp(\theta_n) + 1)\}}{(\exp(1) - 1)}$$

$$\text{avec } \theta_n = \frac{(\theta - \theta_B)}{(\theta_A - \theta_B)}$$

$$\text{Dans } [\theta_B < \theta < \theta_c] \quad v = v_B + K_{m0} \cdot \frac{(\theta - \theta_B)}{(\theta_c - \theta_B)}$$

$$\text{Dans } [\theta_A < \theta < \theta_B] \quad v = v_{sl} + (\theta_E - \theta_c) \cdot \frac{\{K_{m0} \cdot (\exp(\theta_n) - \theta_n - 1)\}}{(\exp(1) - 1)}$$

$$\text{avec } \theta_n = \frac{(\theta - \theta_c)}{(\theta_E - \theta_c)}$$

$$\text{Dans } [0 < \theta < \theta_A] \quad v = v_{sl}$$

Ce modèle comporte ainsi cinq phases : trois phases rectilignes définies par une équation de la forme

$$y = ax + b, \text{ et deux phases curvilignes définies par l'équation } \frac{dv_{pm}}{d\theta} = \frac{(\exp(\theta_n) - 1)}{(\exp(1) - 1)}$$

Par la suite, BRAUDEAU et BRUAND (1993) ont également montré que le volume poral du compartiment "micro" s'identifie à la porosité de la phase argileuse.

Ces auteurs ont supposé que la fraction argileuse correspond exactement au plasma argileux du compartiment "micro". Ils ont ainsi pu définir la courbe de retrait du compartiment en ramenant les volumes de sol et d'eau, non plus à la masse totale de solide, mais à la masse d'argile contenue dans cette phase solide (Fig. 22).

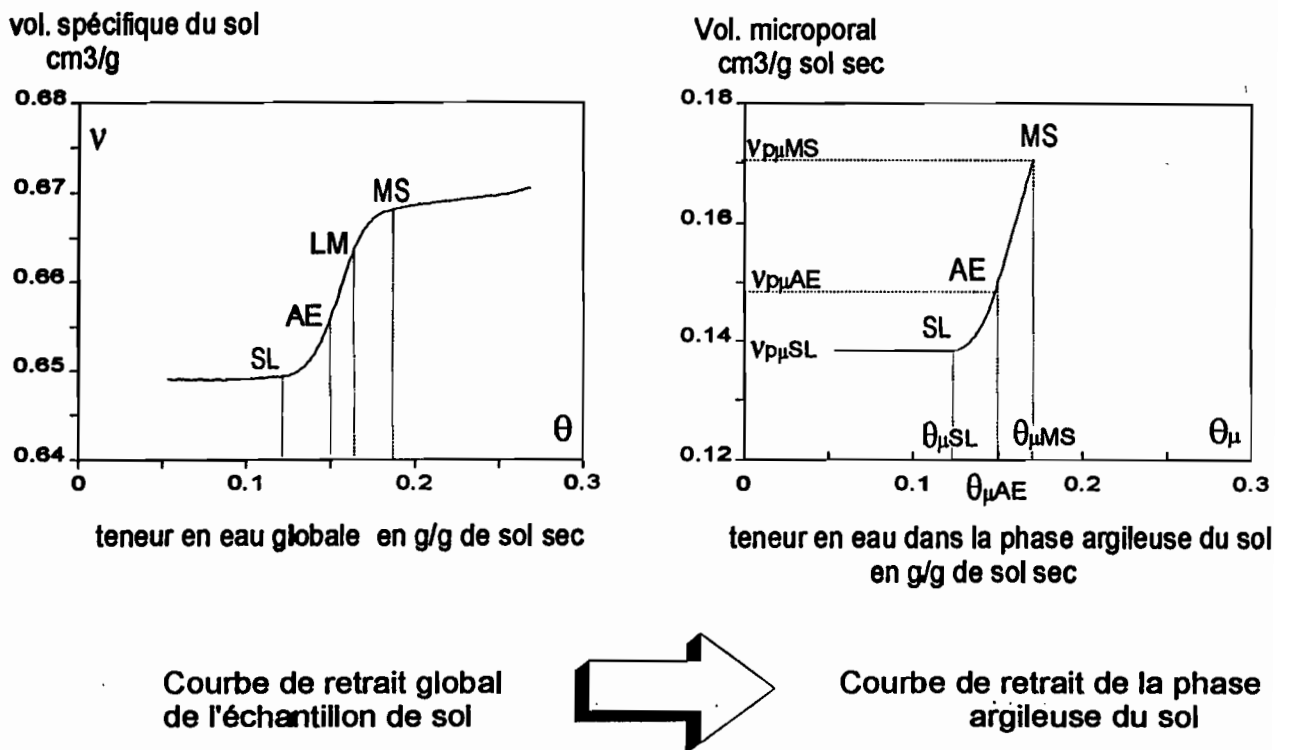


Fig. 22 – Courbe de retrait de la phase argileuse du sol ; d'après BRAUDEAU et BRUAND (1993).

BRAUDEAU (1988) considère également que les paramètres v_A , θ_A , θ_B , θ_C , θ_E , K_r , K_0 et v_s , définissent totalement l'état d'organisation élémentaire d'un échantillon de sol à ses différents états hydriques. Il a défini et quantifié les notions de structure et d'agrégat du sol dans un espace de grandeurs physiques proche de celui du pédologue et de l'agronome (θ_E = capacité de rétention, θ_C = point de friabilité, θ_B = point de flétrissement ; définitions de réserves en eau utile, résiduelle etc.). C'est ce rapprochement entre la description morphologique du sol et les propriétés physiques qui caractérisent son fonctionnement qui fait son harmonie avec le modèle de BREWER. Cela constitue également l'un des principaux intérêts de ce modèle.

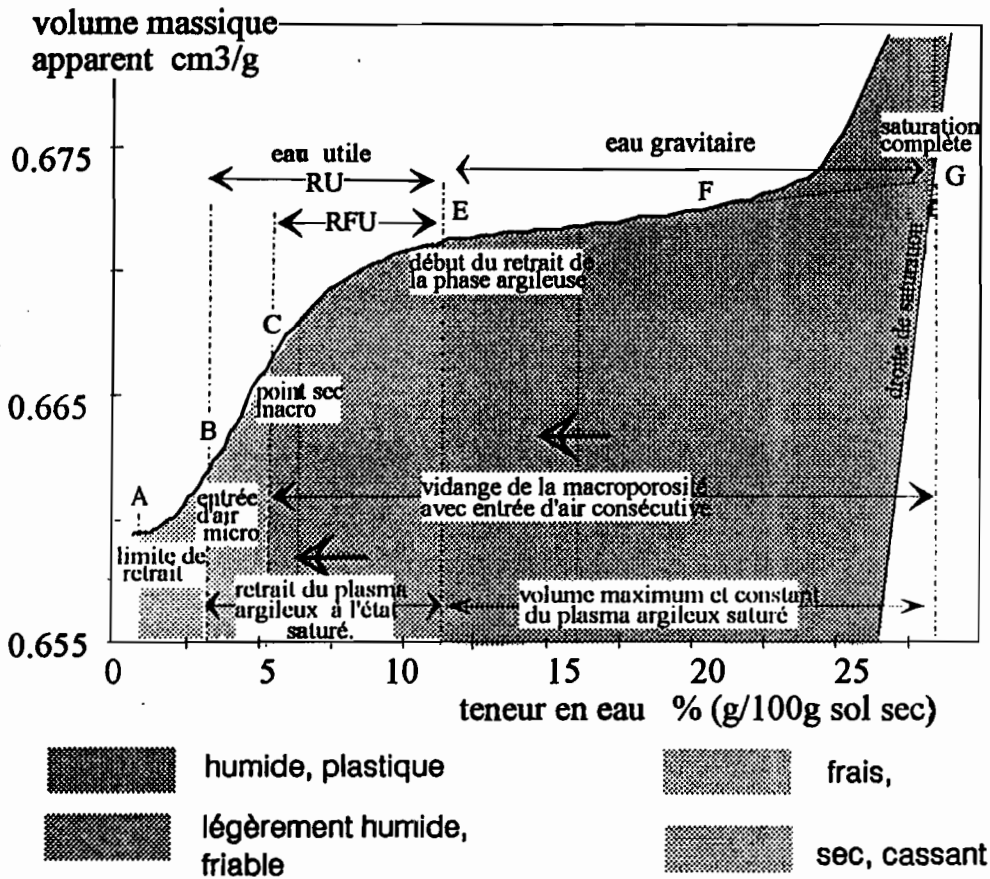


Fig. 23 – Représentation des caractéristiques des différentes phases de retrait ; d'après BRAUDEAU (1992)

3.4 Modélisation par KIM, VERECKEN, FEYEN, BOELS et BRONSWIJK

Dans leur modèle, KIM et *al.* (1992) ne prennent en compte que les trois phases de retrait "normal", "résiduel" et "sans retrait". Ils définissent l'équation paramétrique $Y = \frac{a}{(e^{\alpha x})} + bx$

Y est une variable indépendante qui représente la teneur en eau ;

X est une variable indépendante qui représente l'indice des vides ;

a , l'indice des vides du sol à 105°C ;

b , la pente du retrait "normal" et

α , un paramètre relié au point d'entrée d'air

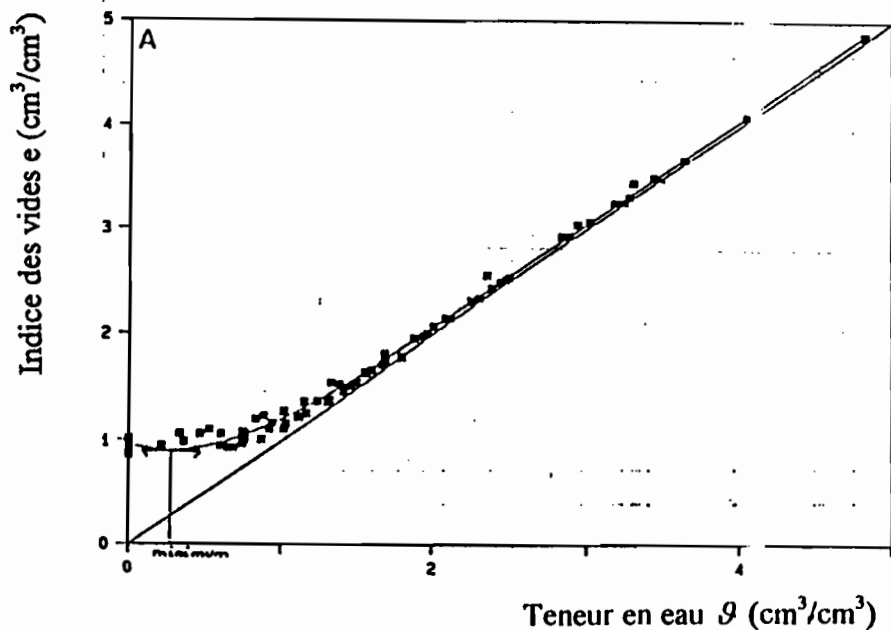


Fig. 24 -- Modèle de KIM, VERECKEN, FEYEN, BOELS et BRONSWIJK (1992)

Dans ce modèle, les trois paramètres a , b , et α , peuvent être associés à la structure du sol mais ils n'expliquent son fonctionnement ni à l'échelle macroscopique ni à l'échelle microscopique.

Par ailleurs, les trois phases de retrait "normal", "résiduel" et "sans retrait" sont réduites à la seule phase de retrait "normal". Dans ce modèle en effet, le point d'entrée d'air est rejeté à l'infini ; la phase de "retrait nul" n'existe donc pas en réalité (COQUET, 1995)

3.5 Modélisation de TARIQ et DURNFORD

TARIQ et DURNFORD (1993) ont utilisé l'équation de GIRALDEZ et *al.* (1983). La courbe de retrait y est décrite par 8 paramètres, mais la phase de retrait "structural" est réduite à sa partie curviligne (Fig. 24). Bien que les transitions entre les différentes phases du retrait se fassent sans rupture de pente, ces paramètres ne sont attachés à aucun modèle explicatif et ils n'ont pas de signification quant au comportement structural du sol.

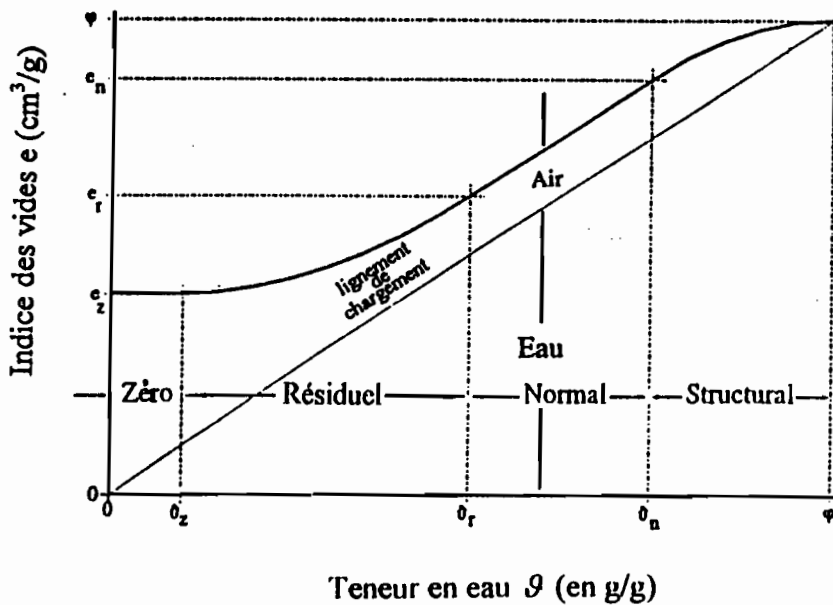


Fig. 25 – Modèle de TARIQ et DURNFORD (1993)

Les modèles sont des idéalizations qui ne peuvent pas s'identifier aux observations. Cependant, leur valeur dépend de leur degré d'approximation du système réel. Pour cette raison, les modèles les plus aptes de tenir compte des complexités du comportement du sol semblent plus complets à l'état actuel des recherches. Le modèle de BRAUDEAU (1988d) est l'un de ceux qui répondent le mieux à ce critère. Le système sol y est décrit tant macroscopiquement que microscopiquement, contrairement à la plupart des modèles, où le système est décrit plutôt macroscopiquement.

De plus, dans l'évolution des courbes de retrait, le modèle de BRAUDEAU (1988d) est défini, par COQUET (1995) comme un modèle à transition douce entre les différentes phases du retrait. En d'autres termes, c'est un modèle aussi simple que complet. Le tableau ci-dessous, qui contient les principales caractéristiques de ces modèles, permet de voir l'avantage du modèle de BRAUDEAU.

Auteurs ref.	Phases de retrait modélisées	Type de modèle	Nombre de paramètres	Signification des paramètres
SPOSITO et GIRALDEZ (1976)	2	polynomial 3 ^{ème} degré	3 : v_p^0 , θ_{AE} , v_s	Tous significants
GIRALDEZ, SPOSITO et DELGADO (1983)	3	GSVC (General Soil Change Equation)	2 : v_s , θ_{AE}	Tous significants
MC'GARRY et MALAFANT (1987)	3	Modèle à trois segments de droite	8 : coordonnées des points de transition A, B, M plus v_s plus α	Tous significants (mais imprécis sur le mécanisme micro.)
BRAUDEAU (1987)	5	droite + équation	8 : coordonnées des points de transition A, B, C et E plus v_s	Tous significants
KIM, VERECKEN, FEYEN, BOELS, BRONSWIJK (1992)	3	exponentielle inverse	3 : a le volume des vides, b la pente du retrait normal et α qui est relié au point d'entrée d'air	Tous significants
TARIQ et DURNFORD (1993)	3	polynomial	7 : coordonnées des points de transition z, n, r et v_s	4 ont une signification

Tableau V : Equations paramétriques et leurs caractéristiques liées au modèle de fonctionnement

Chapitre III : Discussion et conclusion de la première partie

1 Mesure de la structure du sol

Il est de plus en plus admis que les sols doivent être utilisés dans la mesure de leurs capacités et de manière à minimiser les risques de dégradation de leur structure. Pour rendre possible une utilisation saine des terres, il faut des méthodes sûres pour mesurer les propriétés du sol, et connaître leur rôle sur la productivité des terres. Les propriétés physiques qui se résument essentiellement à l'action réciproque de l'eau et de la structure du sol, conditionnent en grande partie cette productivité. Ainsi, plusieurs méthodes de laboratoires ont été utilisées au cours du temps dans l'étude des propriétés structurales des sols avec la variation de la teneur en eau. Parmi ces méthodes d'évaluation des propriétés structurales du sol, on peut citer : la stabilité structurale des agrégats, la densité apparente, la porosité (taille et continuité des pores), la résistance à la pénétration, le comportement par rapport à la compression (œdomètre), les limites d'Atterberg. Cependant, de l'avis général en science du sol, ces méthodes ne sont que des tests qui fournissent des indices empiriques des propriétés structurales du sol.

COUGHLAN *et al.* (1991), qui ont fait une étude comparative de plusieurs méthodes de mesure de la structure du sol retiennent que " le développement croissant d'une gamme de méthodes pour la mesure de la stabilité indique que les méthodes actuellement disponibles ne sont pas satisfaisantes. " et encore " la structure du sol a plusieurs aspects et elle est difficile à mesurer et à caractériser particulièrement dans les sols où la structure change avec l'humectation et la dessiccation " (COUGHLAN *et al.*, 1991). C'est une des raisons pour lesquelles LETEY (1991) affirme que " la structure du sol ne se prête pas à la quantification ".

2 Nécessité des modèles fonctionnels de la structure du sol pour sa mesure

KUJBIENA (1964), et surtout de BREWER (1964) ont étudié les premiers niveaux d'organisation de la structure sur des lames minces. Ces études ont abouti à une terminologie adéquate. Cependant, il ne s'agit que d'une description qualitative et statique de l'organisation du sol et non d'une description fonctionnelle. Or la structure du sol n'est pas rigide, mais dynamique. Parmi les différents modèles de fonctionnement du sol connus dans la littérature, celui de BRAUDEAU (1988) s'harmonise le mieux avec le modèle descriptif de BREWER (1964). Il est à l'état actuel, le seul à permettre une description quantitative du fonctionnement de ces organisations (BRAUDEAU, 1988).

Ce modèle considère le sol à l'échelle de la " fabric ", (volume représentatif de l'horizon de sol), comme un système poreux déformable, composé de deux sous-systèmes fonctionnels emboîtés, aux propriétés hydro-physiques différentes :

- un système poral macroscopique correspondant à l'espace entre agrégats primaires ;
- un système poral microscopique correspondant à la porosité de la " s-matrix " des agrégats primaires.

La modélisation de la courbe de retrait effectuée par BRAUDEAU, sur la base de ce modèle fonctionnel, permet le calcul de toutes les variables descriptives de la structure du sol, en fonction de la teneur en eau : les volumes micro et macroporaux, les teneurs en eau et en air des systèmes micro et macroscopiques.

Comparativement aux autres modèles de la structure du sol, il permet une quantification cohérente de nombreux aspects fonctionnels de la structure du sol qui peuvent alors être étudiés quantitativement en corrélation avec les facteurs du milieu (climatique, anthropique ou autres).

La courbe de retrait est une propriété hydro-structurale importante et caractéristique du sol. Sa mesure constitue une mesure significative et correctement définie de la structure du sol grâce à l'établissement du modèle fonctionnel posé comme hypothèse de travail. Ainsi, contrairement à ce qu'ont pensé COUGHLAN *et al.* (1991) et LETEY (1991) plus haut, la mesure de la courbe de retrait permet la quantification de plusieurs aspects de la structure du sol comme l'a montré BRAUDEAU. Mais ceci à la condition nécessaire de poser un modèle fonctionnel de la structure qui soit compatible avec les modèles descriptifs de la morphologie du sol. C'est ce que nous avons tenté de mettre en évidence dans la première partie de ce travail.

La deuxième partie concernera maintenant la mesure de la courbe de retrait, car cette mesure pose encore beaucoup de difficultés.

3 Les problèmes de la mesure de la courbe de retrait

Le problème de la mesure même de la courbe de retrait réside dans la mesure du volume des échantillons de sol à teneurs en eau différentes. Plusieurs méthodes tant directes qu'indirectes ont été mises en place pour mesurer le changement de volume du sol.

Méthodes directes : Pour déterminer directement le volume apparent des sols, de nombreux auteurs ont utilisé des méthodes basées sur le principe de la poussée d'Archimède. Les liquides utilisés vont de l'eau – les échantillons étant préalablement enrobés de paraffine – (LAURITZEN et STEWART, 1941 ; JOINSTON et HILL, 1944 et LAURITZEN, 1948) à des liquides non polaires comme le pétrole (STIRK, 1954 ; MONNIER *et al.*, 1973 ; BRUAND, 1985) en enrobant l'échantillon par la résine (BRASIER *et al.* 1966 ; CROSSMAN *et al.*, 1968 ; BRIDGE et TANNY, 1973 ; REEVE et HALL, 1978 ; NIWMAN et THOMASSON, 1979 ; CHAN, 1982 ; MCGARRY, 1987 ; BRONSWIJK, 1988, 1991a et 1991b). Le volume apparent des sols est déterminé en mesurant le poids ou le volume du fluide déplacé par l'échantillon de sol. Récemment, TARIQ et DURNFORD (1993) ont utilisé une membrane extensible.

Si la mesure directe se fait sur un échantillon unique, celui-ci est préalablement humecté puis enrobé dans la résine de "saran" qui laisse passer les gaz, mais pas l'eau. On le laissera ensuite se dessécher en mesurant au fur et à mesure son volume apparent par la poussée d'Archimède dans l'eau.

Les méthodes directes sont peu précises (TUNNY, 1970) et nécessitent une opération expérimentale (mesure du volume par la poussée d'Archimède) pour chaque point de mesure. Les courbes obtenues par ces méthodes sont constituées d'un ensemble de points expérimentaux dont la marge d'erreur ne peut pas s'appliquer à l'étude des sols peu gonflants. De plus, la mesure directe ne donne aucun renseignement sur les variations de dimension des échantillons dans une direction quelconque. Elle est de surcroît, non seulement trop longue et destructrice, mais elle n'est pas automatisée. Ce fait a mené à plusieurs études et dispositifs pour la mesure indirecte de la teneur en eau du sol.

Méthodes indirectes : Les méthodes indirectes sont des méthodes de mesures linéaires qui permettent d'estimer, par des instruments très précis et automatiques, une ou plusieurs dimensions d'un échantillon de sol. Parmi ces instruments on peut citer les capteurs linéaires (FRANZMEIER et ROSS, 1968 ; YAALON et KALMAR, 1972 ; BRAUDEAU, 1987 ; WIRES *et al.*, 1987), le microscope par visée optique (TOWNER, 1986) et la caméra (HALLAIRE, 1991). Ces appareils permettent de faire des mesures continues soit "in situ" (YAALON et KALMAR, 1972 ; WIRES *et al.*, 1987 ; YULE et RITCHIE, 1980a), soit au laboratoire (BRAUDEAU 1987 ; BRONSWIJK, 1990) que les sols soient argileux ou peu argileux. Certains parmi ces auteurs ont étudié le tropisme du retrait (YULE et RITCHIE, 1980a ; TOWNER, 1986 ; HALLAIRE, 1991 ; BRONSWIJK, 1990), d'autres l'ont simplement supposé isotrope (BRAUDEAU 1987).

À l'inverse des méthodes directes, les méthodes indirectes sont beaucoup plus précises. Les mesures peuvent se faire en continu et sans interruption des opérations, à l'aide de capteurs (visée optique, capteur de déplacement, laser). Lorsque ces mesures sont automatisées, elles peuvent fournir une courbe continue formée d'une suite de points de mesure effectués exactement dans les mêmes conditions.

La méthode de mesure adoptée dans cette étude repose sur le suivi au cours de l'évaporation, du déplacement d'un seul et même point de l'échantillon. Les courbes de retrait obtenues sont lisses et monotones (BRAUDEAU, 1987 et 1988). Elles montrent ainsi la grande régularité avec laquelle s'effectue le retrait en un point de l'échantillon. On peut facilement supposer que cette régularité du retrait s'observe en tout point de l'échantillon.

L'inconvénient majeur dans ce cas se rapporte non plus à la qualité, à la quantité des points de mesure ou à la rapidité de la détermination, mais à la connaissance de la fonction qui relie la grandeur mesurée effectivement au volume massique. En effet, ces méthodes indirectes mesurent non pas un volume, mais un diamètre. La principale question qui se pose est donc, de savoir si le retrait s'opère de la même façon et simultanément dans toutes les directions.

En réalité, plusieurs problèmes sont attachés à la prise en compte de ce modèle de base du sol, notamment l'isotropie du retrait (*in situ* et au laboratoire) et le rôle de la pression externe (*in situ* et au laboratoire). Dans la deuxième partie de ce travail, l'expérimentation sera axée sur l'isotropie du retrait d'échantillons de sol au laboratoire.

Les modèles de description morphologique ont permis de distinguer, au niveau du sol, une microporosité au sein du plasma argileux gonflant et une porosité entre les différents éléments de la structure. Le matériau sol doit donc être considéré comme dynamique ; auquel cas il peut être caractérisé par trois variables descriptives (e , v_v et p). La description de la rétention peut alors se faire, soit par les courbes de potentiel, soit par les courbes de retrait. Mais les modèles descriptifs comme les travaux de COUGHLAN et *al.* (1991) nous indiquent que c'est la courbe de retrait qui est préférable si l'on veut définir un modèle fonctionnel correct. En science du sol, la majorité des simulations utilisent le modèle capillaire comme modèle de base pour caractériser les propriétés de retrait et de rétention de l'eau du sol, par application de la loi de JURIN. Ce travail a montré que ce modèle est loin de la réalité morphologique décrite par BREWER, car il ne tient pas compte des propriétés de retrait gonflement du plasma argileux du sol. Et c'est généralement le cas pour tous les modèles fonctionnels décrits à partir de cette loi. Par contre, les modèles de description morphologique reflètent bien la réalité du terrain. BRAUDEAU a harmonisé son modèle avec les modèles morphologiques. L'interprétation de la courbe de retrait qu'il a faite est basée sur un modèle de sol en agrégat plus proche du modèle descriptif de BREWER. C'est donc le modèle de BRAUDEAU que nous allons prendre en considération dans la suite de ce travail.

Deuxième partie

EXPÉRIMENTATION ET RÉSULTATS

Cette partie sera consacrée à l'expérimentation et traitera, dans un premier temps, des différents sols étudiés et de la mesure de la courbe de retrait (chap. 1). Dans un deuxième temps, après une description de l'appareil et du protocole de mesure, elle traitera de l'étude critique de l'hypothèse d'isotropie dans le calcul de la courbe de retrait à partir des mesures d'élongation.

Pendant longtemps l'étude du déplacement de l'eau dans les milieux poreux a été effectuée dans des milieux idéalisés, donc artificiels, tels que des billes de verre ou des quartz lavés. Cela veut dire que les lois issues de ces expériences ne sont pas rigoureusement valables si l'on travaille en milieux naturels. En effet, certains constituants de ces milieux, comme l'argile, ne peuvent être définis par des paramètres simples tels que la forme des grains ou leur empilement. On vient de voir dans la première partie que des variations de volume de l'argile pouvaient introduire des modifications dans les matériaux sols.

Dans ce travail une méthode de mesure indirecte de la courbe de retrait est présentée. Elle est dérivée de celle conçue par BRAUDEAU (1988) et elle utilise les mêmes capteurs d'élongation et les mêmes balances.

L'expérimentation a porté sur les sols les plus répandus dans la zone intertropicale : les sols ferrallitiques, les sols ferrugineux tropicaux et les sols vertiques ; mais aussi sur des sols que l'on rencontre généralement sous d'autres latitudes : les sols limoneux.

Parmi les raisons possibles d'une anisotropie du retrait, on conçoit principalement trois causes :

- le champ gravitaire qui peut orienter un retrait préférentiel vers le bas surtout dans les fortes teneurs en eau où l'échantillon est très déformable.

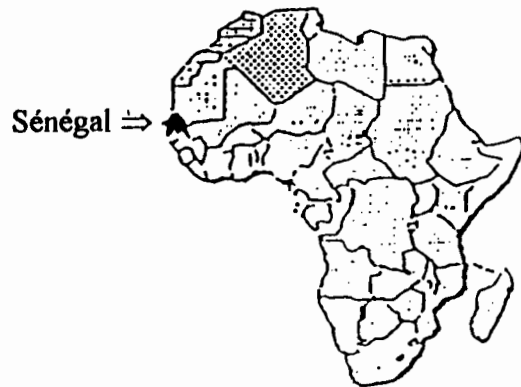
- la structure de l'échantillon qui peut présenter dès le départ une anisotropie dans l'aménagement et l'orientation de ses agrégats ;

- une hétérogénéité de la répartition de l'eau dans l'échantillon, provoquée soit par une évaporation anisotrope de l'eau de l'échantillon, soit par la gravité qui, aux fortes teneurs en eau, entraîne l'eau vers le bas de l'échantillon.

Une expérimentation a été mise en place pour étudier l'anisotropie du retrait, selon ces trois causes possibles, et selon différents types de sol. Le premier chapitre présente les sols étudiés, le deuxième chapitre présente tous les aspects de l'expérimentation, les troisième et quatrième chapitres donnent les résultats obtenus et les conclusions que l'on peut en déduire.

Chapitre I : Présentation des sols étudiés

La carte ci-dessous (Fig. 26) donne la localisation des différents sites où ont été prélevés, au Sénégal, les sols qui ont fait l'objet de cette étude.



Le Sénégal en Afrique

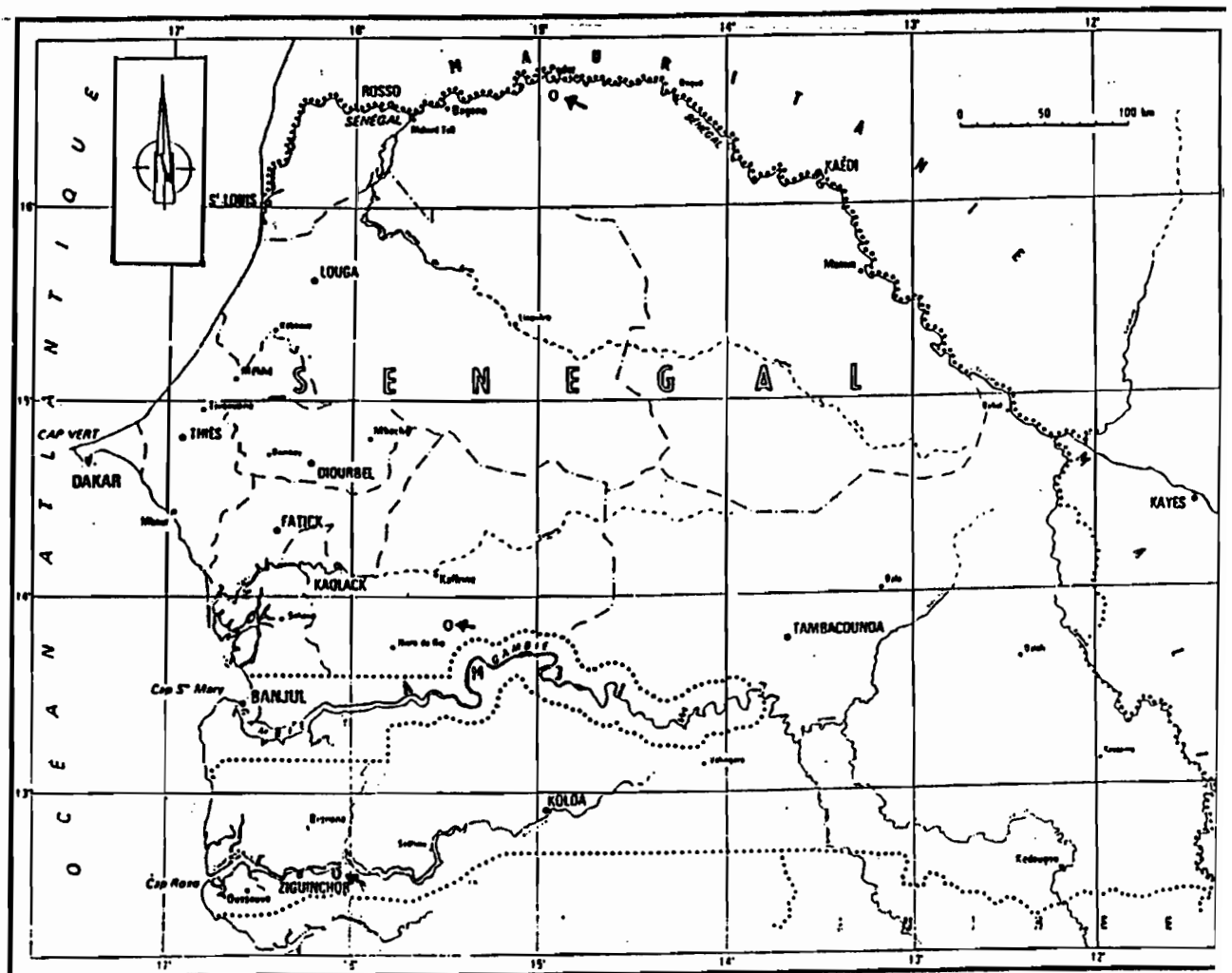


Figure 26 – Carte de situation des sites de prélèvements au Sénégal

Notre étude a porté sur quatre types de sols :

- des sols ferrallitiques prélevés à Yabone, dans la région de Casamance ;
- des sols ferrugineux tropicaux prélevés à Nioro, dans la région de Kaolack ;
- des sols vertiques prélevés à Podor, dans la région de Saint-Louis et
- des sols limoneux prélevés en Bretagne (France).

Pour chaque type, la localisation dans le monde en général et au Sénégal en particulier sera examinée, ainsi que les processus généraux de mise en place et enfin quelques résultats d'analyse qui permettent d'avoir une idée sur les propriétés physiques et chimiques de ces sols.

La microorganisation des sols de Yabone a été étudiée à partir de lames minces au microscope optique et au microscope électronique à balayage par COLLEUILLE (1993). Pour ce qui concerne la structure des différents types de sol sénégalais étudiés, ce travail se basera sur les travaux de cet auteur. Quant à la structure des sols limoneux, il se basera sur les travaux de CURMI (1986).

1 Les sols ferrallitiques

Les sols ferrallitiques occupent pratiquement la ceinture chaude et humide située de part et d'autre de l'Équateur. Mais des facteurs locaux peuvent étendre ces formations au delà de 30° de latitude. Ce peut être les régions connaissant des régimes de mousson ou bien des saisons sèches accentuées qui ont connu, lors des oscillations climatiques, des conditions optimales à cette différenciation. C'est pourquoi on les rencontre assez largement sur les bordures orientales des continents : au sud du Brésil, au Natal en Afrique du Sud, ou au Sud-Est des USA (BOYER, 1982). Ces sols se développent, dans les forêts denses ou les savanes humides, sur n'importe quel type de matériau, pourvu que le drainage soit suffisant.

1.1 Caractéristiques générales

Les roches sont soumises à l'action intense des processus pédogénétiques (oxydation, réduction, dissolution et hydrolyse) sous l'influence des pluies. Ces dernières sont parfois enrichies en gaz carbonique et en matières organiques avant de percoler dans ce milieu bien drainé. On a alors des transformations dont la nature des produits (appelés produits secondaires) dépend de la solubilité, du pH, de la pluviosité, de la température et des possibilités de complexation. (Ces possibilités de complexation sont fonction de la concentration en silice et en ions K^+ et OH^-).

L'altération rapide et intense du matériau parental provoque une hydrolyse presque totale des minéraux primaires et particulièrement des silicates. Il y a également une libération et une perte de la silice et des bases (Al, Fe, Mg, K, Na, Ca etc.) par lessivage. Les éléments résiduels notamment Fe, Al et Si s'organisent dans le profil pour donner des oxydes libres et des minéraux bien cristallisés et des argiles (kaolinites) toutes néoformées. Les oxydes et hydroxydes de Fe et d'Al néoformés sont : la gibbsite, l'hématite et/ou la goëthite. Ces deux derniers sont souvent mélangés.

La silice et les bases (Na, K, Ca, Mg), libérées par l'altération climatique sont entraînées vers les zones profondes du fait de leur plus grande mobilité. Cette disparition partielle de la silice provoque un enrichissement relatif des couches superficielles du sol en sesquioxydes, parmi lesquels les hydroxydes de fer qui sont peu mobiles. Ces derniers sont donc plus aptes à subir différentes formes de concentrations : des concentrations relatives (s'il y a disparition de la silice) et des concentrations absolues (s'il y a une accumulation locale d'hydroxydes). Les hydroxydes peuvent précipiter sous forme de concrétions, de couches ou d'horizons cimentés qui peuvent évoluer pour donner des carapaces et des cuirasses ferrallitiques (ou latéritiques).

Les sols ferrallitiques sont généralement très profonds (2 à 3 mètres), mais ils présentent des horizons peu différenciés avec des limites diffuses. Ils ont des couleurs vives: rouge, jaune et orange. Les horizons supérieurs prennent une couleur rouge par déshydratation thermique des oxydes de fer ; l'horizon humique est généralement brun foncé (KAOURITCHEV, 1983). Leur pourcentage d'argile varie entre 30 et 60%. Par contre ils contiennent peu de limons ; ce qui donne un rapport limon/argile toujours supérieur à 0,20. Il y a parfois présence d'argilane dans l'horizon B. La Capacité d'échange cationique (CEC) de cette fraction argileuse est inférieure à 16 meq/100 g.

1.2 Les sols ferrallitiques au Sénégal

Au Sénégal, les sols ferrallitiques regroupent l'ensemble des terres dites " terres de barre " (MAIGNIEN, 1965). On les observe dans les régions du SW du Sénégal ; ils sont fréquents dans la région de Kaolack, en haute et en basse Casamance. Il s'agit essentiellement de sols faiblement ferrallitiques. En Casamance, ces sols couvrent d'importantes surfaces au Sud du fleuve Gambie, particulièrement près des villes de Bignona et de Sédhiou et au Sud de Ziguinchor (FAUCK, 1971). Selon cet auteur, des secteurs plus localisés ont été repérés près de Kolda (moyenne Casamance) et de Oussouye ainsi qu'à Nioro du Rip (Sine Saloum) et à Goudiry (Sénégal oriental). Dans ce cas, les sols ferrallitiques sont essentiellement représentés sur les terrasses et glacis faisant suite aux cuirasses ferrugineuses qui bordent le Koulountou et la Gambie (MAIGNIEN, 1965). CHAUVEL (1976) a démontré la relation génétique qui relie ces sols aux sols ferrugineux tropicaux. Il a ensuite montré qu'ils se distribuent au Sénégal suivant un gradient approximativement latitudinal qui suit la variation de la pluviosité. Malgré la différence de conditions climatiques dans les régions qui les abritent, les sols ferrallitiques ont un point commun : ils se développent tous sur le Continental terminal. Le Continental terminal est constitué de sables argileux, plus ou moins ferruginisés et grésifiés, d'âge mio-pliocène qui couvrent la plus grande partie du Sénégal et dont le faciès dominant est un grès hétérométrique, argileux, bariolé et azoïque.

1.2.1 Les sols de Yabone

En Basse Casamance, où se localise Yabone, le climat, qualifié par AUBREVILLE en 1948 de soudano-sahélien à influence maritime, est actuellement, de type subguinéen. FAUCK et *al.* (1966) avaient défini un climat à deux saisons bien distinctes : une saison des pluies et une saison sèche. La saison des pluies s'étendait du mois juin au mois novembre. Mais depuis 1968, la sécheresse qui sévit dans le Sahel a restreint cette saison qui s'étend actuellement du mois de juin au mois d'octobre. Cela a entraîné un déficit pluviométrique de l'ordre de 25% qui correspond à la réduction et à l'irrégularité de la saison des pluies (LE BORGNE, 1988).

1.2.1.1 Présentation

La toposéquence de Yabone , où ont été prélevés les premiers échantillons, se situe à une vingtaine de kilomètre au sud-est de Ziguinchor. Son modelé se présente avec un profil qui est convexe en amont et concave en aval. Le relief est peu marqué avec un dénivelé d'une quinzaine de mètres environ pour un peu moins d'un kilomètre de long. La toposéquence est implantée sur une ancienne forêt défrichée et mise en culture pendant une certaine période. Actuellement, cette zone est en jachère et ne présente plus aucune trace de travail de sol. Il s'y est développé une végétation herbacée et arbustive dominée par une palmeraie.

La distribution des sols de la toposéquence est caractéristique de la région : l'amont est occupé par des profils de sols rouges typiques (BARRETO, 1969 ; CHAUVEL, 1977). Ces sols sont caractérisés par un horizon superficiel plus ou moins sableuse et surtout par un horizon B très épais (plus de 5m) de couleur rouge, à texture argilo-sableuse. La structure est massive à débit polyédrique de taille très variable, grossière à fine et pseudoparticulaire (KALOGIA, 1990). Ces

horizons sont surmontés d'horizons éluviaux brun rouge de texture sableuse à sablo-argileuse, de structure massive à débit polyédrique (épaisseur 40 à 50 cm).

En aval de la toposéquence, on a des sols alluviaux anciennement colonisés par la mangrove : ces sols sont aujourd'hui transformés en sols sulfatés acides à cause de la sécheresse (MARIUS, 1985).

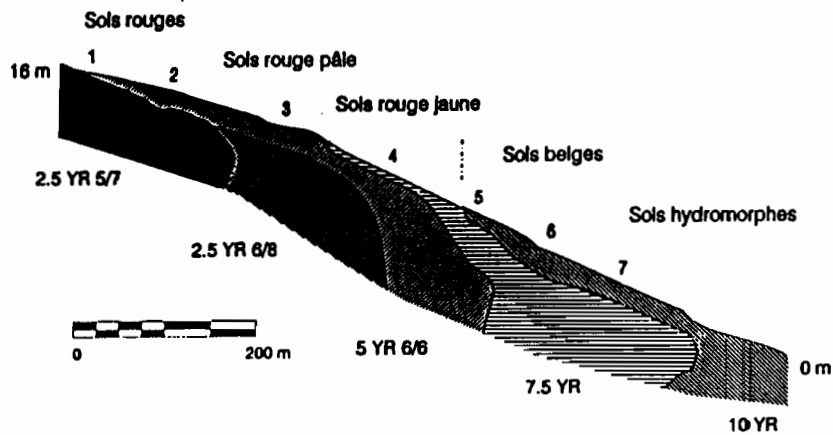


Figure 27 Différenciation des sols le long de la toposéquence de Yabone selon le code des couleurs Munsell ; (COLLEUILLE et al., 1994)

L'évolution le long de la pente des sols de cette toposéquence est marquée par la dégradation du rouge qui, progressivement pâlit et finit par être substitué par le jaune.

En résumé, ces formations du Continental terminal comprennent d'amont en aval (voir Fig. 27) :

- des sols ferrallitiques rouges ;
- des sols ferrallitiques rouge pâle ;
- des sols ferrallitiques rouge jaune ;
- des sols ferrugineux beiges et
- des sols ferrugineux hydromorphes.

1.2.1.2 Structure des sols

L'étude à partir de lames minces des sols de Yabone a permis à COLLEUILLE (1993) de tirer des conclusions intéressantes :

– L'observation à la loupe binoculaire a montré que la micro-organisation matricielle ménage une porosité constituée de chambres millimétriques, de chenaux et de vides qui résultent de l'assemblage d'agrégats millimétriques et de quartz micrométriques. La porosité inter-agrégats est délimitée en partie par de fins liserés de plasma orienté qui constitue une zone faiblement vésiculaire. Il y a également des traits pédologiques qui correspondent à des phénomènes d'illuviation de l'argile de faible intensité. Les agrégats sont formés par un plasma, plus ou moins homogène.

La microorganisation texturale (observée au faible grossissement au microscope optique polarisant) a montré un assemblage du squelette de type porphyrique. Les agrégats et les grains de quartz sont assemblés les uns aux autres et forment une microstructure continue.

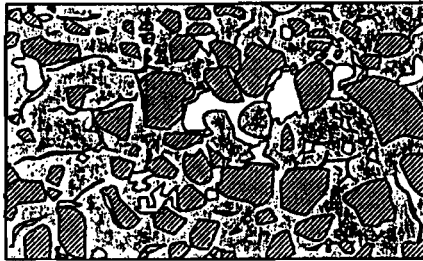
Les grains de quartz sont fracturés (revêtements d'oxydes et hydroxydes de fer), enveloppés de fins liserés biréfringents. Les agrégats sont composés d'un plasma amorphe, constitué de sables et de limons quartzeux, d'argile et d'oxydes et d'hydroxydes de fer. Ce plasma présente une porosité interne, polyconcave, souligné par des motifs de biréfringence striés (masépiques), délimitant des micro-agrégats de quelques centaines de μm (Fig. 27).

La microorganisation plasmique (observée au fort grossissement au microscope optique polarisant) a montré des micro-agrégats de forme ovoïde et de petite taille (d'environ 30 à 200 μm) qui sont formés d'un plasma présentant un motif de biréfringence ponctué (mosépiques). L'individualisation des micro-agrégats, marquée par des séparations plasmiques striées jaune claire, semble plus prononcée sur les échantillons indurés à $\text{pF} = 3$ que sur ceux indurés à $\text{pF} = 6$. La porosité intra-agrégats n'est pas visible au microscope optique polarisant. (Fig. 27)



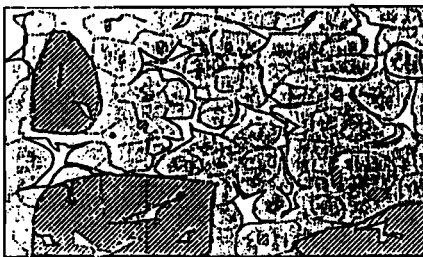
Niveau d'organisation
pédique
observé à l'œil nu ou
à la loupe binoculaire

10 mm



Niveau d'organisation
matriciel
observé à la loupe binoculaire

500 μm



Niveau d'organisation
textural
observé au microscope
optique polarisant

100 μm



pF=1

200 μm



pF=3

200 μm



pF=6

200 μm

Niveau d'organisation
textural et plasmique



Quartz



Plasma



Vide



liseré biréfringent

Fig. 28 Microorganisation de l'horizon B2 d'un sol ferrallitique rouge observée à différentes échelle ; (COLLETILLE, 1993)

2 Les sols ferrugineux tropicaux

Les sols ferrugineux tropicaux se localisent généralement dans les zones climatiques caractérisées par une alternance saisonnière marquée où la pluviométrie varie entre 500 et 1200 mm. Leur distribution chevauche la forêt sèche et la savane à formations arbustives xérophytes ou à formations herbacées. Ces sols se développent plus fréquemment sur des matériaux parentaux riches en silice. Des auteurs comme SEGALÉN (1967b) et MAIGNIEN (1968) pensent que le relief joue un rôle déterminant. Selon SEGALÉN les sols ferrugineux tropicaux sont en relation avec le modelé des zones planes à pente faible associées à des reliefs tabulaires ou à des inselbergs. Pour MAIGNIEN (1965), la différenciation texturale qu'on observe dans les sols ferrugineux tropicaux est essentiellement due aux processus de lessivage oblique et vertical.

2.1 Caractéristiques générales

L'élément essentiel du processus pédogénétique des sols ferrugineux tropicaux est une altération des minéraux primaires qui peut s'exercer jusqu'en profondeur. À cette altération s'ajoute une biodégradabilité rapide des matières organiques.

La pédogenèse des sols ferrugineux tropicaux s'effectue sous un climat chaud à longues saisons sèches auquel correspond une végétation de savane arborée ou de forêt claire. Dans ces conditions, il se manifeste une individualisation des oxydes de fer ou de manganèse qui confèrent aux sols des teintes vives : ocre, rouge, brun-rouge etc.. Comme dans le cas des sols ferrallitiques, ces colorations intéressent les horizons supérieurs et plus souvent les horizons B. Les oxydes de fer et de manganèse proviennent de l'hydrolyse des minéraux. Les premiers cités sont, soit individualisés sous forme de concrétions, de carapaces et cuirasses, soit liés aux argiles. Étant donné que le milieu contient suffisamment de silice pour fixer l'aluminium sous forme de minéraux argileux, les sols ferrugineux tropicaux n'ont pas d'alumine libre. Le matériel argileux ainsi formé contient toujours des minéraux de type 2/1 à côté de minéraux de type 1/1. L'hydrolyse des minéraux n'est pas totale ; les sols ferrugineux tropicaux ont de ce fait un taux de saturation en base qui dépasse souvent 50%, mais qui est généralement compris entre 35% et 90%.

Les sols ferrugineux tropicaux sont des sols moyennement profonds (souvent moins de 1,5 à 2 m) développés sur des roches récentes. Leurs horizons sont bien différenciés avec des limites bien tranchées. Ils ont une couleur généralement terne : ocre, beige ou brun. Ce sont des sols sableux ou peu argileux avec généralement moins de 30% d'argile. L'altération n'est pas aussi intense que pour les sols ferrallitiques. La présence de minéraux altérables est donc possible. Pour les mêmes raisons, il y a présence d'illite, mais les argiles de type 1/1 (kaolinite) dominent toujours. Ces différents types d'argile subissent un lessivage qui les déplace des horizons de surface vers l'horizon B. On note également dans ces sols, une grande mobilité des hydroxydes de fer et toujours un excès de la kaolinite sur l'alumine. Le pH des sols ferrugineux tropicaux est acide à neutre (5,0 - 6,0 - 7,0), parfois basique en surface. La Capacité d'Echange Cationique (CEC) de la fraction argileuse est supérieure à 16 méq/100 g de sol.

2.2 Les sols ferrugineux tropicaux au Sénégal

Les sols ferrugineux tropicaux sont les sols les plus largement répandus au Sénégal. Ce sont par excellence les sols à arachide. Ils couvrent des superficies considérables. Ils sont représentés dans toutes les régions du Sénégal, en particulier à Louga et à Diourbel et une partie de la région de St Louis. Il s'agit des sols très sableux souvent très dégradés par la culture. Dans les régions de Kaolack et de Fatick, ce sont les sols "dior" développés sur les formations du Continental terminal ainsi que les sols développés sur les colluvions qui remblayent les vallées amont du Sine, du Saloum et du Bounoum. Les sols ferrugineux tropicaux se sont également développés dans la région de Dakar, sur les épanchements basaltiques et leurs abords immédiats partiellement colluvionnés par des produits d'altération.

2.2.1 Les sols de Nioro

Dans le cadre du projet de diversification et d'intensification de l'agriculture au Sénégal, la SODEVA (Société de Développement et de Vulgarisation Agricole) avait fait faire des études pédologiques et géomorphologiques de toutes les régions situées au sud-est de Kaolack. Cette étude couvre le territoire qui va de la vallée du Saloum à la frontière sénégalo-gambienne, depuis N dofane et Nioro du Rip à l'Ouest, jusqu'à Kougheul à l'Est. Et depuis lors, cette zone fait l'objet d'un suivi continu tant sur les plans hydrogéologique, hydraulique et climatique, que sur le plan pédologique. C'est dans ce territoire que se situe le second site d'étude : Thyssé Kaymor.

Le climat de la région est du type soudano-sahélien essentiellement. Il est caractérisé par deux saisons très contrastées :

- une courte saison des pluies de cinq mois qui s'étend de juin à octobre. L'essentiel des précipitations a lieu, cependant, aux mois de juillet, août et septembre ;

- une longue saison sèche continue de sept mois.

Il faut également noter que ces précipitations varient largement d'une année à l'autre. À la fois sur la hauteur totale des précipitations et sur leur répartition au cours de la saison humide (BERTRAND, 1972).

Les échantillons ont été prélevés dans le bassin versant de Ndimb-Taba qui est situé sur les formations sédimentaires pliocènes du Continental terminal. Les sols qui s'y sont développés sont classés par BERTRAND (1972) parmi les sols ferrugineux tropicaux lessivés remaniés.

2.2.1.1 Présentation

Ces sols ont la particularité d'être sableux en surface, et argilo-sableux en profondeur. Leur taux d'argile augmente progressivement avec la profondeur jusqu'à un maximum pour décroître ensuite. Ils présentent donc un horizon d'accumulation en argile qui se situe entre 60 cm et 150 cm de profondeur.

De façon générale, on distingue trois horizons principaux:

- un horizon A, 0-15 cm, de couleur brun-gris (10YR 6/2), à texture sableuse faiblement humifère et à structure massive cohérente. Dans cet horizon, le taux d'argile dépasse rarement 12 % et la kaolinite y constitue l'essentiel de la fraction de l'argile minéralogique;

- un horizon de transition AB jusqu'à 25 voire 30 cm, de couleur brune (5YR 5/8), à texture sablo-argileuse et à structure massive. Cet horizon présente une forte cohésion à l'état sec et une importante porosité macroscopique de type faunique et biologique ;

- un horizon B à texture argilo-sableuse de couleur également brune (5YR 5/8) et à structure massive qui peut se débiter en de très fins polyèdres subanguleux.

Un horizon gravillonnaire peut apparaître dans le profil vers 60 cm de profondeur. Il est alors constitué par des gravillons peu indurés de 5 à 20 mm, enrobés de terre fine argileuse et présageant la cuirasse en profondeur.

2.2.1.2 Structure des sols

Les sols ferrugineux tropicaux présentent, dans une large mesure, des caractéristiques identiques (cf caractéristiques générales des sols ferrugineux tropicaux). C'est la raison pour laquelle les structures des sols ferrugineux de Nioro peuvent être assimilées à celles des sols de Yabone déjà étudiés par COLLEUILLE (1993). Cet auteur a noté que la microorganisation des échantillons de l'horizon de profondeur B2 du sol beige révèle que l'assemblage du squelette est aggloméroplasmique (énaulique). C'est-à-dire qu'il est constitué de microagrégats disséminés entre des grains de quartz revêtus. L'assemblage des grains de quartz sur certaines plages devient intertextique. Ces plages sont composées exclusivement de grains de quartz revêtus (chitoniques) et pontés (gérufiques). L'entassement de la granomasse (squelette) est alors libre dans la plupart des cas.

COLLEUILLE fait remarquer que le passage du sol rouge-pâle au sol beige se traduit par :

- le développement d'une organisation pédique réellement massive ;
- la disparition de l'essentiel des macroagrégats ;
- la diminution du nombre des microagrégats et
- l'augmentation, aux niveaux d'organisation texturale et plasmique, de la porosité qui résulte de l'assemblage des quartz et des microagrégats.

Par rapport aux sols ferrallitiques, les sols ferrugineux tropicaux présentent une modification qui se traduit par la disparition de l'essentiel des agrégats, et la modification de la composition des micro-agrégats.



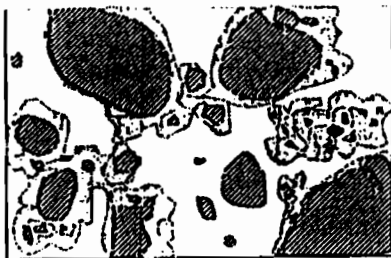
Niveau d'organisation
pédique
observé à l'œil nu ou
à la loupe binoculaire

10 mm



Niveau d'organisation
matriciel
observé à la loupe binoculaire

500 μ m



Niveau d'organisation
textural
observé au microscope
optique polarisant

100 μ m



pF=1

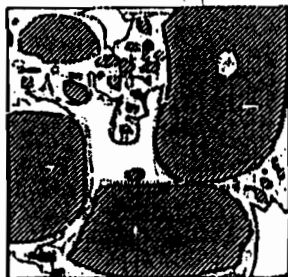
200 μ m



pF=3

200 μ m

Niveau d'organisation
textural et plasmique



pF=6

200 μ m





-  Quartz
-  Plasma
-  Vide
-  liseré biréfringent

Fig. 29 Microorganisation de l'horizon B2 d'un sol ferrugineux beige, observée à différentes échelles ; (COLLETTIE, 1993)

3 Les sols vertiques

Les sols vertiques se rencontrent dans les zones tropicales et subtropicales et les zones tempérées chaudes. Ils sont principalement localisés entre les latitudes 30° N et 30° S ; plus particulièrement en Inde, au nord de l'Australie et en Afrique tropicale (DUDAL, 1965; WILDING et PUENTES, 1988). À cause de cette vaste répartition géographique, ils sont présents dans une large gamme de conditions climatiques. La pluviométrie annuelle varie le plus souvent entre 500 et 1000 mm ; à cela s'ajoute un caractère saisonnier très marqué avec des périodes sèches relativement longues (4 à 8 mois).

3.1 Caractéristiques générales

Dans la pédogenèse des sols vertiques, la topographie et la roche-mère qui accentuent les contrastes pédoclimatiques, jouent un rôle important. Les sols vertiques sont essentiellement intrazonaux. Ils sont caractéristiques des stations à mauvais drainage interne et/ou externe : les zones de dépression en climat très contrasté, à saison sèche accentuée (DUCHAUFOR, 1965) et à hydromorphie du moins temporaire. Ils se développent sous une grande variété d'humidité et de température et sur des matériaux riches en ions alcalino-terreux : Ca et Mg. Ils sont caractérisés par un comportement et une structuration spécifiques, induits essentiellement par la nature minéralogique des argiles : une abondance d'argiles gonflantes de type montmorillonite et une faible quantité d'humus (leur teneur en matière organique est de l'ordre de 1 à 2%). Ces humus sont très polymérisés mais avec un fort pouvoir colorant.

Les sols vertiques présentent les propriétés suivantes (PODWOSJEWski, 1988) :

- une capacité de gonflement-retrait très importante ;
- une Capacité d'Échange Cationique (CEC) aussi importante (elle varie de 40 à 100 meq/100 g de terre).

Les contrastes saisonniers, l'hydromorphie par engorgement en saison humide et une teneur élevée en cations bivalents favorisent les processus suivants:

- néoformation et conservation des argiles gonflantes ;
- maturation et polymérisation d'une partie de la matière organique qui se lie étroitement aux argiles gonflantes (DUCHAUFOR, 1976).

Ces sols ont généralement une couleur noire ou gris-olive en relation avec la nature de la matière organique (BONNEAU et SOUCHIER, 1979) et la complexation des colloïdes organiques avec les smectites. Les sols vertiques sont soumis au gré des saisons, à des alternances de dessiccation (saison sèche) et d'humectation (saison humide). Ces alternances créent une pédoturbation mécanique intense qui provoque un brassage des constituants et, par conséquent, l'homogénéisation du profil granulométrique.

Ces mouvements du sol se traduisent par un glissement des tranches de sol les unes sur les autres, selon des faces plus ou moins obliques, larges, parfois conchoïdales, luisantes et plus ou moins striées (KALOXIA, 1966). Ce sont les surfaces de friction ou " slickensides ".

Les vertisols sont souvent associés à un micro-modèle mamelonné de type gilgai. Ce microrelief joue un rôle capital en canalisant l'eau par microruissellement vers les dépressions au détriment des monticules. Ceci conduit à une forte hétérogénéité des teneurs en eau dans un profil de vertisol (JAILLARD et CABIDOCHIE, 1984).

Ces propriétés induisent une forte hétérogénéité structurale de ces sols et un fonctionnement hydrique particulier. La porosité est fondamentalement bimodale : on a une macroporosité fissurale très développée et fortement perméable en saison sèche. Elle contraste avec les massifs compacts à très grande plasticité et très faible perméabilité en saison des pluies.

Si on analyse l'importance de la roche-mère dans son cadre géomorphologique, on peut distinguer trois types de vertisols :

- les vertisols topomorphes formés essentiellement dans des zones planes ou déprimées ou dans des bassins endoréiques ou à écoulement très lent. Ce sont les vertisols à drainage externe nul ou réduit ;
- les vertisols lithomorphes développés aux dépens des roches basiques en place ou des colluvions et
- les vertisols topo-lithomorphes à la genèse desquels contribuent les deux processus précités.

Bien que chimiquement très riches, les vertisols sont souvent peu utilisés en agriculture à cause de leurs mauvaises propriétés physiques. Ils ont certes une forte capacité de rétention qui leur permet de compenser les effets d'une pluviosité faible, mais leur travail s'avère difficile. En effet, pendant la saison sèche, les fentes de retrait assèchent profondément le profil et le rendent très compact. Au contraire pendant la saison humide, elles se referment et le profil devient asphyxiant. Les variations de volume des sols vertiques peuvent atteindre 50 %. Leur teneur en argile est toujours supérieure à 30 % et leur pH varie entre 6,5 et 7,6.

3.2 Les sols vertiques au Sénégal

Les vertisols sont très représentés sur les roches calcaires et basiques et certains bas-fonds comme le bassin de l'Anambé en haute Casamance. Les sols relativement anciens de la vallée du fleuve Sénégal appartiennent également à ce groupe.

3.2.1 Les sols vertiques de Podor

Dans cette région du Sénégal, le climat est de type sahélien. Il est caractérisé par une saison sèche très marquée qui s'étend du mois d'octobre au mois de juillet. Depuis l'installation de la sécheresse en 1968, la pluviosité est voisine de 200 mm. Cette rigueur du climat, à laquelle se joignent les vents d'harmattan, accélère les processus d'évaporation (BADO, 1975) et surtout de fissuration de ces sols.

3.2.1.1 Présentation

Dans sa moyenne vallée, le fleuve Sénégal est bordé d'une vaste zone de cuvettes de décantation successives, qui atteint une largeur de 25 Km dans la région de Podor. Ces cuvettes se sont formées à partir de la dernière transgression marine grâce aux épisodes annuels de crue. Elles ont une largeur d'une dizaine de kilomètres en moyenne.

Le troisième site d'étude de sols se trouve dans l'une de ces cuvettes : la cuvette de Nianga. Comme toutes les cuvettes de la région, les sols de Nianga sont constitués essentiellement de dépôts sableux à limoneux, dans les levés (bord de cuvette) et de sols à caractères vertiques dans les zones basses.

Les échantillons ont été prélevés à Diawara qui est une sous-cuvette de Nianga. La cuvette de Diawara s'insère entre les petites levées fluvio-deltaïques (limoneuses) et les hautes levées de berges du Doué. Elle est encadrée au Sud et à l'Ouest par le Dioissorol. Elle se situe sur la route Guédé-Podor au niveau du km 14, près du village de Diawara (COLLEUILLE, 1993). Ses sols sont des vertisols topomorphes (COLLEUILLE, 1993). BRAUDEAU (1978) y a distingué les unités pédologiques suivantes :

- des sols hydromorphes à pseudogley d'ensemble et des sols d'apport alluvial, en bordure de la cuvette ;

- des vertisols vertiques hydromorphes à redistribution de gypse et/ou de calcaire, en position intermédiaire et

- des vertisols modaux dans la cuvette.

Cet auteur a remarqué que ces vertisols modaux présentent trois faciès différents en profondeur : un faciès salé à chlorures, un faciès salé à complexe sodique et à chlorures et un faciès hydromorphe à redistribution de gypse et/ou de calcaire.

Dans les cuvettes, se développent des sols à caractères vertiques qui sont d'ailleurs traditionnellement cultivés pendant les décrues. La construction récente de grands barrages a permis l'implantation des cultures irriguées qui sont intensifiées d'année en année. Ces sols vertiques représentent l'essentiel de la superficie susceptible d'être aménagée dans les années à venir. L'acquisition de connaissances sur ces sols s'impose donc pour une bonne gestion de la ressource en eau et de la technique des périmètres irrigués. La connaissance des propriétés (estimations de leurs réserves en eau à petite échelle), du fonctionnement et de la distribution de ces sols dans le paysage paraît opportune.

3.2.1.2 Structure des sols

L'horizon supérieur du vertisol présente une structure fragmentaire soulignée par une forte porosité fissurale. Au niveau matriciel et textural, la structure est nettement microagrégée. Les agrégats, millimétriques, de forme ovoïde, sont constitués d'un plasma relativement hétérogène strié (masépique) qui délimite des plages micrométriques (micro-agrégats). Ces plages sont également ovoïdes mais se différencient quelquefois par la couleur (intensité de l'imprégnation d'oxydes et hydroxydes de fer et/ou de matières organiques). Ces agrégats sont individualisés par des séparations plasmiques qui résultent de contraintes mécaniques, de cisaillement du sol (assemblage masépique et vosépique). La limite entre micro-agrégats et macro-agrégats ne correspond pas à un changement de la microorganisation interne des agrégats, elle semble donc arbitraire.

L'horizon profond : Bien qu'ayant le même type d'assemblage du squelette (porphyrique avec des grains de quartz inférieur à 400 μm) que l'horizon supérieur, la structure de cet horizon se différencie du premier par divers aspects. Sa microorganisation pédique fragmentaire est plus grossière. Elle présente un premier réseau de fissures millimétriques qui découpe, selon des angles d'environ 45° et 90°, le plasma argileux en macro-agrégats centimétriques et millimétriques. Ces agrégats ont une forme polygonale plus nette mais avec une tendance lenticulaire. Le second réseau de fissures, internes à ces macro-agrégats est beaucoup plus fin et moins développé avec des fissures millimétriques qui délimitent quelques micro-agrégats, lenticulaires. Enfin, le plasma est beaucoup plus fortement masépique et vosépique avec des stries biréfringentes.

En conclusion COLLEUILLE objecte que ce sont la forme, la taille des agrégats et les caractères masépiques et vosépiques, qui différencient la structure des deux horizons.

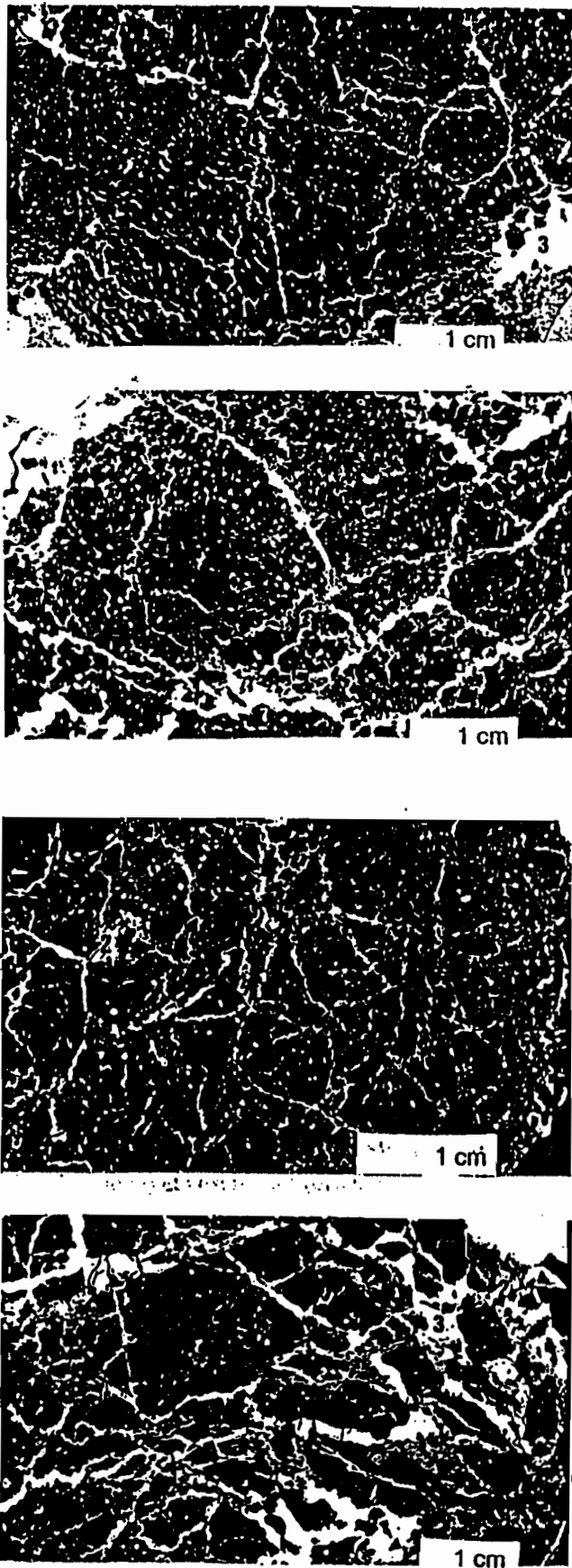


Fig. 30 - Microorganisation d'un vertisol ; (COLLETTLE, 1993).

4 Les sols bruns

Le quatrième type de sol étudié est un sol brun acide à fragipan issu des couvertures pédologiques limoneuses de Bretagne (France).

Les sols bruns se forment typiquement, sous les climats tempérés dans le domaine des forêts feuillues. Ils couvrent pratiquement toute l'Europe occidentale. Vers le Nord de l'Europe, leur extension est limitée par la zone des podzols. Vers le Sud, il y a passage progressive vers les sols méditerranéens et les sols sub-tropicaux.

4.1 Caractéristiques générales

Les processus pédogénétiques sont surtout caractérisés par un développement important d'argiles, le plus souvent des argiles 2/1 de type illite, au dépens des minéraux argileux silicatés altérables. Mais le phénomène le plus intéressant est la formation d'horizons B d'enrichissement en argile, appelés horizon B_t, parfois très puissants.

L'absence ou la présence d'un horizon B, et dans ce dernier cas, l'importance de cet horizon constitue un des critères les plus importants de la classification des sols bruns.

D'une manière générale, les sols bruns offrent un profil de type A (B) C et A B C. L'horizon A₁ est un mull peu épais, à structure grumeleuse et à limite inférieure peu distincte. Ces conditions favorisent la présence de nombreux animaux fouisseurs (vers, larves etc.) qui provoquent un brassage important de la matière organique au sein de la matière minérale. L'horizon (B) est un horizon d'altération bien développé à structure polyédrique (parfois émoussée). Il est coloré en brun par les oxydes de fer. Le temps de résidence (ou turnover) de la matière organique dans ce type de sol est court ; la matière organique ne s'accumule donc pas. Ces sols ont une acidité moyenne (pH = 5 à pH = 6) et un rapport C/N de 12 à 15 en A₁ qui traduisent la convergence de l'humification quelque soit la composition du matériau. L'altération est incomplète et consiste en une transformation qui donnent des illites ouvertes ou des vermiculites (aluminisées en milieu acide), ce que confirme le rapport fer libre / fer total qui y est toujours inférieur ou égal à 50%.

Sur le plan chimique, on peut distinguer deux types fondamentaux de sols bruns :

- le sol brun acide, à complexe désaturé (S/T inférieur ou égal à 30%), formé sur matériau pauvre en bases ou très filtrant. Les argiles rencontrées sont exclusivement des argiles micacées et l'ion Al³⁺ y dépasse la valeur de S ;

- le sol brun eutrophe à complexe saturé, formé sur matériau riche en bases et moins filtrant. Les teneurs en argile et en fer libre y sont plus élevées que dans les bruns acides et l'ion Al³⁺ échangeable est à peu près inexistant.

Les sols bruns à fragipan sont un cas particulier : il s'agit de sols bruns acides formés sur du matériau limono-argileux. Ils ont un profil de type A (B) C fortement tassé par un processus périglaciaire : vers 40 à 50 cm de profondeur, la densité apparente peut atteindre 1,8 et faire obstacle à la pénétration des racines. L'horizon dit " fragipan ", offre une structure cohérente ou prismatique grossière, parcourue par un réseau blanchâtre d'argiles déferriées et mal cristallisées. La perméabilité étant ralentie, aucun lessivage ne peut se produire. Mais le profil présente souvent un caractère hydromorphe avec la présence de taches rouilles.

Mais les processus pédogénétiques de la brunification – et par conséquent des sols bruns – ont été étendus à d'autres climats. Ainsi, dans les zones intertropicales ont été définis depuis 1946 les sols bruns subarides (AUBERT et al., 1946 ; MAINGIEN, 1959).

D'après le degré d'évolution de la matière organique répartie à travers les profils, et sur la base de la vitesse de minéralisation de celle-ci, les sols bruns subarides peuvent être subdivisés en deux ensembles : les sols bruns *sensu stricto*. et les sols brun-rouges subtropicaux.

Les sols bruns subarides proprement dits présentent un profil de type AC sur une faible épaisseur (moins de 1 m). Les profils des sols brun-rouges présentent quant à eux des horizons humifiés moins épais et une matière organique plus rapidement minéralisée. Ils montrent également des profils de type AC plus épais (parfois 2 m) qui laissent apparaître, en profondeur, une coloration due à l'individualisation des sesquioxydes de fer.

Dans le cas particulier de l'Afrique de l'ouest, ces sols se localisent zonalement entre les sols ferrugineux tropicaux au sud et les sols gris subdésertiques au nord. Il y occupent ainsi schématiquement une bande irrégulière de 200 à 400 km de largeur, légèrement inclinée vers l'est par rapport aux parallèles. Ces sols se développent entre les isohyètes 500 et 200 mm (BOQUIER et MAIGNIEN, 1963). Bien que l'action de la végétation et la dynamique microbienne soient déterminantes pour la genèse de ces sols, ils sont néanmoins classés parmi les sols steppiques ou isohumiques (AUBERT, 1962).

4.2 Les sols bruns au Sénégal

Au Sénégal, deux groupes de sols bruns ont été reconnus : les sols bruns *sensu stricto* et les sols brun-rouges subarides. Ces sols isohumiques se caractérisent par leur complexe saturé et une individualisation poussée des sesquioxydes de fer (MAIGNIEN, 1965).

Ces sols bruns s'observent dans plusieurs endroits : au Cayor essentiellement, à la limite du Diolof et du Baol, dans les interdunes au Fouta Toro, à l'ouest du lac de Guiers et aussi en bordure de la vallée du fleuve Sénégal au contact des affleurements calcaires lutétiens.

Quant aux sols brun-rouges, ils sont largement représentés sur les dunes rouges du Nord du Sénégal. Dans cette même région, les sols "diéri" qui bordent au sud, la vallée du Sénégal sont rattachés à ce groupe de sols.

4.3 Les sols limoneux de Bretagne

4.3 1 Présentation

Les échantillons étudiés dans le cadre de ce travail sont issus de deux horizons d'un sol brun acide à frangipan, situé en forêt de Fougères (Ille et Vilaine), sur du granite. Ces horizons sont les horizons E et Bt d'un néoluvisol dans la nomenclature RFP. Le premier horizon est un horizon microgrumeleux qui se développe sur plus d'un mètre d'épaisseur. Le second, sous-jacent, est un horizon à caractère fragique, d'une vingtaine de centimètres d'épaisseur, qui présente des figures d'accumulation d'argile. Ces traits morphologiques d'illuviation n'empêchent pas ces deux horizons d'avoir sensiblement la même texture. Ils présentent respectivement 14,6 et 15,6% d'argile, 72,7 et 80% de limon, 12,7 et 4,8% de sable. La nature minéralogique des argiles est la même: kaolinite, argiles micacées et vermiculites hydroxyalumineuses sont en quantité équivalentes alors que les vermiculites au sens strict sont absentes. Les analyses chimiques ne révèlent pas non plus de différence notable. Par contre, ces deux horizons se distinguent franchement par leur morphologie et leur structure (BACHELARD et ROBAIN, 1985 ; ROBAIN et CURMI, 1986):

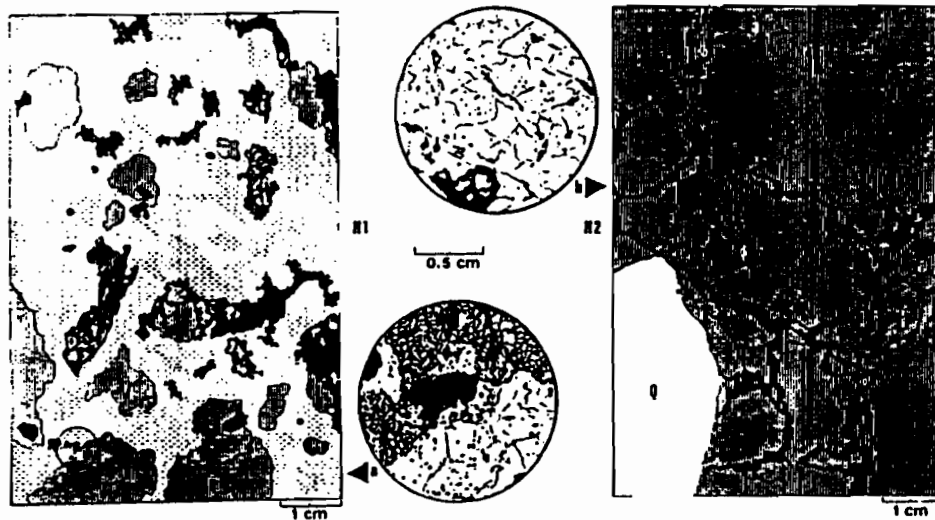


Fig. 31 Structure des horizons H1 et H2 de sols limoneux de Bretagne ; (CURMI, 1986)

4.3 2 Structure des sols

- le premier horizon H₁ est hétérogène et présente deux structures associées: une structure dominante constituée d'agrégats de 0,3 à 1mm, ménageant une porosité importante et une structure polyédrique plus ou moins émoussée dont la taille varie entre 10 et 15 mm où la porosité est moins importante;

- le second horizon H₂ est homogène et nettement moins poreux. Il présente une structure polyédrique dont la taille varie de 5 à 10 cm, associée parfois à une sous-structure polyédrique. La porosité est essentiellement constituée de fines fissures.

Chapitre II : Matériels et méthode

Depuis quelques années, on sait que la propriété du sol qui est de varier en volume lorsque la teneur en eau change, n'est pas seulement l'apanage des sols argileux gonflants (JAYAWARDANE, 1984). Les sols kaolinitiques comme les sols tropicaux, même à dominance sableuse (BRAUDEAU, 1987) ainsi que les sols limoneux possèdent également cette propriété bien qu'elle ne soit perceptible qu'à l'aide de capteurs d'élongation à grand pouvoir de résolution. Pour exprimer cette propriété du sol, l'un des moyens les plus couramment utilisés en pédologie est ce qu'on appelle la courbe de retrait : le graphique reliant la teneur en eau et le volume spécifique mesurés sur un échantillon de sol non remanié (motte, cylindre prélevé), non confiné et dans le sens du drainage ou du dessèchement (HAINES, 1923 ; MCGARRY, 1987 ; BRAUDEAU, 1987 ; BRUAND, 1986 ; MITCHEL, 1992).

Les courbes de retrait ainsi définies présentées dans la bibliographie ont une forme sigmoïde caractéristique, qu'une modélisation adéquate en trois phases de retrait (MCGARRY, 1987) ou en cinq phases (BRAUDEAU, 1988) permet d'interpréter quantitativement en termes de structure ou de propriétés structurales des premiers niveaux d'organisation du sol (BRAUDEAU, 1988 ; MAPANGUI, 1993). La courbe de retrait devient ainsi un excellent moyen pour caractériser quantitativement la structure du sol, et a pu être présentée récemment comme l'une des rares méthodes de " mesure de la structure " (MITCHEL, 1991).

Pour accéder à la mesure du retrait des échantillons très peu gonflants, les méthodes directes traditionnellement utilisées ne sont plus suffisamment précises. Il est donc nécessaire d'avoir recours aux capteurs d'élongation. Mais ceux-ci mesurent un retrait unidimensionnel de l'échantillon et non le retrait volumique nécessaire à l'obtention de la courbe de retrait. Pour apporter une solution à ce fait, les points suivants seront analysés :

- le retrait unidimensionnel mesuré par capteurs dans plusieurs directions de l'échantillon ;
- la mesure dans laquelle on peut prétendre à l'isotropie du retrait pour déduire le retrait volumique.

Cette analyse a pour but de satisfaire aux besoins d'une méthode de mesure de la courbe de retrait, automatisable et à grand pouvoir de résolution.

Dans le cadre de la vérification de l'isotropie du retrait, nous essayerons de résoudre deux problèmes essentiels:

- la simultanéité ou non des signaux pour la détermination des phases de retrait (même forme de la courbe $x = f(t)$, avec ou sans décalage par rapport à l'axe des t);
- l'amplitude du retrait aux différents points de mesure.

1 Préparation des échantillons

1.1 Choix des sites

La courbe de retrait était classiquement déterminée pour les argiles extraites d'échantillons de sols ou de sols gonflants dont la variation de volume est notable au cours de leur dessiccation (MCGARRY et DANIELLS, 1987). Mais il existe maintenant de nouveaux dispositifs (BRAUDEAU, 1987 ; BRAUDEAU et BOIVIN, 1992) qui permettent une détermination suffisamment précise de la courbe de retrait pour pouvoir analyser les différentes phases de retrait. Ils sont particulièrement adaptés aux sols dont les variations de volume étaient jusqu'à présent jugées trop faibles voire même nulles au regard des techniques classiques utilisées (TESSIER et BERRIER, 1979). C'est le cas des sols

ferrallitiques et ferrugineux largement étudiés par cette technique (BRAUDEAU, 1987 ; MAPANGUI, 1992 ; COLLEUILLE, 1993). C'est aussi le cas des sols dont la texture est à dominante limoneuse.

Les sites ont ainsi été choisis pour confirmer, à la suite de BRAUDEAU (1987), MAPANGUI (1992), et COLLEUILLE (1993), que les sols tropicaux ne sont ni inertes ni rigides et par conséquent que leur fonctionnement est contrôlé par leur structure. De plus, le premier but de ce travail est de contrôler si l'hypothèse d'isotropie qui est la base de ces nouveaux dispositifs est fondée. Les tests sont donc pratiqués en mesurant le retrait vertical et le retrait horizontal de l'échantillon. Il devient, dès lors possible d'étudier le tropisme du retrait et par conséquent la validité de la méthode.

L'influence de la structure des échantillons sera testée en comparant les résultats des échantillons remaniés et non remaniés.

Pour les sols ferrallitiques et ferrugineux tropicaux, les prélèvements ont été effectués entre 40 et 45 cm de profondeur dans l'horizon B.

Pour les sols vertiques, les prélèvements ont été effectués à 60 cm de profondeur.

Pour les sols limoneux : dans l'horizon H₁, 10 échantillons ont été prélevés à 60 cm environ à un même niveau. Dans l'horizon H₂, 10 échantillons ont été également prélevés, toujours à un même niveau, mais cette fois-ci à 90 cm environ.

1.2 Echantillons naturels

Les échantillons naturels sont obtenus de deux façons possibles: soit par prélèvement direct à l'aide d'un carottier cylindrique à bandes tranchant (sol non saturé), soit par prélèvement d'un bloc d'où les échantillons sont découpés et taillés à la scie et au couteau. Cette dernière méthode de prélèvement est utilisée lorsque le prélèvement au carottier risque de casser l'échantillon par les coups de masse successives qui enfoncent le préleveur. C'est le cas quand le sol est sec.

L'échantillon standard utilisé dans cette étude a une forme cylindrique, un diamètre de 5,6 cm et une épaisseur de 3 cm.

- **Caractéristiques physico-chimiques des différents échantillons** : la composition moyenne des échantillons étudiés se trouve au tableau ci-dessous (Tableau VI).

	sols ferrallitiques	sols ferrugineux	sols vertiques	sols limoneux horizon E	sols limoneux horizon Bt
coef. d'Humidité	1,0040	1,0063	1,0630	1,0100	1,0090
pH eau	5,79	5,50	5,09	4,17	4,29
pH KCl	4,35	4,25	3,75	3,33	3,62
Argile	18,30	15,6	70,10	16,20	14,70
Limons fins	3,00	5,90	16,60	27,30	27,90
Limons grossiers	4,80	16,30	8,50	54,10	55,40
Sables fins	35,60	46,10	7,20	4,60	5,20
Sables grossiers	38,30	14,10	0,10	4,60	3,70
TOTAL	100,00	98,00	102,50	106,80	106,9
Carb. total	-	3,22	2,52	-	4,20
CEC (meq/100g)	2,49	2,43	26,75	5,58	1,93
Fer total	2,10	1,88	6,28	2,27	-
Fer libre	0,13	0,04	2,53	1,19	-

Tableau VI - Caractéristiques physico-chimiques des différents sols étudiés.

1.3 Echantillons remaniés

Les échantillons remaniés sont fabriqués à partir de la terre tamisée à 2 mm mise de façon homogène dans un cylindre aux dimensions précédentes (5,6 cm de diamètre et 5 cm d'épaisseur). Ce cylindre est revêtu d'un film plastique souple pour faciliter le décollage de l'échantillon après sa fabrication. L'ensemble est ensuite soumis à plusieurs cycles d'humectation-dessiccation de façon à obtenir un échantillon cylindrique cohérent et ferme.

2 L'appareillage

L'appareillage est constitué d'une enceinte maintenue à 30° contenant 8 postes de mesure schématisés à la Fig. 32.

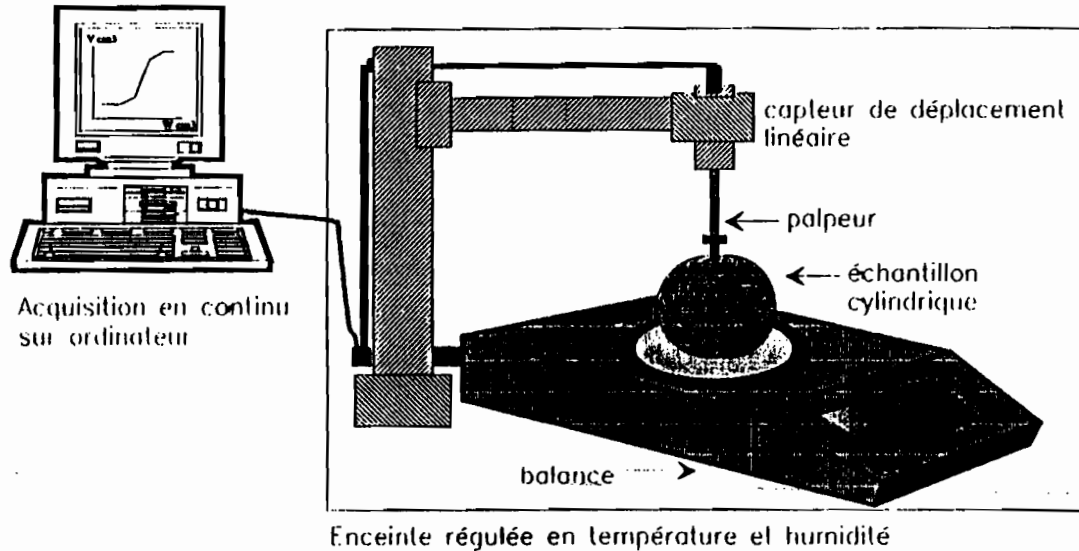


Fig. 32 Schéma de l'appareillage.

Quatre des huit postes constituent l'appareillage utilisé par BRAUDEAU et BOIVIN (1992). Ils n'ont qu'un capteur de déplacement qui mesure verticalement le retrait du diamètre de l'échantillon. Les quatre autres postes sont munis, en plus du capteur vertical, de deux capteurs horizontaux qui permettent de mesurer à la fois le retrait horizontal du diamètre de l'échantillon et celui vertical de sa hauteur.

La partie supérieure du support des échantillons posés à plat est constituée d'une grille métallique rigide qui laisse passer la vapeur d'eau. Cela permet aux échantillons disposés de deux façons différentes d'avoir des conditions d'évaporation à peu près identiques. Enfin pour éviter tout blocage de l'échantillon sur la grille lors du retrait (ce qui risquerait de perturber la mesure), on intercale deux épaisseurs de tissu en nylon à grosses mailles entre l'échantillon et la grille. Les tiges des capteurs horizontaux sont rendues solidaires de la surface de l'échantillon par une pointe de colle. Elles se déplacent donc librement dans le corps du capteur. Ils ont un jeu latéral suffisant pour subir sans contrainte le léger déplacement vertical de la pointe lors du retrait et pour que leur tare (poids) soit constante tout au long de l'expérience. Cela est d'autant plus assuré que les tiges sont placées au quart inférieur de la hauteur du cylindre.

Une série de mesure comprend alors 8 échantillons: 4 par horizon, dont 2 répétitions sont mesurées classiquement (postes b) et les deux autres par le nouveau dispositif. Le suivi du poids de l'échantillon au cours de la dessiccation est effectué à un pas de temps de 5 minutes durant deux à trois jours jusqu'à stabilisation du poids.

3 Protocole de mesure

Pour chaque type de sol, on dispose de 8 échantillons cylindriques naturels et 8 remaniés. Les échantillons naturels ne sont pas perturbés. Les échantillons remaniés sont fabriqués avec de la terre tamisée à 2 mm.

Les 8 échantillons d'une même série sont analysés en même temps dans les mêmes conditions de température et de pression. Quatre d'entre eux reposent par leur base sur un support grillagé et on procède à la mesure du diamètre verticalement (mesure classique). Cela permet de mettre l'ensemble des échantillons dans les mêmes conditions d'évaporation. Deux épaisseurs de tissu fin à maille grossière sont posées sur le support grillagé pour que l'échantillon en se rétractant ne subisse pas de frottement. Ils laissent le libre passage à la vapeur d'eau produite par l'évaporation. Les échantillons sont placés à plat sur le support avec trois capteurs de déplacement a, b et c. Le capteur a est vertical, il mesure la hauteur de l'échantillon en mm. les capteurs b et c sont placés horizontalement, ils sont diamétralement opposés et mesurent le retrait latéral (Fig. 33).

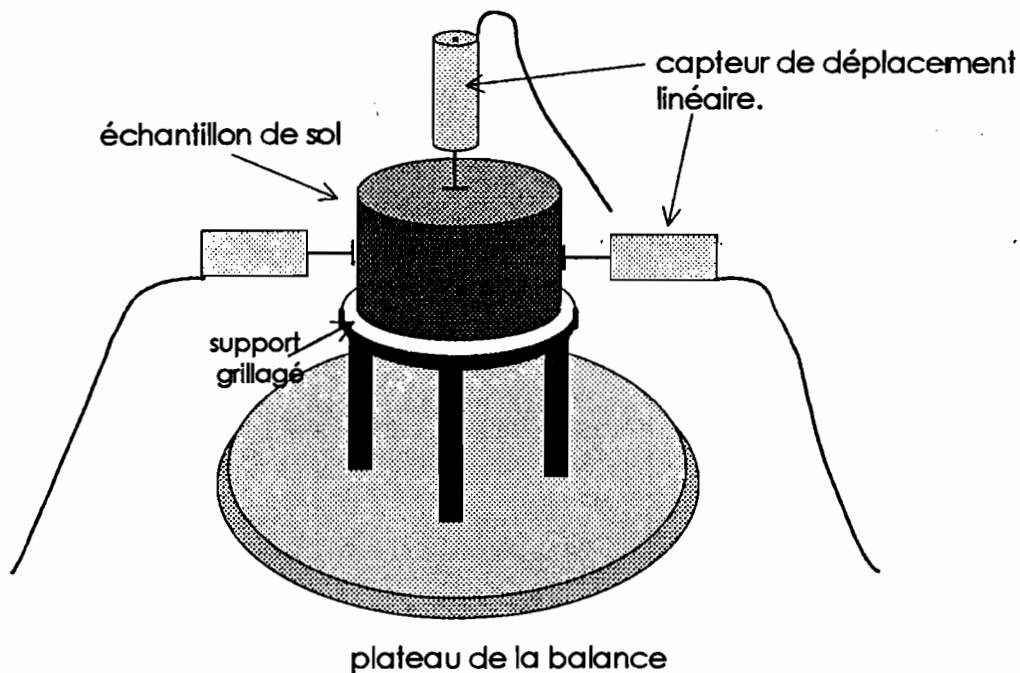


Fig.33 – Mesure du diamètre horizontalement et de la hauteur verticalement

Les quatre autres échantillons sont disposés sur leur tranche avec un capteur de déplacement. C'est alors le diamètre de l'échantillon qui est mesuré (mesure classique Fig. 34).

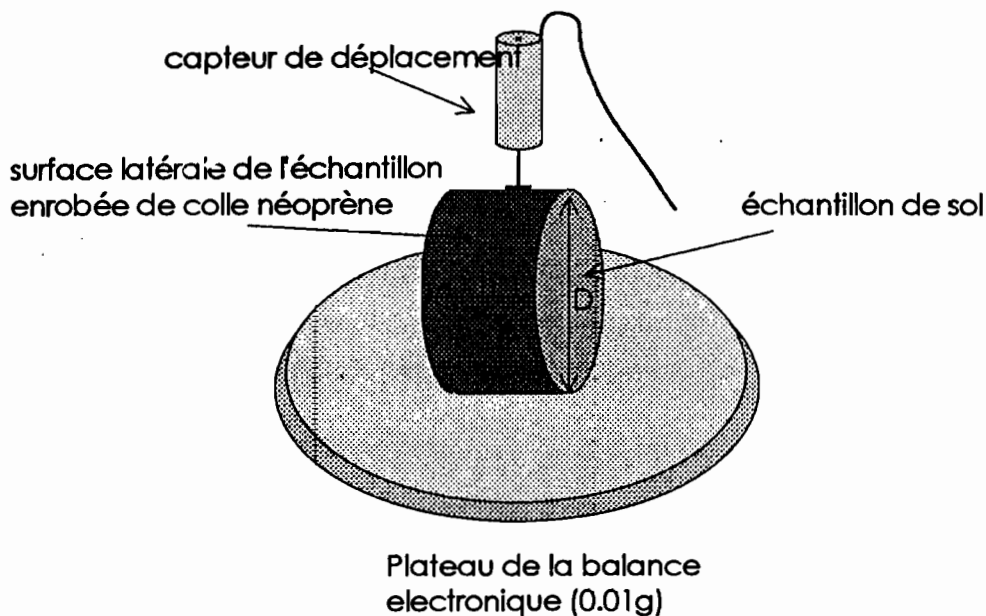


Fig.34 – Mesure du diamètre verticalement

Plusieurs opérations sont effectuées consécutivement sur chaque série de huit échantillons:

- **enrobage par du néoprène (24 heures)** : les cylindres de sol remaniés et naturels sont revêtus d'une fine couche de colle néoprène sur les faces cylindriques de façon à protéger l'écroulement de l'échantillon lorsqu'il est porté à saturation par humectation sur un tissu éponge humide.

- **humectation** : elle se fait *per ascensum*, en plusieurs phases, trois ou quatre fois suivant la nature des sols, s'il s'agit de la reconstitution d'échantillons. Elle peut durer trois jours au minimum pour les sols vertiques et deux jours pour les sols sableux.

- **mesure du volume** : La méthode du sachet en plastique a été utilisée (BOIVIN et *al.*, 1990). Dans celle-ci, le volume apparent d'un échantillon de sol est mesuré par immersion selon le principe d'Archimède, l'échantillon étant placé dans une poche en plastique sous vide. La mesure du volume se fait à l'aide d'un sachet en plastique de 22 microns d'épaisseur sur une hauteur de 10 cm, en partant du fond du sachet. On effectue d'abord la mesure du volume humide après un léger ressuyage sur du papier joseph. L'échantillon est ensuite introduit dans le sachet, couché par ses faces cylindriques. On met ensuite sur une balance, un bécher de 800 ml rempli d'eau jusqu'à 5 cm du bord. La suite de la manipulation consiste à plonger le sachet en plastique, à faire démarrer aussitôt la pompe à vide et enfin à prendre la valeur du volume déplacé dès la parution du palier g (gramme).

- **mesure de la masse sèche (étuve: 48 heures)**: après leur passage au rétractomètre, les échantillons sont séchés à l'étuve à 105 °C pendant environ 12 heures. Puis leur poids sec est mesuré après un séjour de refroidissement de quelques heures au dessiccateur.

Le poids de néoprène est évalué par pesée (il est d'environ 0,5 g).

- **mesure de la masse volumique apparente** : On utilise le même procédé que pour les échantillons humides, à la différence que ceux-ci sont séchés à 105 °C.

– **mesure de la densité réelle** : dans les échantillons secs finement broyés, on effectue des prises de 30 g environ qu'on place dans un pycnomètre préalablement taré. Ce dernier est mis dans un dessiccateur, où il est soumis à une pression à vide pendant une nuit. On effectue, ensuite, la mesure de la densité réelle.

4 Les données exploitées pour l'analyse des résultats

Pour vérifier l'isotropie du retrait, le calcul de la courbe de retrait a été fait simultanément à partir de la mesure du diamètre horizontalement, et à partir de la mesure de la hauteur verticalement.

Les données traitées sont : le volume massique de la phase solide (v_s), le diamètre vertical de l'échantillon en mm, le volume poral macro et la teneur en eau macro θ_{macro} .

– la teneur en eau (θ) est donnée par la relation $\theta = \frac{(P_i - P_b)}{P_{sec}}$

P_i est le poids initial ou poids avant le début du dessèchement, P_b est le poids de l'échantillon affiché, en un instant t par la balance et P_{sec} est le poids de l'échantillon après séchage à l'étuve ;

– le volume du cylindre est donné par la relation $V = c^{lc} \cdot r^2 \cdot h$. En supposant qu'il y a isotropie du retrait on a $\frac{V}{V_0} = \frac{r^2 \cdot h}{r_0^2 \cdot h_0} = \frac{h^3}{h_0^3} = \left(\frac{h}{h_0}\right)^3 = \left(\frac{D}{D_0}\right)^3$.

– le volume massique peut donc être calculé selon h^3 (hauteur du cylindre à plat) (vh) ou selon D^3 (diamètre du cylindre avec $dD = d(b+c)$) (vd), si on suppose que le retrait est isotrope. Si par contre le retrait n'est pas isotrope, on aura $V = K \cdot h \cdot D^2$, car on suppose en plus qu'il y a symétrie axiale,

$$D_1 = D_2 = D_3 \Rightarrow \frac{dV}{V} = \frac{dK}{K} + \frac{dh}{h} + 2 \frac{dD}{D} ;$$

K étant une constante, on obtient finalement par intégration :

$$\frac{V}{V_0} = \frac{\left(\frac{h}{h_0}\right)}{\left(\frac{D}{D_0}\right)^2} \text{ qui donne le volume massique calculé selon } h \cdot D^2 \text{ (vv).}$$

– De plus, la hauteur (h) de l'échantillon en mm, son diamètre (D) en mm et le temps en minutes étant mesurés en continu par l'appareil, les variations relatives de D et h : $\frac{dD}{D \cdot dt}$, $\frac{dh}{h \cdot dt}$, et

$$\frac{\left(\frac{dh}{h}\right)}{\left(\frac{dD}{D}\right)} \text{ seront examinées.}$$

5 Expression des résultats

L'analyse de l'isotropie du retrait a été abordée par de nombreux auteurs parmi lesquelles TOWNER (1986) et HALLAIRE (1991), mais principalement sur des échantillons de sols argileux et gonflants, dans la phase de retrait dite normale. TOWNER (1986) a montré qu'au cours de cette phase, la variation relative du volume apparent V de l'échantillon est égale, à un coefficient constant près, à la variation relative de chacune de ses dimensions a , b et c :

$$\frac{dV}{V} = \alpha \frac{da}{a} = \beta \frac{db}{b} = \gamma \frac{dc}{c}$$

En intégrant cette relation, on obtient V en fonction de a , b ou c :

$$\log\left(\frac{V}{V_0}\right) = \alpha \log\left(\frac{a}{a_0}\right) = \beta \log\left(\frac{b}{b_0}\right) = \gamma \log\left(\frac{c}{c_0}\right)$$

Si le retrait est isotrope, $\alpha = \beta = \gamma = 3$.

Dans le cas des cylindres posés à plat, pour lesquels on suppose une symétrie axiale de comportement, on a vu, dans le paragraphe précédent, qu'on peut calculer V en fonction de la hauteur et du diamètre selon:

$V = V_0 \left(\frac{h}{h_0}\right) \left(\frac{D}{D_0}\right)^2$, valeur qui sera comparée aux valeurs de V calculées habituellement en faisant

l'hypothèse d'un retrait isotrope par les relations :

$$V_D = V_0 \left(\frac{D}{D_0}\right)^3$$

$$V_H = V_0 \left(\frac{h}{h_0}\right)^3$$

où V_H et V_D sont les volumes massiques de l'échantillon calculés respectivement selon la hauteur du cylindre à plat et son diamètre.

La suite du travail consistera, d'abord, à un examen comparatif des courbes de retrait obtenues en mesurant le diamètre verticalement (mesure classique) de celles obtenues en le mesurant horizontalement (Fig. 35 à 38). Ensuite, l'erreur faite en calculant le volume spécifique à partir de la hauteur seul ou du diamètre seul et en supposant qu'il y a isotropie sera mise en évidence en traçant V , V_D et V_H sur le même graphique en fonction de la teneur en eau θ (Fig. 39 à 42). Puis, la simultanéité des déplacements suivant la hauteur H et le diamètre D dans le temps sera étudiée par l'analyse du graphique représentant la variation du volume $\left(\frac{\Delta V}{V \cdot \Delta t}\right)$ et la variation de la hauteur

$\left(\frac{\Delta H}{H \cdot \Delta t}\right)$ en fonction du temps (Fig. 43 à 46).

Enfin, la courbe sera modélisée par des équations paramétriques qui se rapportent à chacune des phases de retrait (BRAUDEAU, 1987). Les paramètres des équations sont simplement les coordonnées des points qui séparent les différentes phases de retrait. Chaque série de quatre échantillons est alors représentée par un lot de huit paramètres moyens caractéristiques.

Chapitre III : Résultats

1 Courbes de retrait mesurées horizontalement et verticalement

Un objectif des plus importants à atteindre est de comprendre les retraits suivant les mesures horizontales et verticales des échantillons de sols étudiés.

Les courbes de retrait obtenues à partir des sols ferrallitiques présentent quatre des cinq phases de retrait décrites par BRAUDEAU (1988), mais elles ont une allure sigmoïde. Elles présentent en général une disproportion entre la mesure verticale et la mesure horizontale du retrait. En effet, les courbes obtenues par la mesure du diamètre horizontalement se différencient de celles obtenues par la mesure de la hauteur verticalement par leur allure : celle-ci est nettement plus sigmoïde. La transition entre les phases de retrait "normal" et "sans retrait" n'est pas curviligne, elle est une rupture brutale de pente (l'un angle entre la phase "sans retrait" et le retrait "normal" presque droit.)

Les courbes de retrait des sols ferrugineux ont un comportement d'ensemble identique qu'ils soient naturels ou remaniés. Vers la saturation, se dessine une phase de foisonnement qui n'était mise en évidence que par les mesures horizontales. Ce foisonnement correspond à une variation notable et brutale du volume massique de l'échantillon. Il est fortement accru quand les échantillons sont remaniés. Ce retrait important sur les échantillons remaniés est semblable à celui des échantillons naturels de sols à dominance de limons. Pour les échantillons naturels de sols ferrugineux c'est d'ailleurs ce foisonnement qui différencie les courbes mesurées horizontalement de celles mesurées verticalement. En effet, il n'apparaît pas quand la mesure est faite suivant la hauteur et verticalement, c'est-à-dire quand la mesure est faite classiquement.

Pour les échantillons des sols vertiques, l'allure sigmoïde de la courbe de retrait n'est plus aussi nette que dans les cas précédents. Les différentes phases de retrait sont néanmoins toujours discernables, mais pour les échantillons remaniés surtout. Sur ces derniers d'ailleurs, seules les phases de retrait "résiduel" et "sans retrait" sont encore perceptibles. Le retrait se fait de manière progressive tout au long du dessèchement.

Pour les échantillons à dominance de limons, l'aspect sigmoïde des courbes de retrait est davantage moins net. Cependant, la différence entre la mesure verticale et la mesure horizontale est plus marquée, en particulier pour les échantillons naturels.

Les quatre types de sol présentent tous des courbes de retrait à allure sigmoïde, que les échantillons soient naturels ou remaniés. Cette forme caractérise d'ailleurs les sols dont la bimodalité du système poral (micro/macro) est nette. Mais d'autres similitudes sont observées, notamment entre les sols ferrallitiques, les sols ferrugineux et les sols limoneux (Fig.35 à 38).

Cependant la mesure en continu de la courbe de retrait des échantillons limoneux fait apparaître un autre type de configuration. En effet, les courbes de retrait obtenues ne présentent pas l'allure sigmoïde habituellement rencontrée dans la littérature (REEVE et HALL, 1978 ; modèle à trois droites de MCGARRY ; modèle à cinq droites de BRAUDEAU, 1987 ; MITCHELL, 1991).

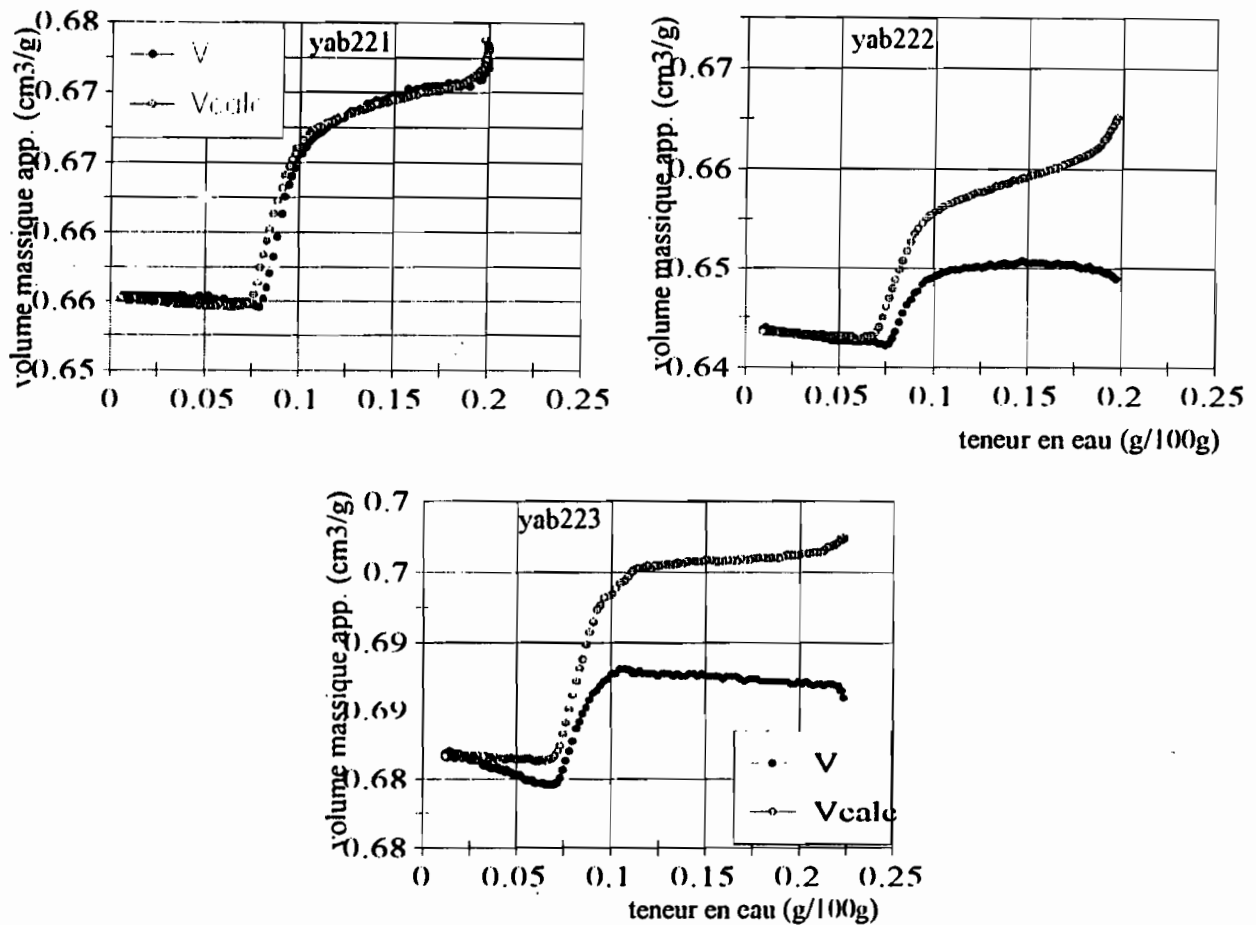
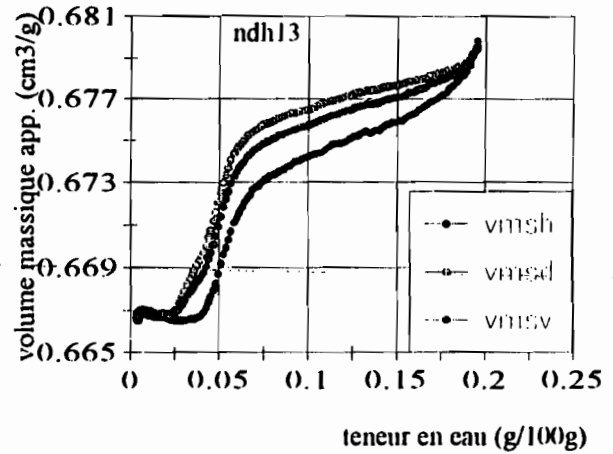
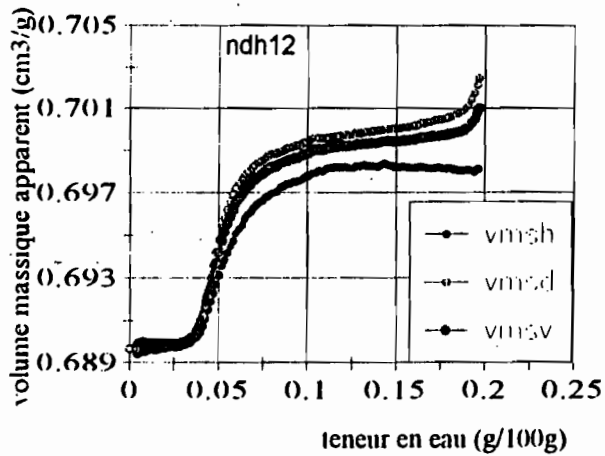


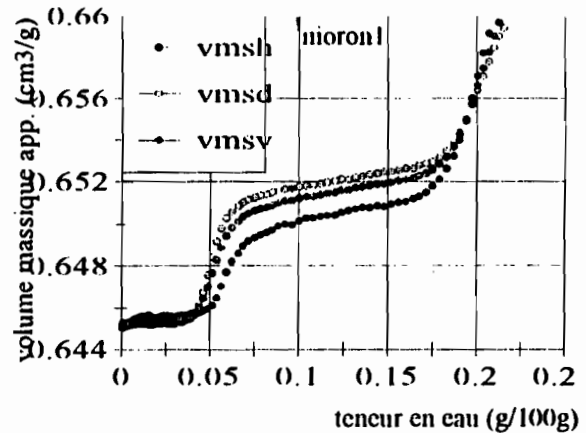
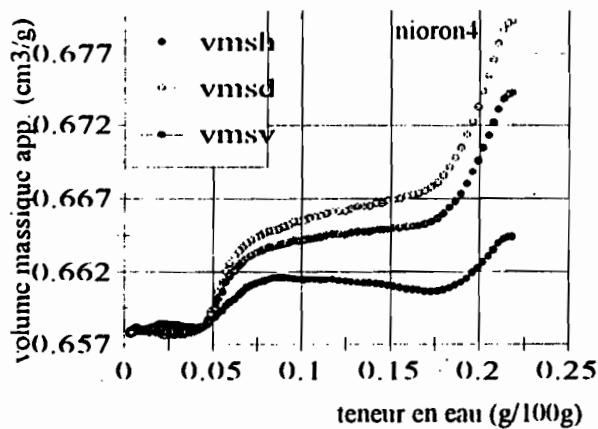
Fig. 35 Courbes de retrait mesurées horizontalement et verticalement des échantillons naturels de sols ferrallitiques

Les courbes de retrait des sols ferrallitiques présentent toutes une amplitude du retrait ΔV_{ms} , plus importante suivant la mesure horizontale. ΔV_{ms} varie de 0 en amont de la toposéquence à 0,010 voire 0,015 cm^3/g en aval de la toposéquence. Seule la courbe de retrait de l'échantillon yab 221, situé en amont de la toposéquence montre des retraits identiques suivant les mesures verticale et horizontale. Ainsi, le retrait global calculé à partir de la mesure du diamètre est généralement plus important que celui calculé à partir de la hauteur. Cette observation est corrélable avec deux faits contradictoires que l'on rencontre sur le terrain : une atténuation du caractère ferrallitique d'amont en aval, et à l'inverse une accentuation de l'hydromorphie dans le même sens. Un autre fait notable est l'absence d'une phase de retrait "résiduel" pour ce type de sol.

KALOGIA (1990) et COLLEUILLE (1993) ont fait état au niveau de cette même toposéquence, d'un départ progressif d'oxydes de fer notamment d'hématite, d'amont en aval. Cette perte en oxydes de fer affecte la structure des sols et elle pourrait être à l'origine de cette différence de comportement physique des échantillons de sols ferrallitiques.



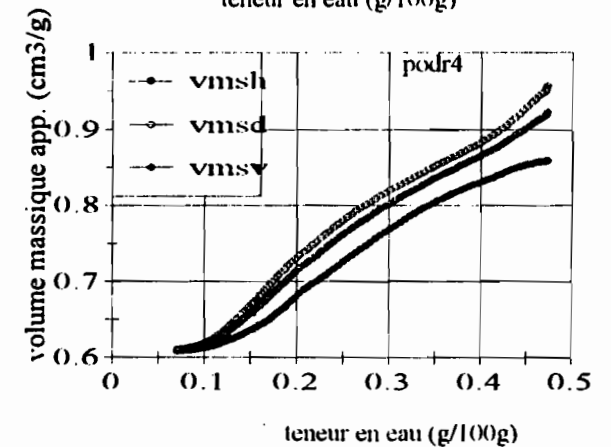
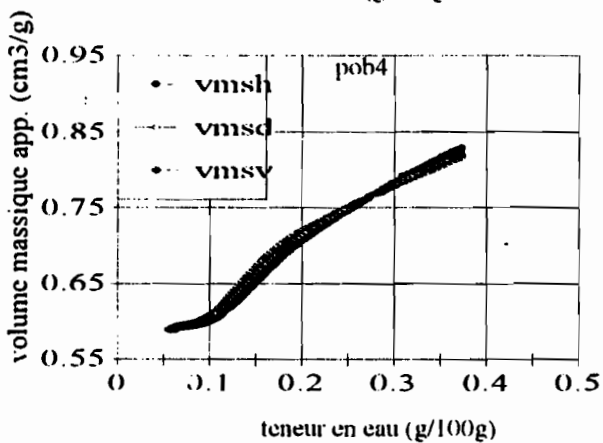
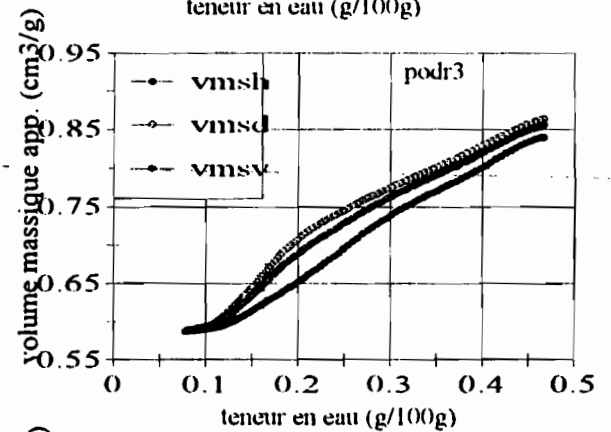
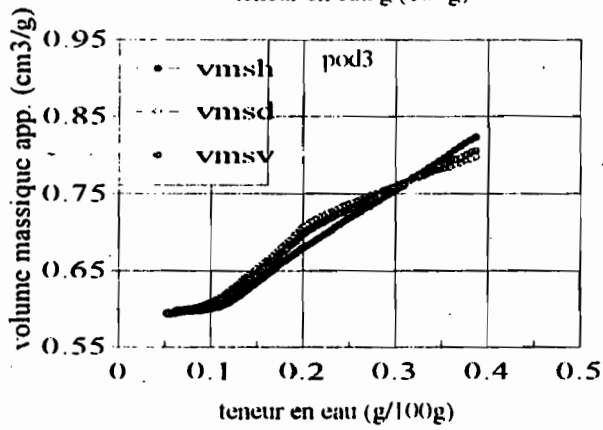
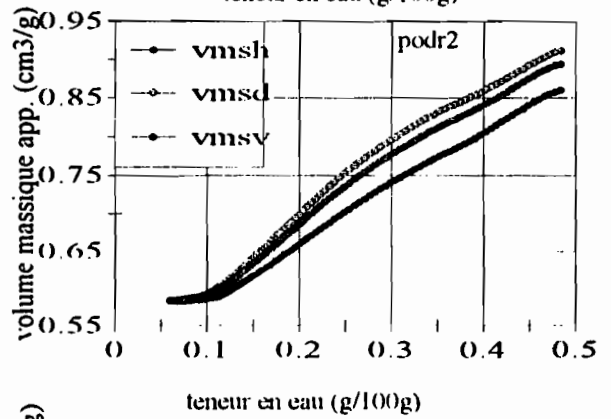
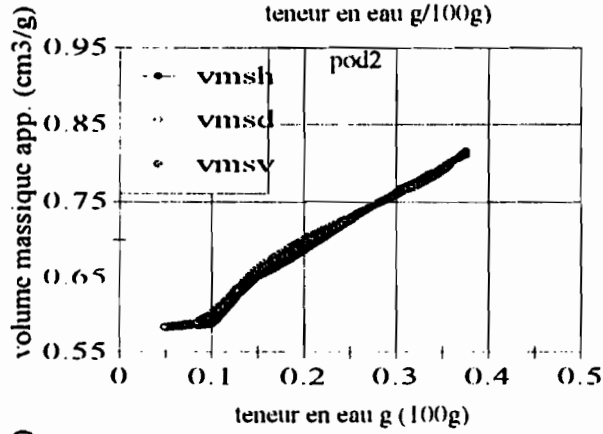
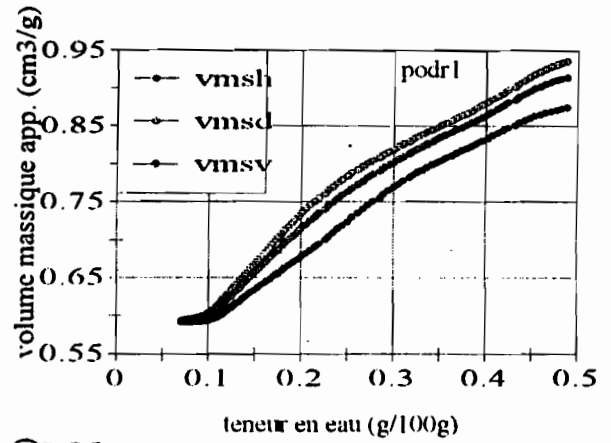
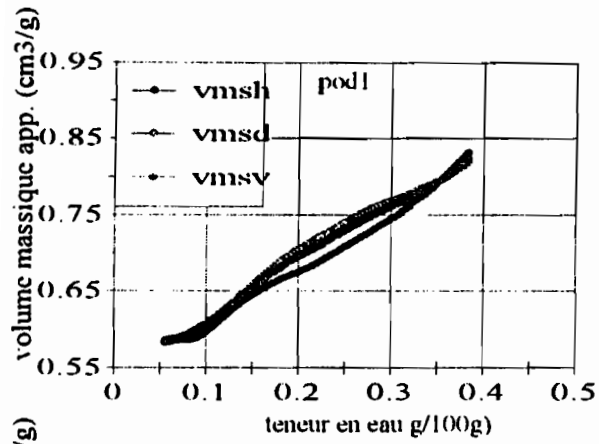
a) courbes de retrait d'échantillons naturels de sols ferrugineux



b) courbes de retrait d'échantillons remaniés de sols ferrugineux

Fig. 36 Courbes de retrait mesurées horizontalement et verticalement des échantillons de sol ferrugineux tropicaux

Les courbes de retrait des échantillons de sols ferrugineux ont une allure presque identique à celle des échantillons de sols ferrallitiques. Comme pour ces derniers, le retrait global calculé à partir de la mesure du diamètre est plus important que celui calculé à partir de la mesure de la hauteur. Il varie de 0 à 0,005 cm^3/g pour les échantillons naturels et de 0 à 0,015 pour les échantillons remaniés. Le phénomène de foisonnement observé sur les échantillons précédents est ici fortement amplifié surtout pour les échantillons remaniés. Il est plus apparent suivant la mesure du diamètre sur les courbes de retrait des échantillons naturels. Pour les échantillons remaniés, environ plus de la moitié du retrait est attribuable à la phase de foisonnement. Cette phase se différencie nettement en un second palier montrant ainsi qu'on a deux modes donc deux populations distinctes (ou deux classes porales). Cela confirme le fait que la courbe de retrait caractérise bien les sols qui ont une porosité bimodale nette.



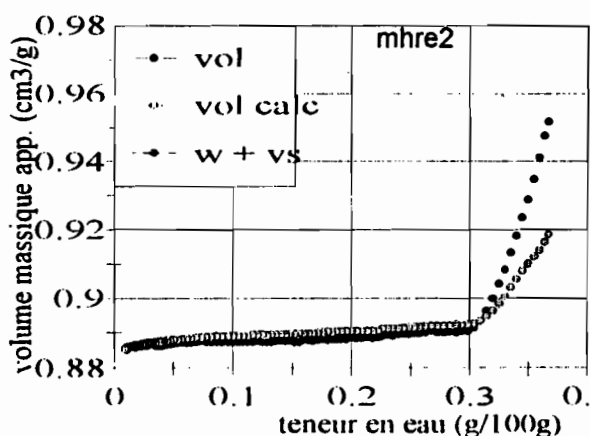
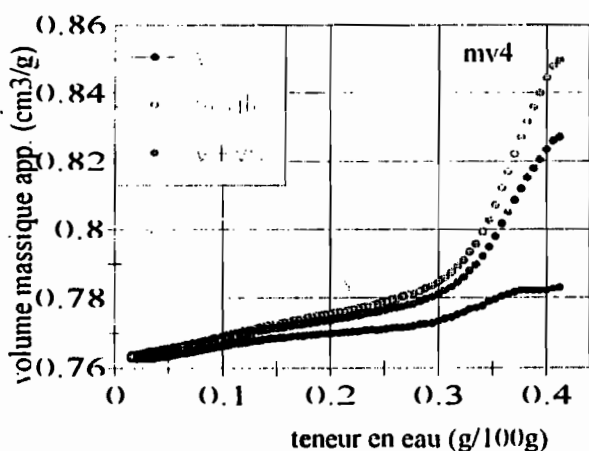
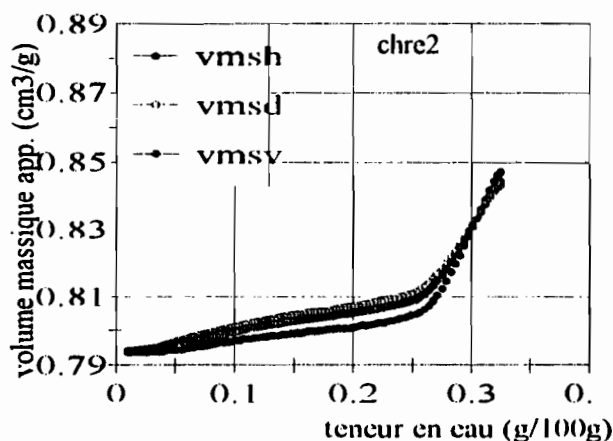
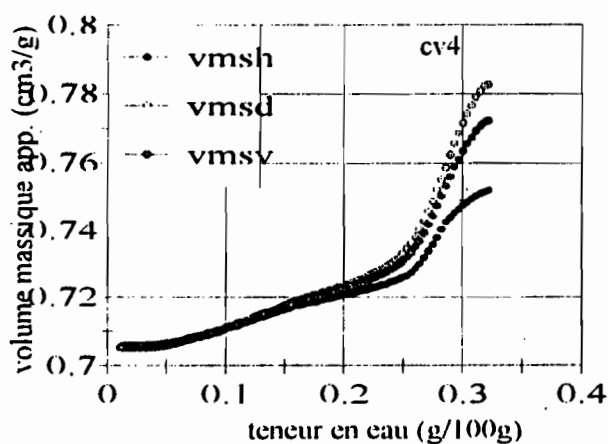
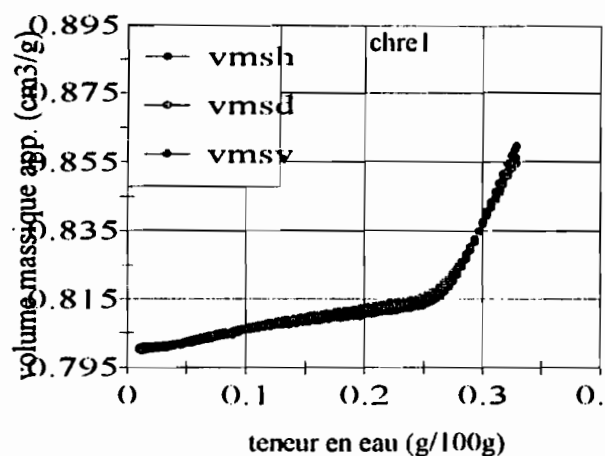
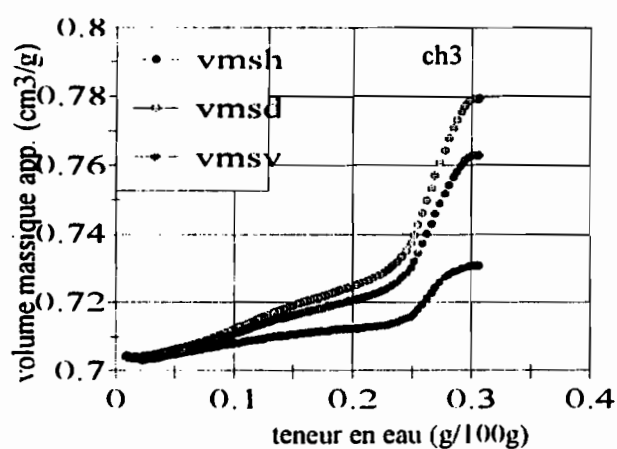
a) courbes de retrait d'échantillons naturels de sols vertiques

b) courbes de retrait d'échantillons remaniés de sols vertiques

Fig. 37 Courbes de retrait mesurées horizontalement et verticalement des échantillons de sols vertiques

Le retrait global des courbes de retrait mesurées horizontalement suivant le diamètre et celui des mesurées verticalement suivant la hauteur est presque identique (Pod 2) pour les échantillons naturels. Contrairement aux cas précédents, le retrait global obtenu à partir de la mesure du diamètre n'est plus exagérément plus important que celui mesuré à partir de la hauteur.

Par contre, pour les échantillons remaniés, cet écart varie de 0,025 à 0,1 g/g. Et comme dans les cas précédents, c'est toujours la mesure suivant le diamètre qui rend mieux compte des propriétés physiques du sol. Par ailleurs, on peut remarquer qu'il y'a une augmentation notable de la capacité de rétention en eau des sols vertiques quand on les remanie, le dessèchement dure plus longtemps.



a) courbes de retrait d'échantillons naturels de sols limoneux

b) courbes de retrait d'échantillons remaniés de sols limoneux

Fig. 38 - Courbes de retrait mesurées horizontalement et verticalement des échantillons de sols limoneux

Les sols limoneux présentent des courbes de retrait légèrement différentes de celles des autres types de sols. On note une première phase de retrait importante (mais nettement supérieure par la mesure horizontale du retrait). Dans la suite du dessèchement la courbe est peu différenciée, que la mesure s'effectue horizontalement ou verticalement.

Pour les échantillons naturels comme pour ceux remaniés, la phase de foisonnement des sols limoneux est le facteur essentiel de la variation du volume massique. Elle contribue pour plus de

60 % (si les échantillons sont naturels) voire même 75 % du changement de volume (si les échantillons sont remaniés). L'aspect sigmoïde des courbes de retrait n'est perceptible que difficilement après la phase de foisonnement. Les variations du volume massique et donc l'amplitude du retrait sont les plus importantes au niveau des échantillons naturels. À l'inverse des sols vertiques, on observe ainsi une diminution de la capacité de rétention en eau des sols limoneux du fait de la perturbation.

Que montrent ces résultats ?

Chaque type de sol présente des courbes de retrait qui, dans les détails lui sont propres, malgré quelques ressemblances. Le tableau ci-dessous (Tableau VII) nous permet de mieux cerner les comportements physiques des sols étudiés au cours de leur dessèchement.

Les variations notées sur ce tableau ont été calculées à partir des courbes de retrait en procédant comme suit :

Pour évaluer la variation du volume massique d'un échantillon, il faut projeter les points qui matérialisent le début du retrait et la limite du retrait sur l'axe des ordonnées. Il suffit ensuite de calculer la différence entre ces deux points pour obtenir la variation de volume.

La variation de la teneur en eau s'obtient de la même façon, mais en faisant les projections sur l'axe des abscisses.

	Variation de volume des échantillons naturels (cm ³ /g)	Variation de volume des échantillons remaniés (cm ³ /g)	Variation de la teneur en eau des échantillons naturels (en pourcents de θ)	Variation de la teneur en eau des échantillons remaniés (en pourcents de θ)	Maxima de retrait (en pourcents de θ)
sols ferrallitiques	0,010 à 0,070	non mesurée	7 à 20	non mesurée	7 - 10
sols ferrugineux	0,190	0,120	2 à 22	0 à 22	4 - 7 22 à 18
sols vertiques	0,280	0,380	5 à 40	5 à 48	10 - 20
sols limoneux	0,0775	0,060 à 0,070	2 à 35	2 à 42	35-à 25 35 à 30

Tableau VII - Variations du volume et de la teneur en eau des échantillons par type de sol

Ce tableau résume les résultats des courbes de retrait et permet de tirer des conclusions intéressantes. Premièrement, ces résultats montrent des différences de comportement au retrait, d'abord entre les échantillons naturels et remaniés d'un même sol, ensuite entre les échantillons des différents types de sol étudiés (Fig. 35 à 38). Cette différence de comportement se marque particulièrement par la forme de la courbe de retrait qui devient de moins en moins sigmoïde depuis les sols ferrallitiques et ferrugineux tropicaux jusqu'aux sols limoneux.

Les différentes courbes de retrait mettent en évidence un retrait global, des échantillons remaniés, nettement supérieur à celui des échantillons naturels, pour les sols ferrugineux tropicaux et les sols vertiques. Mais pour les sols limoneux, c'est plutôt l'inverse qu'on observe. L'existence de cinq phases de retrait n'apparaît pas nettement. Le retrait global se matérialise par un foisonnement qui correspond à un retrait global notable en début de retrait. Ce foisonnement est surtout visible au niveau de la mesure verticale du retrait. Cependant l'ajustement du modèle à deux compartiments de porosité est réalisable sans ambiguïté.

L'importance relative des différentes phases de retrait, qui traduit l'allure générale des courbes, semble fonction de la teneur en argile.

- vers la saturation, on observe une décroissance notable du volume massique. Cette décroissance est systématique pour les échantillons de sols ferrallitiques, ferrugineux et limoneux. Elle est forte surtout pour les sols limoneux, et d'importance moindre pour les sols ferrugineux et ferrallitiques. Elle peut être absente au niveau des sols ferrallitiques, notamment si la mesure se fait verticalement. Dans le cas des sols vertiques, cette décroissance se fait de façon douce et progressivement ;

- suit une phase de retrait faible et progressif. C'est la phase de retrait " structural " où on note un changement de volume progressif en fonction de l'évaporation de l'eau. Celle-ci couvre une large gamme de teneurs en eau : de 21 à 11%, pour les sols ferrallitiques ; de 18 à 7 %, pour les sols ferrugineux tropicaux ; de 40 à 20% pour les échantillons vertiques et de 25 % à environ 16 % ;

- On note ensuite un retrait marqué qui correspond à la phase de retrait " normal " ;

- Puis le retrait devient de plus en plus faible (vers 6 % de teneur en eau) ; c'est la phase de retrait " résiduel ". Celle-ci prend fin à la limite de retrait, point à partir duquel le volume reste constant quelque soit la teneur en eau de l'échantillon. On est alors dans la phase " sans retrait " entre 7 et 10 % de teneur en eau.

Ces courbes de retrait semblent indiquer que la dynamique de la structure est différente, non seulement pour les différents types de sols, mais aussi suivant que les échantillons sont naturels ou remaniés pour le même type de sol.

Globalement, la mesure horizontale du retrait rend mieux compte de la variation de volume massique que sa mesure verticale ; ce fait est quasi général mais il est plus accentué au niveau des sols ferrallitiques.

2 Calcul du volume spécifique et vérification de l'isotropie du retrait

C'est la phase argileuse (l'argile pédologique) qui est le facteur dominant dans tout ce qui concerne le phénomène de gonflement-retrait au niveau du sol (BRAUDEAU et BRUANI, 1993). Plus précisément, c'est sa capacité de varier en volume en fonction de sa teneur en eau et par réorganisation de ses particules qui en est le principal moteur (TESSIER, 1984). C'est cette phase en effet qui contrôle les propriétés hydriques et mécaniques du sol. La nature du tropisme des sols, aussi bien au laboratoire qu'*in situ*, reste donc à clarifier. Ceci sera effectué dans les paragraphes qui suivent.

Le calcul du volume spécifique fait uniquement à partir d'une des deux directions latérale (D) ou verticale (H) en supposant qu'il y a isotropie du retrait est une approximation du volume massique du sol. Pour évaluer qualitativement cette approximation, V , V_D , et V_H sont tracés sur le même graphique en fonction de la teneur en eau. (Fig. 39 à 42).

Au début du chapitre il a été montré que $\log\left(\frac{V}{V_0}\right) = \alpha \log\left(\frac{a}{a_0}\right) = \beta \log\left(\frac{h}{h_0}\right) = \gamma \log\left(\frac{c}{c_0}\right) \log$. Ceci revient à dire que l'on peut utiliser la courbe $\log\left(\frac{h}{h_0}\right)$ en fonction du $\log\left(\frac{d}{d_0}\right)$ ou bien la courbe $\frac{dH}{dD}$ en fonction du temps, pour vérifier l'isotropie du retrait. Mais l'utilisation de la courbe en \log signifierait que le rapport $\frac{\alpha}{\gamma}$ est constant ce qui n'est certainement pas le cas. C'est pourquoi la courbe $\frac{dH}{dD}$ en fonction du temps, qui rend uniquement compte des valeurs mesurées, a été préférée. En effet, si le retrait est isotrope suivant les deux dimensions verticale et horizontale, la variation de volume suivant la hauteur H sera égale à la variation de volume suivant le diamètre D et par conséquent $\frac{dH}{dD}$ sera égale à 1.

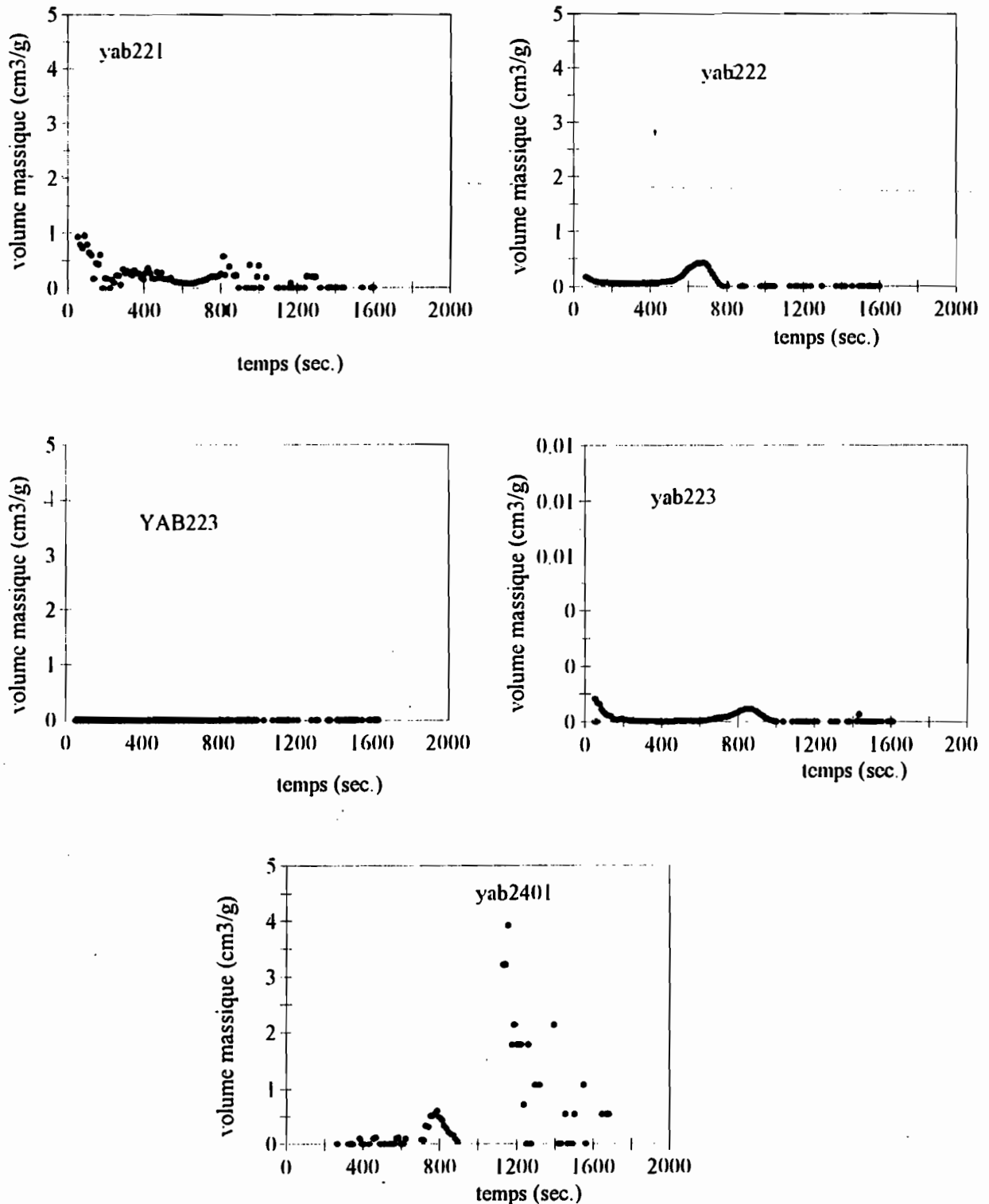
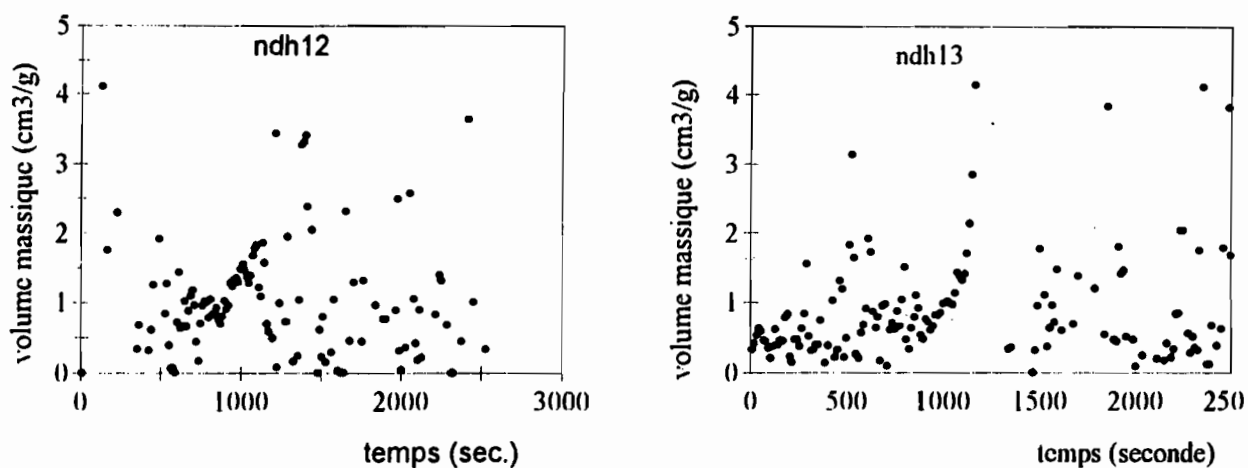
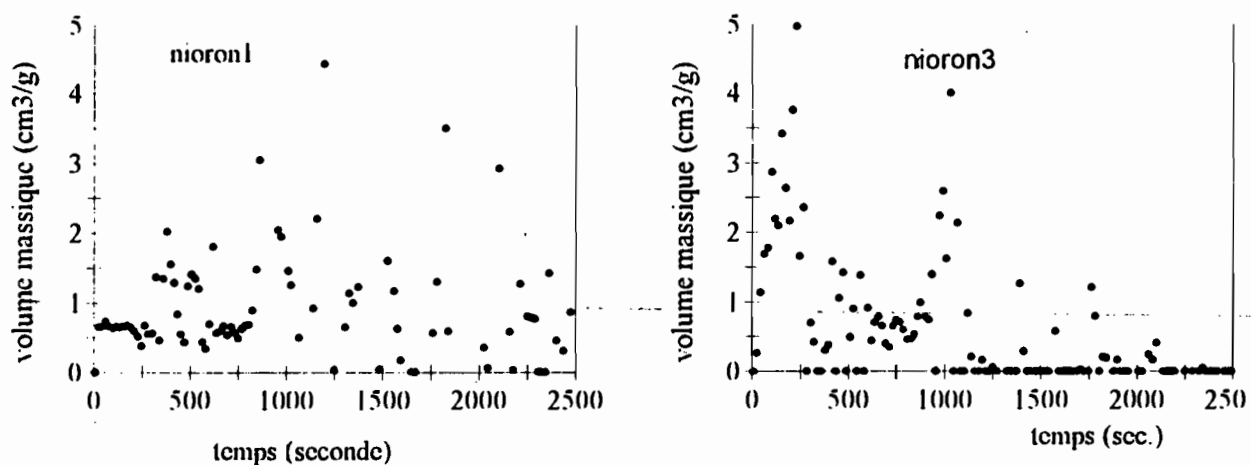


Fig.39 – Représentations du rapport de la variation de volume mesurée verticalement (dH/H), sur la variation de volume mesurée horizontalement (dD/D) : cas des sols ferrallitiques..

Les échantillons de sols ferrallitiques présentent des courbes où que le rapport $(dH/H)/(dD/D)$ est différent de 1. Cependant ce rapport est relativement constant avec toujours une prédominance du retrait suivant le diamètre ($[dH/H)/(dD/D < 1]$). On peut aussi noter que contrairement à ce que pourraient laisser entendre certains résultats, le retrait suivant la hauteur, bien que parfois très faible, n'est jamais nul. Cela est bien illustré par les deux représentations de yab 223.



a) échantillons naturels de sols ferrugineux



b) échantillons remaniés de sols ferrugineux

Fig.40 - Représentations du rapport de la variation de volume mesurée verticalement (dH/H), sur la variation de volume mesurée horizontalement (dD/D) : cas des sols ferrugineux tropicaux.

Pour les échantillons de sols ferrugineux, le rapport des variations (dH/H)/(dD/D) est non seulement différente de 1, mais aussi très fluctuante. Cependant, certains échantillons naturels comme ndh12, mais aussi certains échantillons remaniés comme niron1, montrent une relative constance de ce rapport au tout début du dessèchement. Dans tous les cas, le rapport (dH/H)/(dD/D) est d'autant plus fluctuante que l'on s'éloigne de la saturation

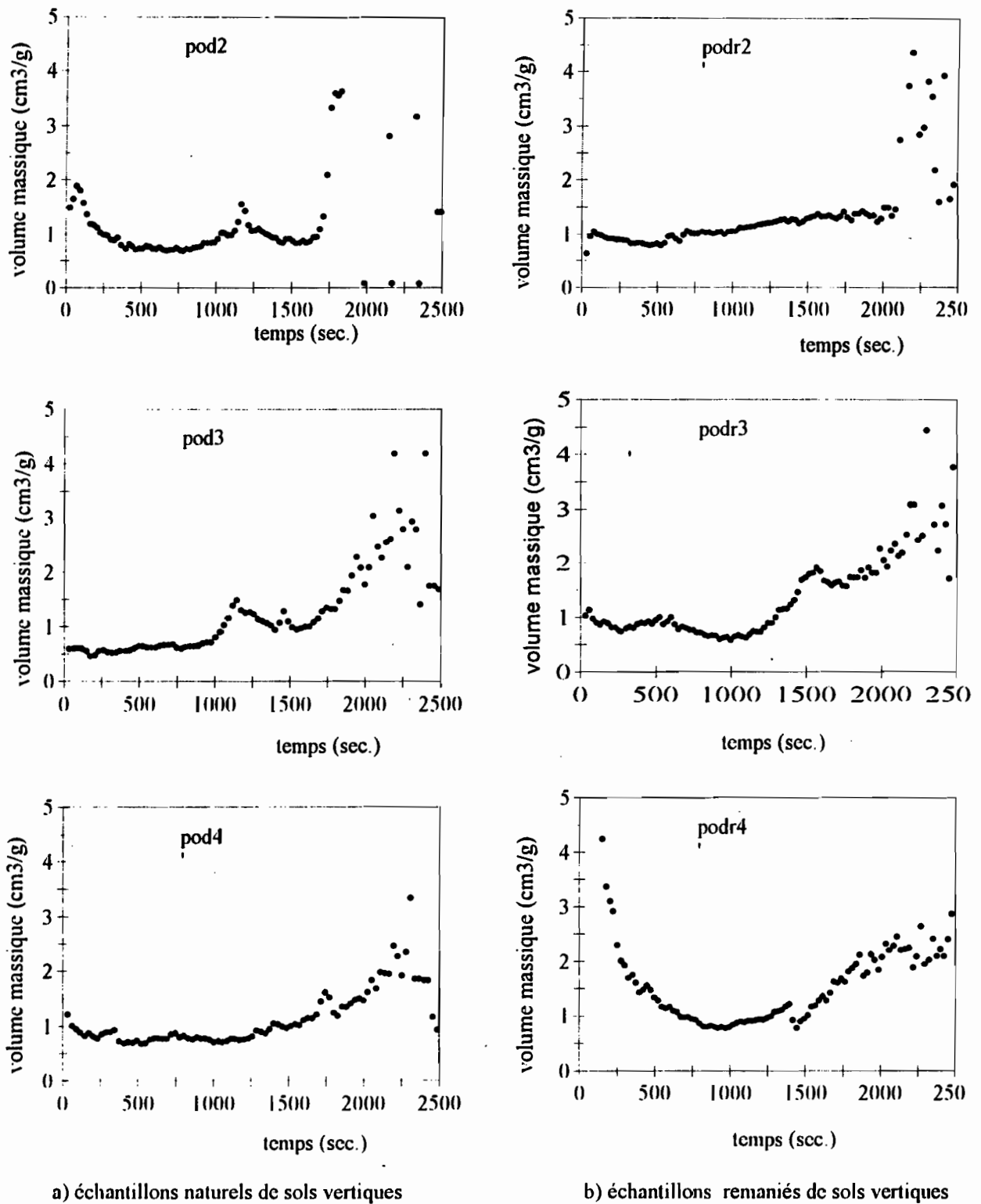
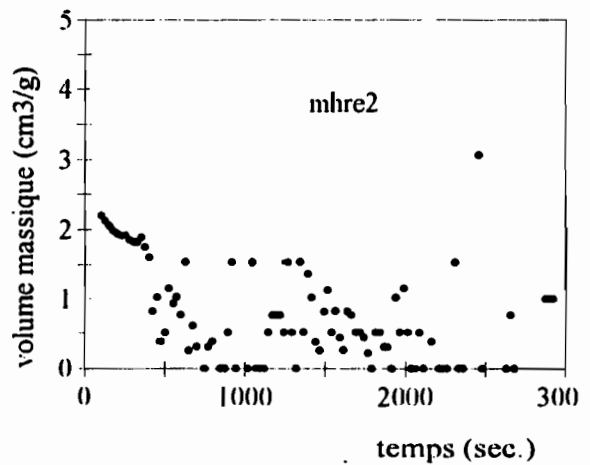
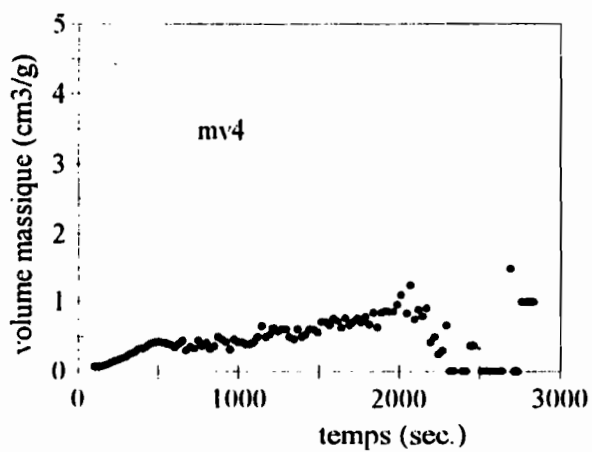
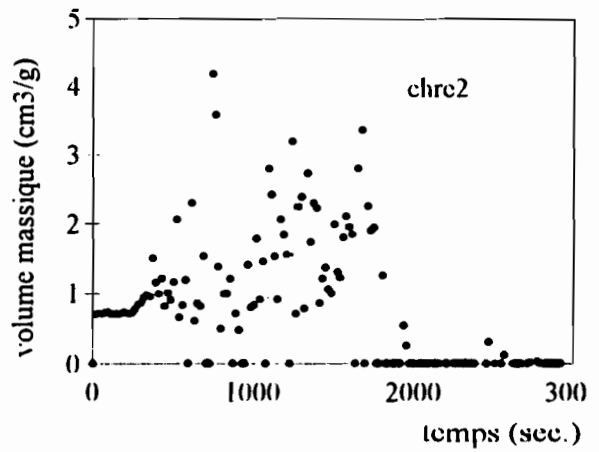
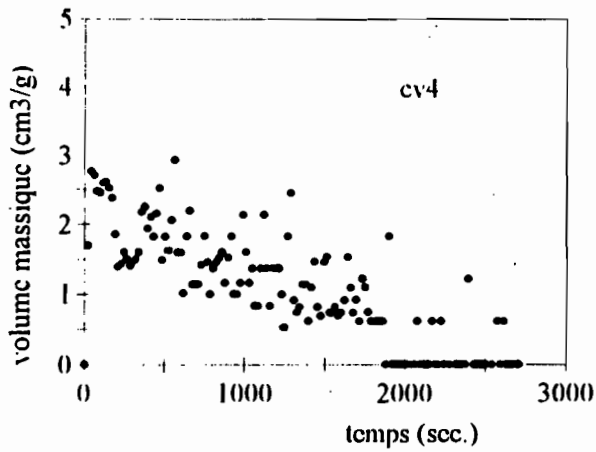
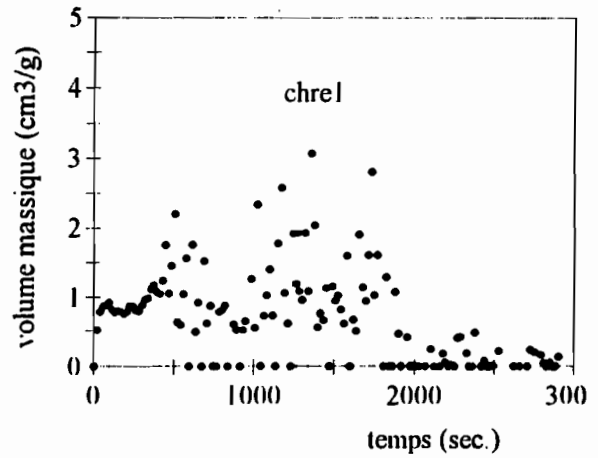
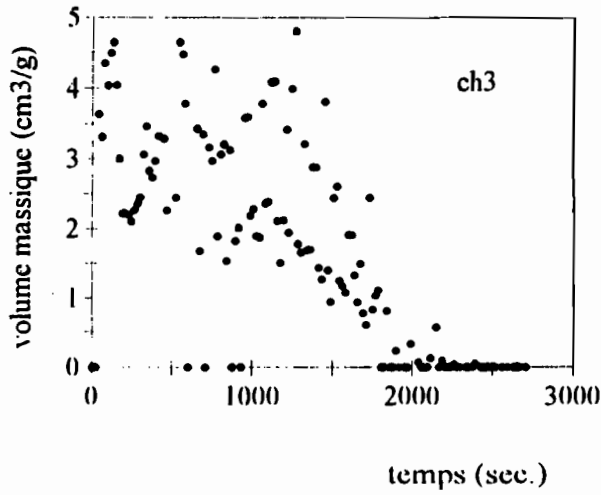


Fig.41 -- Représentations du rapport de la variation de volume mesurée verticalement (dH/H), sur la variation de volume mesurée horizontalement (dD/D) : cas des sols vertiques.

Parmi les sols étudiés, le rapport $(dH/H)/(dD/D)$ des sols vertiques est le plus régulier et le plus constant de tous. De plus, il est même très proche de 1 pour la majorité des échantillons traités, qu'ils soient naturels (comme Pod3 et Pod 4) ou remaniés (comme Podr 2 et Podr 3). Il fluctue néanmoins vers la fin du retrait. Mais est-ce à dire que ces échantillons de sols ont un retrait isotrope ? Nous verrons dans la discussion pourquoi cela ne peut être le cas.



a) échantillons naturels de sols limoneux

b) échantillons remaniés de sols limoneux

Fig.42 Représentations du rapport de la variation de volume mesurée verticalement (dH/H), sur la variation de volume mesurée horizontalement (dD/D) : cas des sols limoneux.

Pour les échantillons des sols limoneux, le rapport $(dH/H)/(dD/D)$ est très fluctuant pour l'ensemble des échantillons naturels de l'horizon superficiel (ch3 et cv4). Cependant, pour les échantillons de l'horizon de profondeur (mv4) et les échantillons remaniés, le rapport $(dH/H)/(dD/D)$ est plus régulier, surtout en début de retrait. Au delà, le rapport $(dH/H)/(dD/D)$ est très fluctuant mais pas autant que pour les sols ferrugineux.

Pour la vérification de l'isotropie du retrait, les résultats obtenus ont permis de séparer les sols étudiés en deux groupes :

- les sols dont le rapport $[(dH/H)/(dD/D)]$ est très fluctuant : sols ferrugineux tropicaux et sols à dominance de limons ;

- les sols dont le rapport $[(dH/H)/(dD/D)]$ montre une certaine stabilité : les sols ferrugineux tropicaux et surtout les sols vertiques. Ces sols affichent des valeurs plus ou moins régulières et parfois quasi-constantes sur une période relativement longue du dessèchement.

Pour les sols dont le rapport $(dH/H)/(dD/D)$ est fluctuant, on a une anisotropie du retrait suivant les deux dimensions verticale et horizontale. En effet, ce rapport est dans tous les cas différent de 1. Cela montre que la variation suivant l'une des dimensions considérées est plus importante que suivant l'autre. L'importance de cette anisotropie est variable et ne semble liée ni à la nature des échantillons ni à leur perturbation.

Pour les sols dont le rapport $(dH/H)/(dD/D)$ relativement constant, les échantillons sont faiblement anisotropes voire même quasi-isotropes dans les dimensions horizontale et verticale. Les courbes obtenues montrent que le rapport $(dH/H)/(dD/D)$ est très proche voire même égale à 1.

Ces représentations montrent que pour la majorité des échantillons étudiés, le retrait suivant les deux directions de l'espace est anisotrope. Le rapport $[(dH/H)/(dD/D)]$ permet aussi de voir, pour un échantillon donné, l'importance relative de la variation horizontale par rapport à la variation verticale. Ainsi, $[(dH/H)/(dD/D)] > 1$, si la variation suivant la hauteur est plus importante et $[(dH/H)/(dD/D)] < 1$ si au contraire la variation suivant le diamètre est plus importante.

Il apparaît ainsi que pour les sols ferrallitiques, la variation suivant le diamètre D est toujours plus importante en début de retrait. Parfois même, elle est la seule discernable pendant tout le dessèchement de l'échantillon (voir par exemple yab223).

Cette remarque est tout aussi valable pour les échantillons des sols ferrugineux tropicaux et les échantillons de sols limoneux.

Au delà de la saturation, la fluctuation est telle qu'il est difficile de se prononcer sur l'importance du retrait dans l'une ou l'autre des deux directions de mesure.

3 Vérification de la simultanéité du retrait

L'analyse des courbes $\Delta D / D \cdot \Delta T$ et $\Delta H / H \cdot \Delta T$ en fonction du temps a donné les graphiques des figures 43 à 47. Un examen de ces derniers a permis de vérifier la simultanéité du retrait. Pour vérifier cette simultanéité du retrait, une comparaison entre les pics décrits par les courbes $\Delta D / D \cdot \Delta T$ (grands pics) et $\Delta H / H \cdot \Delta T$ (petits pics) a été effectuée. Il s'agit de voir si les pics des deux mesures (horizontale et verticale) apparaissent ou non au même moment.

De façon générale, le retrait suivant la mesure du diamètre horizontalement et celui suivant la mesure du diamètre verticalement se font de manière simultanée dans la plupart des échantillons.

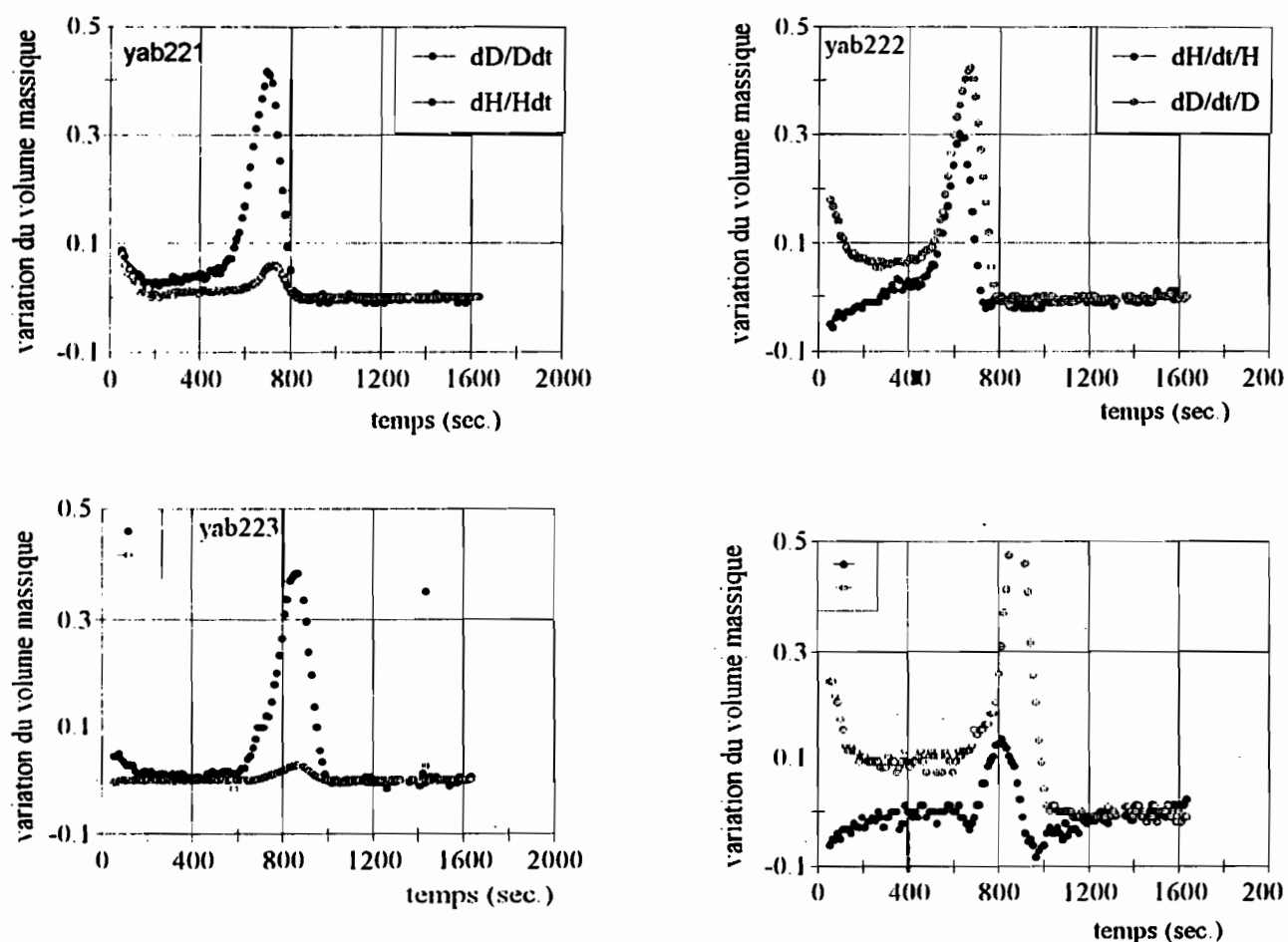
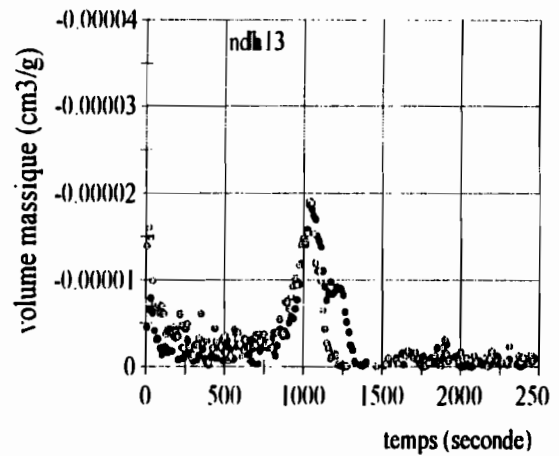
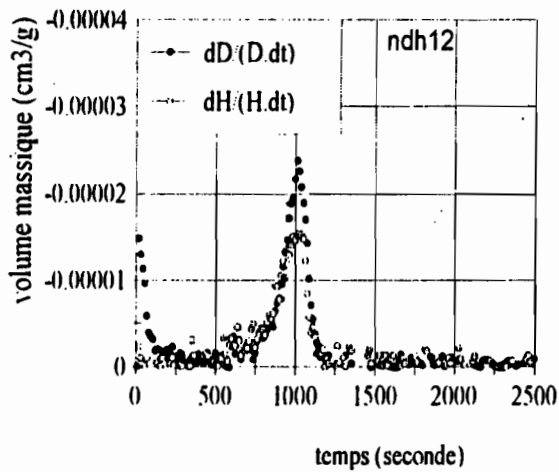


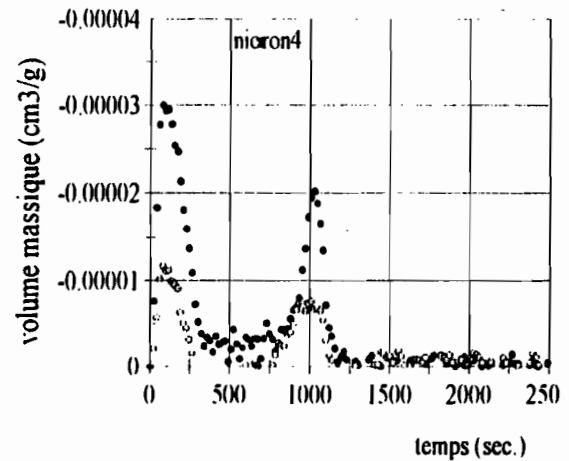
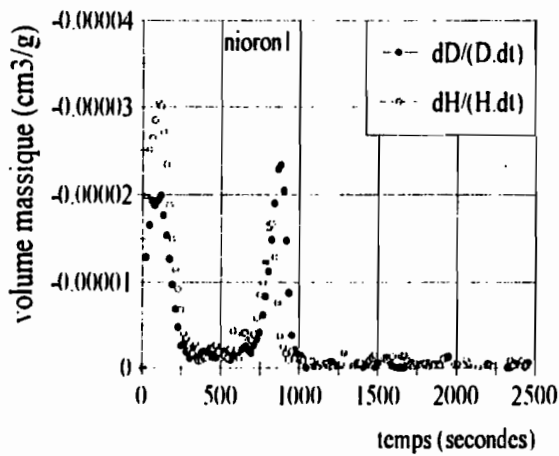
Fig. 43 - Représentations de la variation de volume, calculée verticalement $[dH/H]$ et horizontalement $[dD/D]$, en fonction du temps : échantillons de sols ferrallitiques.

Sur ces graphiques, on distingue deux types de courbes : une courbe de grande amplitude, qui représente la variation du volume massique suivant le diamètre (grand pic) ; et une courbe d'amplitude moindre, qui représente la variation du volume massique suivant la hauteur (petit pic).

Il y a généralement un décalage entre ces deux courbes. Celle qui représente la mesure du diamètre se situe ainsi au dessus de celle qui représente la mesure de la hauteur, sauf après le grand pic où les deux courbes se confondent. Malgré ce décalage lié aux variations du volume des échantillons, dans le temps, les pics obtenus suivant la mesure du diamètre et ceux obtenus suivant la mesure de la hauteur surviennent à peu près au même moment pour les sols ferrallitiques. Il y a néanmoins un décalage d'environ 35 secondes entre ces pics, mais ils apparaissent tous aux alentours de 800 secondes.



a) échantillons naturels de sols ferrugineux tropicaux



b) échantillons remaniés de sols ferrugineux tropicaux

Fig.44 - Représentations de la variation de volume, calculée verticalement $[dH/H]$ et horizontalement $[dD/D]$, en fonction du temps : échantillons de sols ferrugineux tropicaux.

Sur ces graphiques, chaque mesure présente deux pics : un en début de retrait et un autre à mi-chemin du dessèchement. Pour un échantillon donné, les pics surviennent tous au même moment : 1000 secondes pour les échantillons naturels ; entre 850 et 1000 pour les échantillons remaniés. Mais quelque soit le temps d'apparition de ces pics, ils se superposent toujours parfaitement.

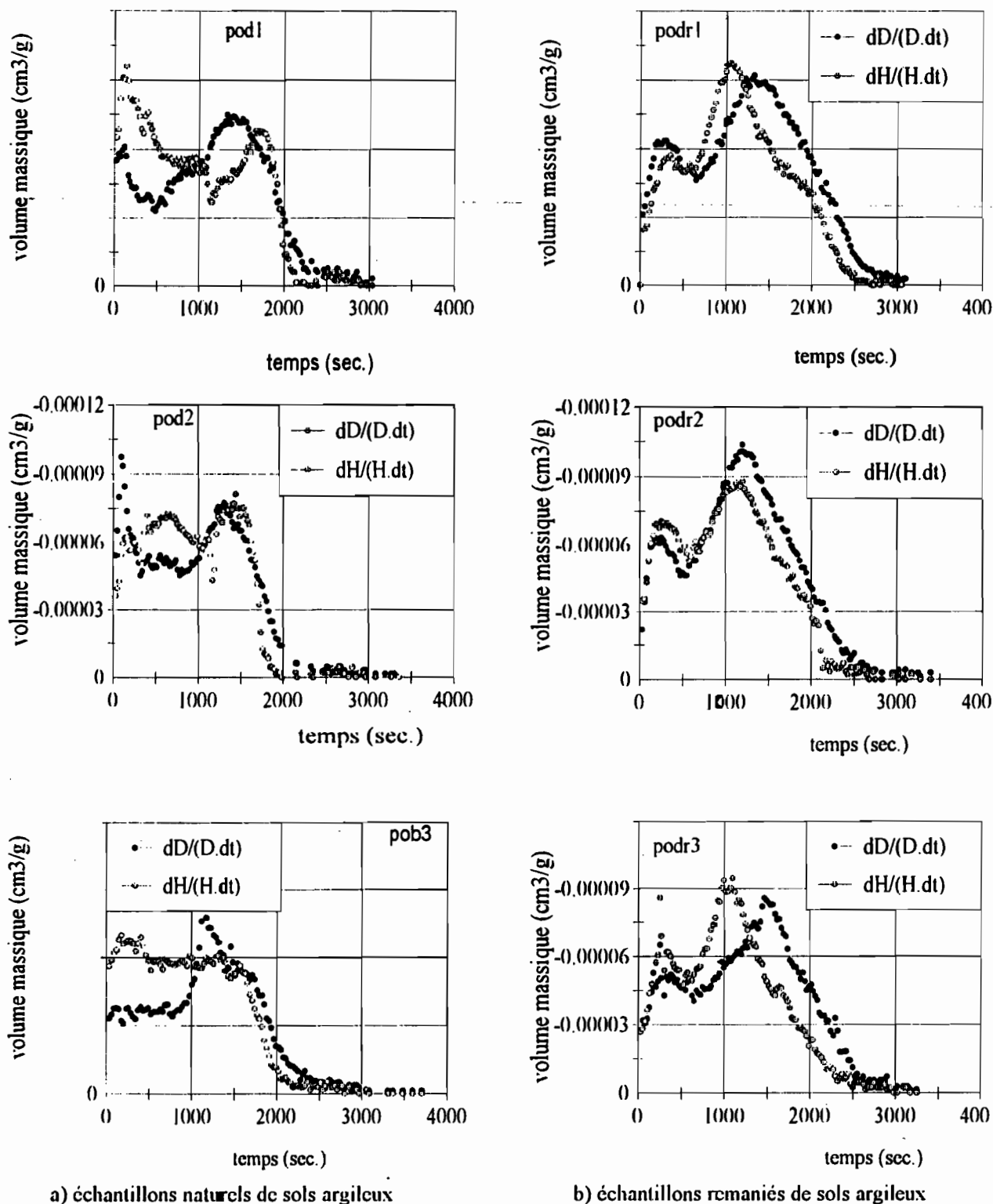
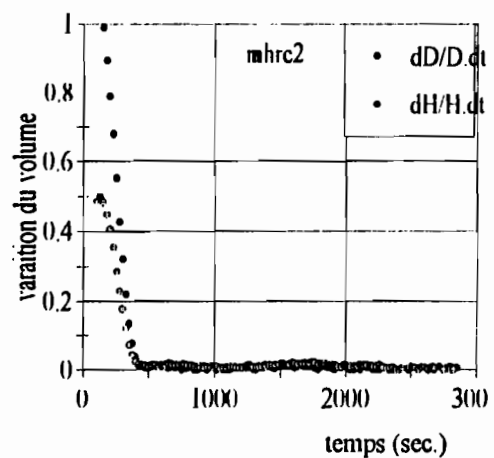
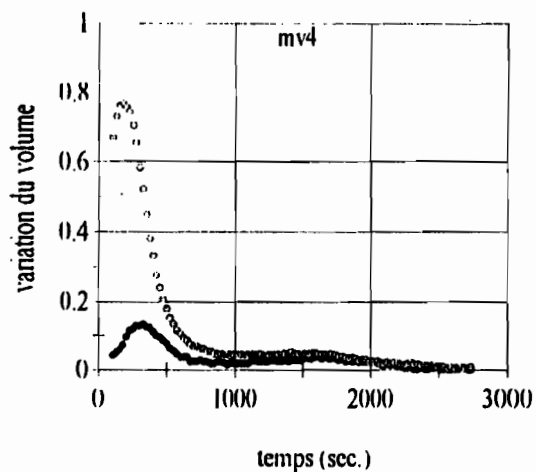
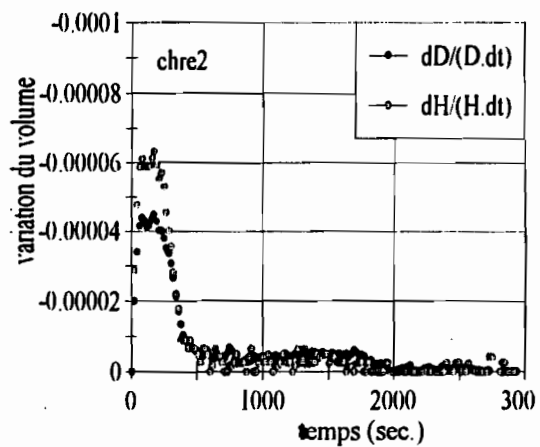
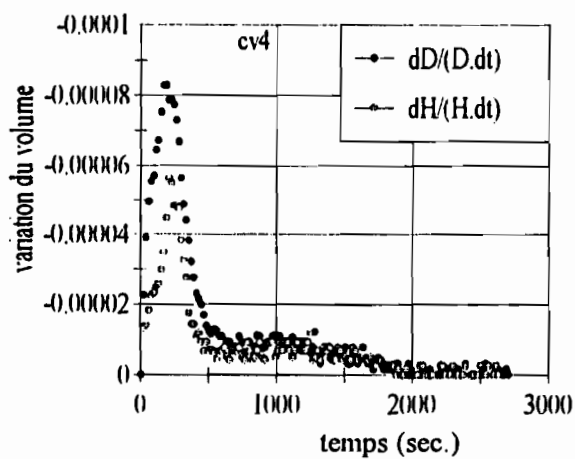
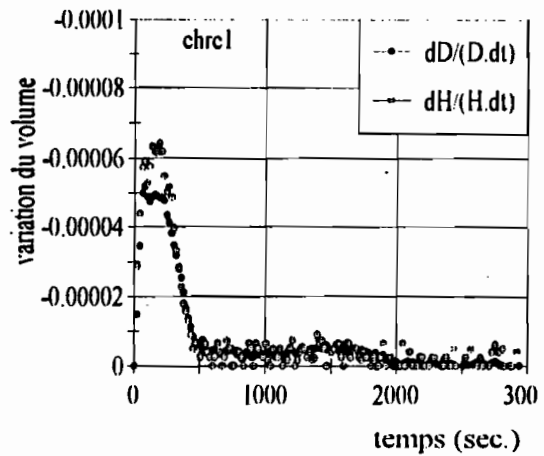
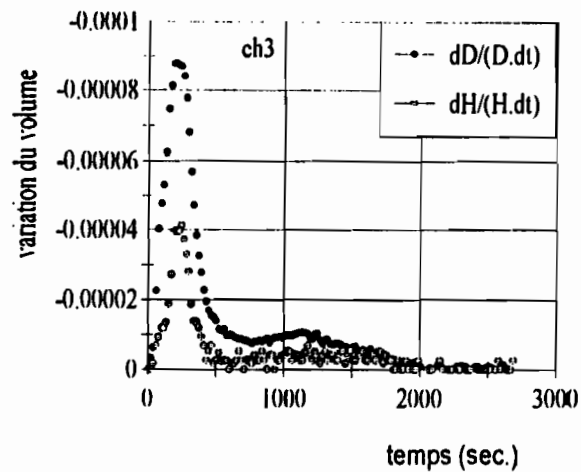


Fig.45 Représentations de la variation de volume, calculée verticalement [dH/H] et horizontalement [dD/D], en fonction du temps : échantillons des sols verticaux.

Le retrait des échantillons naturels de sols argileux présente un déphasage très net entre la courbe obtenue suivant le diamètre et celle obtenue suivant la hauteur (exemple Pod 1). Ce décalage dans le temps dépasse parfois 5 minutes notamment pour les échantillons remaniés (exemple Podr3 présente un décalage de 7 minutes entre les deux courbes).



a) échantillons naturels de sols limoneux

b) échantillons remaniés de sols limoneux

Fig.46 – Représentations de la variation de volume, calculée verticalement $[dH/H]$ et horizontalement $[dD/D]$, en fonction du temps : échantillons des sols limoneux.

Les échantillons des sols limoneux montrent une nette superposition entre les courbes obtenues suivant le diamètre et celles obtenues suivant la hauteur. Comme pour les cas précédents, les courbes

qui illustrent la mesure suivant le diamètre ont une amplitude plus grande que les courbes qui illustrent la mesure suivant la hauteur.

Les résultats obtenus montrent que la mesure du retrait suivant la hauteur de l'échantillon et sa mesure suivant le diamètre se font presque simultanément dans la majorité des échantillons. Cependant les échantillons de sols vertiques de Podor (surtout les remaniés), révèlent un déphasage entre ces deux types de mesure.

Les courbes de retrait de ces échantillons de sols vertiques remaniés ont une forme sigmoïde moins nette que celle des échantillons précédents bien que les différentes phases de retrait y soient perceptibles. Les échantillons remaniés ont un temps d'équilibre plus long que celui des échantillons non remaniés. Les droites de saturation obtenues montrent que le volume d'air entré dans l'échantillon pendant le dessèchement est de loin inférieur à celui entré dans les échantillons ferrallitiques et ferrugineux. L'explication de cette observation est à chercher dans la structure qui est plus stable au niveau des sols vertiques qu'au niveau des sols ferrallitiques et ferrugineux.

Chapitre IV : Discussion et conclusion de la deuxième partie

L'étude micromorphologique des sols étudiés a montré qu'ils étaient organisés en plusieurs niveaux imbriqués. De plus, les modèles de description morphologique ont permis de distinguer, au niveau du sol, une microporosité au sein du plasma argileux gonflant et une porosité entre les différents éléments de la structure. Cela montre que loin d'être rigide, le sol est au contraire dynamique et il peut être caractérisé par les trois variables descriptives : e l'indice des vides, v_s le volume massique et p (ou μ) le potentiel chimique de l'eau. Elle a également permis de comprendre que l'évolution de la structure entraîne nécessairement une évolution de la capacité de rétention en eau des sols.

Les sols ferrugineux tropicaux présente une organisation en agrégats où l'on observe un plasma constitué d'argile et de goëthite et une porosité d'autant plus réduite que les imprégnations par les oxydes et les hydroxydes sont importantes. COLLEUILLE fait remarquer que la porosité qui résulte de l'ensembles des quartz et des micro-agrégats augmente du fait de la disparition de ces derniers.

Pour les sols vertiques et les vertisols, l'étude montre une micro-agrégation d'autant plus nette que la tranche de sol considérée est proche de la surface. La structure fragmentaire que souligne une forte porosité fissurale se réduit quand on descend dans le profil.

Les sols limoneux présentent, en haut comme en bas de profil, une structure polyédrique mais dont les agrégats ménagent cependant une porosité qui augmente quand on s'approche de la surface.

Cette étude micromorphologique de la structure a montré que les sols ferrallitiques et ferrugineux tropicaux contiennent dans leur plasma, une phase argileuse. Ils sont par conséquent bien loin d'être rigides puisque cette matrice argileuse va varier de volume en fonction de la teneur en eau. Pour modéliser le comportement hydrodynamique de tels sols, il est alors essentiel de tenir compte de tous les facteurs qui, d'une façon ou d'une autre affecte la structure du sol. En particulier, l'eau par ses diverses actions sur les constituants du sol, contribue à l'évolution des propriétés physico-chimiques du sol et donc à son mode de fonctionnement et à sa structure. Cette dernière rend bien compte, et de l'évolution et du comportement dynamique des différents constituants du sol. Elle peut ainsi aider à prédire certains états du sol.

La structure du sol joue incontestablement un rôle prépondérant sur la capacité de rétention en eau des sols et conséquent sur leur possibilité de varier en volume en fonction de l'humidité. Ce fait déjà mis en évidence dans la première partie de ce texte, est confirmé dans cette seconde partie par l'étude des courbes de retrait.

L'étude des courbes de retrait des différents échantillons montre que même si parfois les changements de volume (entre l'état saturé et l'état sec) sont du même ordre de grandeur, notamment pour les sols ferrallitiques et les sols ferrugineux tropicaux, une observation attentive permet de faire des remarques intéressantes. Par exemple, depuis les sols ferrallitiques jusqu'aux sols vertiques, en passant par les sols à dominance de limons, la durée de dessèchement augmente graduellement. L'importance du retrait est ainsi très bien corrélée avec la teneur en argile. Dans le même sens, les transferts hydriques sont fortement réduits mais avec le taux élevé d'argile, la capacité de rétention en eau est importante. Cela montre une fois de plus le rôle important que joue l'argile sur le comportement physique du sol et en particulier sur sa capacité de rétention en eau.

Les quatre types de sol présentent chacun une forme particulière de courbes de retrait que les échantillons soient remaniés ou non. Cependant, certaines similitudes sont observables, notamment entre les sols ferrallitiques et les sols ferrugineux tropicaux et les sols limoneux (Fig. 35, 36 et 36).

Ces figures montrent, pour chaque type de sol, des courbes de retrait, d'après la mesure du diamètre effectuée horizontalement et verticalement, qui se distinguent de façon nette.

Les courbes de retrait obtenues à partir des sols ferrallitiques présentent quatre des cinq phases de retrait décrites par BRAUDEAU (1988) ; elles ont néanmoins une allure sigmoïde. Elles présentent généralement une disproportion importante entre la mesure verticale et la mesure horizontale du retrait. Pour ce type de sols en particulier, la phase de retrait "résiduel" est très faible voire même nul. À la limite du retrait, les échantillons de sols ferrallitiques montrent généralement une réaugmentation du volume de l'échantillon au niveau de la phase "sans retrait". Cette remontée coïncide avec la disparition des ménisques d'eau qui provoque un relâchement brutal du système.

Les courbes de retrait des sols ferrugineux remaniés présentent, vers la saturation, un foisonnement qui n'était mise en évidence, sur les sols naturels, que par les mesures horizontales. Le foisonnement correspond à un important retrait global au début dessèchement. Cet important retrait global sur les courbes des échantillons remaniés est semblable à celui des échantillons non remaniés de Bretagne. Il s'étend de de la saturation, aux alentours de 22 %, à environ 18 % de teneur en eau. Le reste de la courbe a une allure sigmoïde dont la limite de retrait se situe aux environs de 4 % de teneur en eau.

Avec les échantillons de sols vertiques, l'allure sigmoïde des courbes devient moins nette que celle des échantillons précédents, mais les différentes phases de retrait y sont néanmoins perceptibles. Cependant, la pente de la phase de retrait "normal" est réduite (de l'ordre de 45 % de teneur en eau), contrairement aux échantillons précédents où cette pente dépasse toujours 45 %

Parmi les échantillons étudiés, ceux des sols vertiques ont le temps d'équilibre le plus long. Et au sein de ces sols vertiques même, le temps d'équilibre des échantillons remaniés est plus long que celui des échantillons naturels. Pendant le dessèchement de ces sols, le volume d'air entré dans l'échantillon est de loin inférieur à celui entré dans les échantillons ferrallitiques et ferrugineux. Cela tient au fait que la structure des sols vertiques est plus stable que celle des sols ferrallitiques et ferrugineux.

Pour l'ensemble des sols étudiés, la différence entre les mesures verticale horizontale est très nette ; la mesure verticale étant la plus complète pour rendre compte du comportement des sols.

Dans les trois types de sols précédents, c'est la courbe de retrait de forme sigmoïde qui a été analysée. C'est en effet la forme la plus courante. Elle caractérise les sols dont la bimodalité du système poral (micro/macro) est nette. Mais la mesure en continu de la courbe de retrait des échantillons à dominance de limons (Bretagne) révèle un autre type de configuration.

Les courbes de retrait obtenues ne présentent pas l'allure sigmoïde habituellement rencontrée dans la littérature (REEVE et HALL, 1978 ; modèle à trois droites de MCGARRY ; modèle à cinq droites de BRAUDEAU, 1987 ; MITCHELL, 1991). Une première phase de retrait importante est révélée par la mesure horizontale du retrait de manière identique sur les différents échantillons. Il s'agit d'un fort retrait horizontal qui apparaît au début du dessèchement et qui dénote un comportement du limon analogue à celui de l'argile précontrainte dans une direction (champ gravitaire) (TOWNER, 1986). Le reste de la courbe est peu différencié et pratiquement linéaire sur une large gamme de teneur en eau, que la mesure soit verticale ou horizontale. Cependant, des différences notables du comportement au retrait de ces deux horizons sont perceptibles sur ces deux courbes.

En effet les échantillons de l'horizon Bt ont une plus forte densité et un retrait environ deux fois plus intense que les échantillons de l'horizon E. Ils possèdent en outre une limite de retrait vers 4 % et une légère forme sigmoïde à partir de 20 % de teneur en eau. Par contre, les échantillons de l'horizon E présentent un retrait croissant à partir de 10 %.

Comme il a déjà été mentionné, les échantillons remaniés des sols ferrallitiques et des sols ferrugineux tropicaux présentent un important retrait global suivi de l'allure sigmoïde de la courbe qui caractérise ce type de sol. Ce retrait global est cependant moins important, dans ces sols, surtout les sols ferrallitiques.

Les courbes obtenues suivant la méthode classique sont dans tous les cas moins importantes que celles des échantillons posés à plat. Cela est dû au fait que dans cette position (mesure classique), les échantillons sont fortement influencés par la gravité (Fig.47). Sous l'effet de la pesanteur, ces échantillons vont s'affaisser sous leur propre poids avant même le début de la mesure. Par conséquent, les variations de volume de l'échantillon mesurées suivant ce procédé ne peuvent être que faibles.

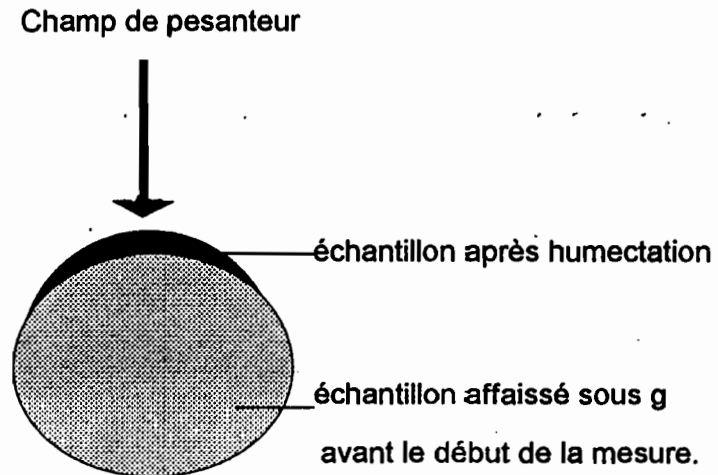


Fig.47 – Échantillon affaissé sous l'effet de la pesanteur

Si à l'inverse, les échantillons sont posés à plat, les capteurs de déplacement latéraux sortent du champ de pesanteur et les courbes de retrait obtenues rendront mieux compte de la variation de volume de l'échantillon. Cela est particulièrement apparent dans les sols limoneux et dans une moindre mesure dans les sols ferrugineux tropicaux et les sols ferrallitiques. Cet effet de la pesanteur sera d'autant plus important que la taille de l'échantillon sera grande et que son taux d'argile sera également plus élevé.

L'effet du néoprène est négligé (car très peu perceptible), mais il est certain (COSTANTINI, thèse en cours) que pendant les phases d'humectation et de dessiccation, il oriente préférentiellement le gonflement ou la rétraction suivant la direction verticale au détriment des autres. Les mesures effectuées seront alors ou exagérées ou sous-estimées. Mais en disposant les échantillons comme indiqué à la Fig. 33, on peut surmonter cette difficulté...

Les courbes de retrait obtenues au cours de cette étude permettent de voir que la mesure du diamètre horizontalement, l'échantillon étant mis à plat, est plus intéressante que sa mesure verticale.

Mais, pour une meilleure compréhension du fonctionnement hydro-structural du sol, certains paramètres sont encore à étudier :

- l'influence de la taille de l'échantillon. Il reste encore à élucider certaines questions notamment : que se passera-t-il si la hauteur de l'échantillon est plus grande que son diamètre, ou si à l'inverse le diamètre est plus grand, ou encore si l'épaisseur est égale au diamètre ? Quelle est la taille idéale de l'échantillon pour une meilleure mesure de la courbe de retrait ;

- l'influence de la teneur en argile. Ce problème a été en partie traité dans le présent travail mais il serait intéressant de vérifier s'il y a une teneur minimale en dessous de laquelle il n'y a pas de retrait. Et si ce seuil existe, quelle est sa valeur pour les différents types de sols ?

La vérification de l'anisotropie du retrait a permis de séparer les sols étudiés en deux groupes : un premier groupe où le rapport $[(dH/H)/(dD/D)]$ est très fluctuant, et un second groupe où ce rapport $[(dH/H)/(dD/D)]$ montre une certaine stabilité, avec des valeurs relativement régulières et constantes.

Dans le premier groupe, c'est environ après les huit premières heures que la variation du rapport $[(dH/H)/(dD/D)]$ commence à beaucoup fluctuer. Avant il est tout aussi constant que dans le second groupe.

Sur beaucoup de courbes, comme celles des échantillons de sols ferrallitiques (Yabone), plusieurs points suivent plus ou moins parfaitement l'axe des abscisses. Cela semble indiquer que le retrait est nul suivant la hauteur H . Il apparaît ainsi que le déplacement suivant la hauteur est très faible voire même complètement nul à certains moments du dessèchement. Cette observation ne fait que confirmer l'influence parfois très forte de la pesanteur. Cette dernière provoque en effet un tassement de l'échantillon avant que ne commence même la mesure du retrait. Dans le même ordre d'idées, le rapport $[(dH/H)/(dD/D)]$ généralement < 1 indique que le retrait suivant la mesure de la hauteur est, dans la majorité des cas, inférieur au retrait suivant la mesure du diamètre. C'est ce que montrent, par exemple les courbes de variation de volume des échantillons nionon 1 et mv 4.

Dans le second groupe, bien que le rapport $[(dH/H)/(dD/D)]$ soit généralement inférieur à 1, comme c'est le cas pour les sols ferrallitiques, il présente parfois des valeurs égales ou voisines de 1 pour les sols argileux de Podor. Le rapport $[(dH/H)/(dD/D)]$ est très proche de 1 pour les échantillons Podb 4, Poddr 2, et Podr 3. Cela signifie que le retrait suivant le diamètre D est du même ordre de grandeur que le retrait suivant la hauteur H . On pourrait être amené à penser que ces échantillons ont un retrait isotrope, mais il ne faut pas oublier que le sol est un tenseur. Il est donc indispensable de faire la mesure au moins dans les trois dimensions, et non seulement deux dimensions, pour se prononcer sur l'anisotropie du retrait. Mais le fait le plus intéressant est que le rapport $[(dH/H)/(dD/D)]$ soit presque toujours constant. En effet, si l'on se réfère aux travaux de TOWNIER (1986), cela veut également dire que le rapport α/γ est au moins constant, contrairement à ce que montrent les échantillons du premier groupe.

Avec la perturbation des échantillons, une certaine régularité du rapport α/γ s'installe mais l'isotropie sur les deux dimensions (verticale et horizontale) ne s'observe toujours que sur des portions de la courbe.

Qu'il soient remaniés ou non, plus les échantillons se dessèchent, plus le rapport $[(dH/H)/(dD/D)]$ est instable et plus il varie vers des valeurs très supérieures ou très inférieures à 1. Parmi les échantillons étudiés ceux à dominance limoneuse semblent être les plus anisotropes dans les deux dimensions. Cet état qui est mis en évidence par l'examen du rapport $[(dH/H)/(dD/D)]$ est quasi-général. Même si le rapport α/γ est parfois constant, il n'est que ponctuellement égal à 1. Cela s'explique par le fait que l'échantillon perd sa structure.

Le rapport $[(dH/H)/(dD/D)]$ ou (α/γ) en fonction du temps montre que les échantillons sont anisotropes dans leur grande majorité. Cependant certains échantillons caractérisés essentiellement par une forte teneur en argile, tant parmi les échantillons remaniés (Podr 1) que parmi ceux non remaniés (Podb 3), ont un retrait presque isotrope. Ici aussi, on voit que la teneur en argile semble jouer un rôle important dans le tropisme du retrait. Tous les échantillons à retrait isotrope ont, en effet une teneur en argile non négligeable (70 %).

Toutefois, il serait trop osé d'affirmer que le retrait est anisotrope malgré la prédominance de ce caractère dans les différents sols étudiés. Non seulement le sol est un tenseur, mais aussi plusieurs problèmes peuvent être à l'origine d'une anisotropie du retrait, comme par exemple le mode de préparation des échantillons. Il est par conséquent nécessaire d'approfondir cette étude pour vérifier cette tendance générale à l'anisotropie du retrait dans les sols étudiés.

En ce qui concerne la vérification de la simultanée du retrait, les résultats montrent que le retrait suivant la mesure du diamètre horizontalement et celui suivant la mesure du diamètre verticalement se font de manière simultanée dans la plupart des échantillons. L'examen des différents graphiques montre que cela tient à plusieurs facteurs.

Pour les sols ferrallitiques et ferrugineux tropicaux, cette simultanée semble liée à la présence des fentes d'origine faunique ou autre. Ce fait est d'ailleurs confirmé par les courbes de retrait des sols ferrugineux tropicaux qui, en l'absence de ces fentes, sont toutes quasi-isotropes et cela parce qu'en réalité, il n'y a que l'argile qui bouge.

Cependant, la teneur en argile a un seuil (non déterminé). Au delà de ce seuil, on retrouve les mêmes effets que pour les fentes citées plus haut, à savoir un déphasage entre le retrait mesuré horizontalement et le retrait mesuré verticalement.

C'est ce que montrent les échantillons des sols vertiques. Le déphasage est ici lié à l'importance de la teneur en argile. En effet, dans la vallée du fleuve Sénégal, l'argile, qui est caractérisée par un fort pouvoir de gonflement, constitue l'essentiel des échantillons prélevés (70 %). C'est ce qu'indiquent les résultats d'analyse, dont une partie est consignée au Tableau III. Ce déphasage s'explique donc par le gradient de l'eau. Celle-ci se déplace plus difficilement dans l'argile. Cet état de fait explique d'ailleurs le temps de dessèchement plus long des échantillons de sols vertiques : 58 heures contre environ 42 heures pour les échantillons de sols ferrugineux et 30 heures pour les échantillons de sols ferrallitiques.

Enfin, pour les échantillons limoneux de Bretagne, l'action conjuguée d'une forte teneur en limons et de la présence d'argile dans les échantillons crée aussi une anisotropie du retrait. C'est la raison pour laquelle les sols limoneux sont plus anisotropes dans les deux directions considérées.

La perturbation des échantillons a détruit leur structure naturelle. Il fallait donc logiquement s'attendre à un changement de comportement des échantillons. C'est ce qui a été démontré par les graphiques donnés par les échantillons remaniés mais avec parfois des résultats qui pourraient sembler contradictoires. La majorité des échantillons, sinon tous montrent un comportement vis à vis de l'eau qui est différent avec celui des échantillons naturels. Par exemple les échantillons remaniés des sols ferrugineux tropicaux ont une capacité de rétention en eau plus importante que celle des échantillons naturels. D'autres échantillons, par contre présentent un retrait moins anisotrope suivant les deux dimensions. C'est par exemple le cas pour les échantillons de l'horizon superficiel des sols limoneux (Chre2). Cela montre que, suivant la nature du sol, la perturbation peut modifier à des degrés différents la structure du sol. Cette modification se matérialise par un changement de certaines caractéristiques physiques du sol. La prise en compte de la perturbation, paramètre très important, aussi bien en agronomie qu'en génie civil, montre la nécessité et même l'urgence de chercher à davantage mieux comprendre ses effets sur le sol.

Un examen plus détaillé des courbes des échantillons de sols limoneux permet de constater que le premier maximum de variation des courbes des sols ferrugineux tropicaux est identique à celui des courbes des sols limoneux naturels (Cv3, Cv 4 et Mv 4). Ils ont, en effet, la même amplitude et ont des retraits tout aussi simultanés.

Cette similitude tient au fait que les échantillons remaniés des sols ferrugineux tropicaux présentent les caractéristiques que les limons. En effet, tout comme les limons sont très mal structurés, les sols ferrallitiques et ferrugineux tropicaux perdent leur structure pendant la perturbation des échantillons. Les graphiques présentent alors des retraits simultanés.

Cela rend compte de l'importance de la structure du sol dans ses propriétés physiques, en particulier ses capacités de rétention en eau.

Conclusion générale

Pour avoir privilégié pendant plusieurs décennies, les analyses physico-chimiques pour étudier les différents types de sols au détriment de leur morphologie, la science du sol n'a pas toujours su répondre aux attentes des agriculteurs et des aménagistes. Mais, grâce aux travaux des micromorphologistes (KUBIENA, 1964 et surtout BREWER, 1964) une description qualitative et statique de l'organisation du sol a été effectuée. Celle-ci n'est pas cependant, une description fonctionnelle. Ces travaux ont l'immense mérite d'avoir permis d'orienter la recherche vers la description morphologique des sols. Il serait donc regrettable que les chercheurs persistent à privilégier une solution de facilité en proposant des modèles qu'ils savent éloignés de la réalité du terrain et donc qui ne simulent pas réellement le fonctionnement du sol. Pour faciliter les calculs, la majorité des modèles de fonctionnement du sol considèrent celui-ci comme un milieu rigide, alors qu'il est dynamique. Ils écartent de ce fait les propriétés spécifiques de gonflement-retrait de la phase argileuse, ainsi que l'action de la pression externe ou pression d'enveloppe, dans l'équilibre thermodynamique.

Les modèles descriptifs ont montré que le sol est un matériau organisé en agrégats assemblés en plusieurs niveaux d'organisation. Au niveau microscopique, ces agrégats comprennent premièrement des particules argileuses capables d'absorber ou d'adsorber de l'eau ; deuxièmement des pores qui véhiculent l'eau dans les agrégats. Ces pores ont des dimensions qui dépendent de la taille et de l'empilement des agrégats. Même pour des sols qui semblent rigides au niveau macroscopique du terrain, BRAUDEAU et BRUANI (1993) ont montré que la phase argileuse, au niveau microscopique de l'agrégat primaire gonfle ou se rétracte idéalement avec entrée ou départ d'eau. L'appréhension du fonctionnement hydrodynamique du sol et des mécanismes de rétention d'eau et d'air nécessite donc la prise en compte des caractéristiques de gonflement-retrait de cette phase argileuse au sein du sol. Ces deux composantes (agrégats argileux et pores) contribuent au comportement hydrique du sol. Seul le modèle de BRAUDEAU (1988) tient compte de cette réalité et il s'harmonise ainsi le mieux avec le modèle descriptif de BREWER (1964). Ce modèle montre, en harmonie avec les différents modèles examinés, que le sol est divisé en deux compartiments emboîtés, associés aux deux systèmes (macroporal et microporal). Le modèle de BRAUDEAU fait intervenir la phase argileuse du sol. Il permet une quantification correcte de la structure (BRAUDEAU, 1988).

Il faut alors, dans les modèles de simulation considérer des paramètres tirés des mesures de la structure du sol pour prédire quantitativement les effets de certains facteurs comme le temps, les propriétés du sol, l'aménagement et la productivité du sol.

Le problème de la mesure de la courbe de retrait réside dans la mesure du volume des échantillons de sol que le modèle de BRAUDEAU (1987) utilisé dans ce travail, a permis de calculer ainsi que leur teneur en eau.

Les résultats auxquels ce travail a abouti confirme ce que déjà les modèles descriptifs (BREWER, 1964 ; YONG et WARKENTIN, 1975) et le modèle fonctionnel de BRAUDEAU (1988) avaient fait ressortir à savoir :

- la déformation de la structure du sol provient surtout de l'interaction des composants fins tels que l'argile avec l'eau. Les propriétés de retrait-gonflement de l'argile aident à comprendre que la variation de volume s'effectue d'abord au niveau microscopique puis elle se répercute à chaque niveau d'organisation de la structure, jusqu'au sol en place (BRAUDEAU, 1992).

- l'homogénéité dépend de l'échelle d'observation. En effet, la structure du sol, comme l'a montré BREWER, possède la propriété d'être organisée en plusieurs niveaux hiérarchisés à chacun desquels correspond un volume de sol répondant au critère d'homogénéité macroscopique de la mécanique des milieux continus.

Chapitre IV : Discussions et conclusion de la deuxième partie.....	97
Conclusion générale.....	102
Références bibliographiques.....	105
Liste des figures.....	116
Liste des tableaux.....	119
Table des matières.....	120

Par ailleurs, dans les déterminations classiques de rétention de l'eau par la courbe caractéristique d'humidité, l'eau capillaire et l'eau de gonflement (ou eau liée aux argiles) ne peuvent pas être différenciées. Grâce au modèle de BRAUDEAU ces deux formes d'eau ont pu être différenciées. Cela montre que la courbe de retrait est plus avantageuse que la courbe de potentiel pour la description des sols et particulièrement de leurs caractéristiques physiques.

Le recours aux capteurs d'élongation, avec un dispositif qui permet de mesurer le retrait aussi bien horizontalement que verticalement, a permis d'obtenir des résultats intéressants. Ces résultats montrent :

- la quasi simultanéité des signaux : généralement, les phases de retrait apparaissent à peu près en même temps (sauf pour certains échantillons remaniés des sols ferrugineux comme Nioron 3 où un léger décalage, négligeable par ailleurs, s'observe entre le capteur vertical et les capteurs latéraux.)

- la forme des courbes de retrait (Fig. 33) n'est pas obligatoirement sigmoïde comme on en fait état dans la littérature. C'est flagrant pour les sols limoneux dont la phase de retrait "normal", qui apparaît tout au début, concerne le retrait d'un "plasma limoneux" analogue au plasma argileux. Cette n'est vraiment mise en évidence que par la mesure sur le côté.

- enfin l'erreur faite sur le volume, en ne mesurant que le diamètre de l'échantillon, est sans conséquence sur les calculs des caractéristiques structurales de l'échantillon que l'on fait à partir de la courbe de retrait. Cette erreur, qui est maximale à l'état saturé (puisque le volume apparent de référence est mesuré à sec), ne joue que sur la valeur du volume macroporal: $(v - v_r)$ ou l'entrée d'air dans l'échantillon: $(v - \theta - v_r)$ ou encore la teneur en eau à l'état saturé: $(v_{sat} - v_r)$.

En ce qui concerne les phases du retrait, elles apparaissent aux mêmes teneurs en eau quelque soit la position du capteur. Cependant, la mesure du diamètre est préférable à celle de la hauteur qui a souvent un comportement perturbé (surtout pour les échantillons de sols peu gonflants comme les sols ferrugineux tropicaux de Nioro), et dont le retrait vertical (suivant la hauteur) est dans tous les cas inférieur au retrait horizontal (suivant le diamètre).

Enfin la mesure du diamètre horizontalement est la plus représentative, surtout pour les sols limoneux où la phase de retrait principale apparaît dès la saturation (endroit où l'échantillon est très sensible à la gravité).

Bien que la majorité des sols ait un retrait anisotrope suivant les deux dimensions verticale et horizontale, certains échantillons montrent un retrait presque isotrope. Cela montre qu'il serait audacieux de se prononcer de façon catégorique sur la nature du tropisme. De plus, dans le cas du sol qui est un tenseur, il est nécessaire de faire des mesures dans trois dimensions au moins pour se prononcer sur le tropisme du retrait. Il est donc tout indiqué de se pencher davantage sur ce problème. Mieux il est impératif de tenir également compte de la pression de confinement (ou "overburden" pour les anglosaxons). Ces résultats sont donc à approfondir. Il faut notamment revoir le problème en considérant non seulement les différents horizons des divers types de sol mais surtout en faisant l'expérimentation sur un très grand nombre d'échantillons afin d'obtenir les résultats les plus représentatifs possibles.

Quelque soit la question que l'on peut se poser sur le matériau sol, qu'elle soit en rapport avec sa genèse ou son évolution, l'étude de la structure du sol et de son fonctionnement peut contribuer à sa résolution. Cette étude pour être efficace doit couvrir les échelles macroscopique et microscopique. Elle doit bien sûr être complétée par la détermination et la mesure des caractéristiques physiques et chimiques. Cependant, il faut insister sur le fait que "ces mesures n'ont de sens que si elles sont faites sur des échantillons prélevés en fonction de la réalité des organisations morphologiques" (RUELLAN et DOSSO, 1993).

Pour comprendre le fonctionnement du sol il est nécessaire de suivre une démarche analytique. Il faut premièrement observer ce qui se produit avec notamment une description détaillée des profils de sols sur le terrain, et au laboratoire, faire les analyses pédologiques courantes mais aussi l'étude de la

micromorphologie des sols (par observation au microscope de lames minces de sol). Il faut deuxièmement, sur la base de ces observations, formuler une théorie ou concevoir un modèle global de fonctionnement du sol qui pourrait être exacte. La dernière étape consistera à mettre à l'épreuve le modèle par d'autres observations et par des expérimentations. Il restera alors à voir si les prédictions découlant de notre théorie (ou de notre modèle) se réalisent. Cette démarche permettra certainement de mieux comprendre le sol. Les chercheurs seront ainsi mieux à même de concevoir des modèles fonctionnels en harmonie avec les modèles descriptifs. Ils pourront alors répondre en partie aux espoirs que nourrissent les aménagistes et les agriculteurs (en particulier ceux des pays à pluviométrie déficitaire comme les pays du Sahel). Il nous semble important d'insister sur ce problème surtout avec cette nouvelle ère de l'informatique dans laquelle le risque est de plus en plus grand de voir les chercheurs reléguer le terrain au second plan.

Références bibliographiques

- AITCHISON G. D. et HOLMES J. W. (1953). - Aust. J. Apl. Sci. 4, p. 244-259.
- ARANIOSSY J. F. (1978). - Contribution à l'étude des transferts d'eau et des solutés dans la zone non saturée par traçage cationique et isotopique. Thèse doct. 3^{ème} cycle Paris VI, 132 p.
- AUBERT J. (1963). - La classification des sols. Classification pédologique française. Cahiers ORSTOM, Pédologie n° 3, p. 1-7.
- AUBERT G., DUBOIS J et MAIGNIEN R. (1948). - Les sols à arachides du Sénégal. 1 vol., 34 p. multigr.
- AUBREVILLE G. (1949). - Climats, forêts et désertification de l'Afrique tropicale Soc. Ed. Géog. Maurit. col. Paris, 351 p.
- BACHELARD et ROBAIN (1985) - Contribution à l'étude des sols de la forêt de la Fougères. Mémoire DAA, ENSA Rennes, SDS 367, 129 p.
- BADO L. (1975). - Rapport de stage. Etude pédologique au 1/20 000 d'une partie de la cuvette de Nianga - région de N'Diayène. (Moyenne vallée du Fleuve Sénégal). ORSTOM Dakar : 128 p.
- BAVER L. D. et RHOADES H.F. (1932). - Aggregate analysis as an aid in the study of soil structure relationships. J. Am. Soc. Agr., 24 : p. 920-930.
- BAVER L. D. (1948). - Soil physics. John Wiley and Sons, Inc., New York. Third Edition, 481p.
- BAVER L. D., GARDNER W. H. et GARDNER W. R. (1972). - Soils physics. Fourth edition. Wiley, New York, 498p.
- BERNDT R. D. et COUGHLAN K. J. (1976). - The nature of changes in bulk density with water content in a cracking clay. Aust. J. Soil Res., 15, p. 27-37.
- BERTRAND R. (1972). - Morphopédologie et orientations culturelles des régions soudaniennes du Sine Saloum (Sénégal). Agro. Trop. vol. XXVII, n° 11, p. 1115-1190, 2 cartes.
- BIBLE (LA SAINTE -). Genèse 2 : 7 ; 3 : 19.
- BOIVIN P. (1990). - Caractérisations physiques des sols sulfatés acides de la vallée de Katouré (Basse Casamance). Thèse doct. spéc. Pédologie. Univ. Paris VI, 189 p.
- BOIVIN P., BRUNET D. et GASCUEL-ODOUX C. (1991). - Densité apparente d'échantillon de sol : méthode de la poche plastique. In milieux poreux et transferts hydriques. Bulletin du G. F. H. N., 28, p. 59-71.
- BOQUIER G. et MAIGNIEN R. (1963). - Les sols bruns subarides tropicaux d'Afrique de l'ouest. Sols africains vol. III, n° 3
- BOYER S. (1982). - Les sols ferrallitiques : facteurs de fertilité et utilisation, tome X. Collection : initiation et documents techniques, 384p.

- BRAASHER B. R., FRANZMEIER D. P., VALASSIS V. et DAVIDSON S. E. (1966). - Use of saran resin to coat natural soil clods for bulk density and water retention measurements. *Soil Sci.*, p. 101-108.
- BRAUDEAU E. (1978). - Étude pédologique de la cuvette de Nianga (secteur A) Région du fleuve Sénégal. Rapport d'élève 2^{ème} année ORSTOM. Centre ORSTOM de Dakar. 77 p.
- BRAUDEAU E. (1987). - Mesure automatique de la rétraction d'échantillons de sol non remaniés. *Science du sol.*, 25, 2, p. 85-95.
- BRAUDEAU E. (1988). - Equation généralisée des courbes de retrait d'échantillons de sol structuré. *C.R. Acad. Sci. Paris*, 307, II, p. 1731-1734.
- BRAUDEAU E. (1988). - Essai de caractérisation quantitative de l'état structural d'un sol, basé sur l'étude de la courbe de retrait. *C.R. Acad. Sci. Paris*, 307, II, p. 1933-1936.
- BRAUDEAU E. (1988). - Méthode de caractérisation pédo-hydrrique des sols basée sur l'analyse de la courbe de retrait. *Cah. ORSTOM, sér. Pédol.*, XXIV, 3, p. 179-189.
- BRAUDEAU E. et BOIVIN P. (1991). - Transient determination of shrinkage curve for undisturbed soil samples : a standardized experimental method. In *Proceedings of the NATO workshop on swelling soils*.
- BRAUDEAU E. et BRUAND A. (1993). - Détermination de la courbe de retrait de la phase argileuse à partir de la courbe de retrait sur échantillon de sol remanié : Application à une séquence de sol de Côte d'Ivoire. *C. R. Acad. Sci. Paris*, t. 316, Série II, p. 685-692.
- BREWER R. (1964). - *Fabric and mineral analysis*. Wiley J. and sons. New York. 470p.
- BREWER R. (1979). - Relationships between particle size, fabric and other factors in some australian soils. *Aust. J. of Soil Res.*, 17, p. 29-41.
- BREWER R. et SLEEMAN J.R. (1988). - *Soil structure and Fabric*. CSIRO Aust. Adelaide.
- BRIDGE B. J. et TANNY J. (1973). - The effect of gypsum treatment in the swelling of natural clods of clay soil. *Soil Sci.*, 115 n°6, p. 414-419.
- BROOKS R. H. et COREY, A. T. (1966). - Proprieties of porous media affecting fluid flow. *J. Irri. Drain. Div. ASCE*, 92 (IR2), p. 61-88.
- BRONSWIJK J. J. B. (1989). - Prediction of actual cracking and subsidence in clay soils. *Soil Sci.*, 148, p. 87-93.
- BRONSWIJK J. J. B. (1990). - Shrinkage geometry of a heavy clay soil at various stresses. *Soil Sci. Soc. Am. J.* 54, p. 1500-1502.
- BRONSWIJK J. J. B. (1991). - Relation between vertical soil movements and water content changes in cracking clays. *Soil Sci. Soc. Am. J.* 55, p. 1220-1226.
- 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 de doctorat spéc. géologie appliquée. Paris VII, 225 p.

- BRUAND A. (1986). - Contribution à l'étude de la dynamique de l'espace poral. Utilisation des courbes de retrait et des courbes de rétention d'eau. *Science du sol.*, 24, 4, p. 351-362.
- BRUAND A. et PROST R. (1987). - Effect of of water content on the fabric of soil material : an experimental approach. *J. Soil Sci.*, 41, p. 491-497.
- BRUAND A., BRAUDEAU E. et FRITSCH E. (1990). Évolution de la géométrie de l'espace poral des sols lors du passage du domaine ferrallitique au domaine ferrugineux et hydromorphe : exemple du bassin de Booro Borotou (Côte d'Ivoire). In *structure et fonctionnement hydro-pédologique d'un bassin versant de savane humide (journée hydro-pédologique de l'ORSTOM, Montpellier, 1989)*. Equipe Hyperbav. Études et Thèses, Ed. ORSTOM, Paris, p. 137-145.
- BRUCKLER L., BERTUZZI P., GAUDU J. C., BRUNET Y., PASSERAT DE SILANS A., BALABANIS P., THONY J. L. et VAUCLIN M. (1988). - Transfert de masse et de chaleur entre le sol et l'atmosphère : comparaison entre modélisation et expérience in situ. in : *Etudes sur les transferts d'eau dans le système sol-plante atmosphère*. R CALVET Editeur. p. 21-70.
- BULLOCK P. et THOMASSON A.J. (1979). - Rothamsted studies of soil structure. *J. of Soil Sc.*, 30, p. 391-413.
- CALVET R. et R. GUENNELON (1988). - Propriétés physiques des sols et transferts (masse et énergie). in : *Etudes sur les transferts d'eau dans le système sol-plante-eau*. Edit. CALVET R. p. 9-20.
- CALVET R. (1993). - Les milieux poreux réactionnels : aspects physiques et physico-chimiques. Notes de cours I, DEA GEOSCIENCES : Filière Pédologie, 22 p.
- CAMBIER P. et PROST R. (1981). - Etude des associations argile-oxyde : organisation des constituants d'un matériau ferrallitique. *Agronomie*, 1, 9, p. 713-722.
- CAMBIER P. (1986). - Organisation des constituants et interactions physico-chimiques au sein des micro-agrégats de sols. Application au système ferrallitique kaolonite-oxyde de fer. Thèse Univ. de Paris VI.
- CHAMAYOU H et LEGROS, J.-P. (1989). - Les bases physiques, chimiques et minéralogiques de la Science du sol, 393 p.
- CHAN K.Y. (1982). - Shrinkage characteristics of soil clods from a grey clay under intensive cultivation. *Aust. J. of Soil Res.*, 20, p. 65-68.
- CHANG R. K. et WARKENTIN B. P. (1966). - Volume change of compacted clay soil aggregates. *Soil Sci. Vol. 105, n°2*, p. 106-111.
- CHAUVEL A. (1977). - Recherches sur la transformation des sols ferrallitiques dans la zone tropicale à saisons contrastées. *Travaux et documents de l'ORSTOM*, 63, Paris, 532 p.
- CHILDS F. C. (1940). - The use of soil moisture characteristics in soil studies. *Soil Science* 50, p. 239 - 252.

- CHRETIEN J. et TESSIER D. (1988). - Influence du squelette sur les propriétés physiques des sols : hydratation, gonflement et aération. *Science du sol.*, 26, 3, p. 203-214.
- COQUET Y. (1995). - Etudes in situ des phénomènes de retrait-gonflement des sols : application à deux sols tropicaux peu gonflants. Thèse doc. Univ. Orléans. Sci. de la Terre spéc. pédologie, 349 p.
- COLLEUILLE H. (1993). - Approches physiques et morphologiques de la dynamique structurale des sols: Application à l'étude de deux séquences pédologiques tropicales. thèse univ. P. M Curie Paris VI, 354 p.
- COLLEUILLE H., KALOGA B., BRAUDEAU E. et GRIMALDI M. (1994). -Critères physiques de différentiation des sols ferrallitiques et des sols ferrugineux tropicaux.
- COLLIS-GEORGES N. (1991). - Drainage and Soil Structure : a Review. *Aust. J. Soil Res.*, 29, p. 923-933.
- COUGHLAN K. J. ; D. MCGARRY ; R. J. LOCH ; B. BRIDGE et SMITH G. D. (1991). - The measurement of soil structure - some practical initiatives. *Aust. J. Soil Res.*, 29, p. 869-889.
- CRONEY D. et COLEMAN J.D. (1954). - Soil structure in relation to soil suction. *J. of Soil Sc.*, 5, p. 75-84.
- CURRIE J. A. (1966). - The volume and porosity of soil crumbs. *J. Soil Sci.*, 17, p. 24-35.
- CURMI P. (1988). - Structure, espace poral du sol et fonctionnement hydrique. Analyse de quelques cas concrets. *Science du sol.*, 26, 3, p. 183-203.
- DANCETTE C. (1973). - Principales études de l'IRAT au Sénégal portant sur les caractéristiques hydriques et hydrodynamiques des sols et sur leurs aptitudes à l'irrigation. *L'agron. Trop.*, 28 : p. 887-893.
- DANCETTE C. (1973). - Travaux réalisés par l'IRAT et principales orientations dans le domaine des relations eau-sol-plante. *L'Agron. Trop.*, 28, p. 882-88.
- DASOG G. S., ACTON D. F., MERMUT A. R. et DE JONG, E. (1988). - Shrinkage potential in clay soil in Saskatchewan. *Can. J. Soil Sci.*, 68, p. 251-260.
- DEXTER A.R. (1976). - Internal structure of tilled soil. *J. of Soil Sc.*, 27, p. 267-278.
- DIEHL R. (1975). - Agriculture générale. Editions J. B. BAILLIERE, Paris. 396 p.
- EMERSON W.W. (1978). - Aggregate classification and the hydraulic conductivity of compacted subsoils. In 'Modification of soil structure'. Ed. Emerson W. W. et al. BOND R. D., DEXTER A. R.), John Wiley : London. p. 239-248.
- EMERSON W. W. (1991). - Structural Decline of Soils, Assessment and Prevention. *Aust. J. Soil Res.*, 29, p. 905-921.
- FAUCK R., MOUREAUX Cl. et THOMANN Ch. (1967). - Bilan de l'évolution des sols de Séfa (Casamance, Sénégal) après quinze années de culture continue. *C. R. Seances acad. Agricul. Fr.* 31 mai, n° 9, p. 698-703.

- FAUCK R., MOUREAUX Cl. et THOMANN Ch. (1969). - Bilan de l'évolution des sols de Séfa (Casamance, Sénégal) après quinze années de culture continue. *Agro. trop. mars*, vol. XXIV, n° 3, p. 263-301.
- FAUCK R. (1972). - Les sols rouges sur sables et sur grés d'Afrique occidentale. Coll. mémoires ORSTOM éd., Paris 257 p.
- FEODOROFF A. (1970). - Ressuyage du sol et capacité de rétention pour l'eau. *Ann. agron.*, 13 : p. 523-547.
- FIES J.C. (1984). - Analyse de la répartition du volume des pores dans les assemblages argile-squelettes: comparaison entre un modèle d'espace poral textural et les données fournies par porosimétrie au mercure. *Agronomie*, 4, 9, p. 891-899.
- FIES J.C. et STENGEL P. (1984). - Relations entre la constitution granulométrique et minéralogique et les caractéristiques de l'espace poral des sols. In Livre jubilaire du cinquantenaire de l'AFES. Ed. AFES, p. 235-240.
- FIES J.C. et BRUAND A. (1990). - Textural analysis of a silty clay soil using pore volume balance estimation, mercury porosimetry and quantified backscattered electron scanning image (BESI). *Geoderma*, 47, p. 209-219.
- FRANZMEIER D. P. et ROSS, S. J. (1968). - Soil Swelling : Laboratory measurement and relation to other soil properties. *Soil Sci. Americ. Proc.*, Vol. 32, p. 573-577.
- GARDNER W.R. (1956). - Representation of soil aggregate-size distribution by a logarithmic-normal distribution. *Soil Sci. Soc. Am. Proc.*, 25, p. 151-153.
- GARDNER W. R., HILLEL D. et BENYAMINI Y. (1970). - Post irrigation movement of soil water. *Water resources*, vol. 6, n° 3, p. 851-861.
- GIRALDEZ J. V., SPOSITO G. et DELGADO C. (1983). - A general soil volume change : I. The two parameter model. *Soil Sci. Soc. Am. J.*, 47, p. 419-422.
- 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 Doct. Ing., ENSA Rennes, 221 p.
- GRIMALDI M. et BOULET R. (1990). - Relation entre l'espace poral et le fonctionnement hydrodynamique d'une couverture pédologique sur socle de Guyanne française. *Cah. ORSTOM*, sér. Pédol, XXV, 3, p. 263-275.
- GRIMALDI M. et TESSIER D. (1986). - Changements des propriétés de retrait, de gonflement et de rétention d'un matériau limoneux soumis à un compactage dynamique. *Science du sol* Vol. 24 - n° 4 p. 319-336.
- GROENEVELT P. H. et BOLT G. H. (1972). - Water retention in soil. *Soil Sci.*, 113, p. 238-245.
- HAINES W.B. (1923). - The volume-changes associated with variations of water content in soil. *J. Agric. Sci.*, 13, p. 296-310.
- HALLAIRE V. (1988). - La fissuration d'un sol argileux au cours du dessèchement. I. Description "in situ". *Agronomie*, 8, 2, p. 139-145.

- HALLAIRE V. (1988). - La fissuration d'un sol argileux au cours du dessèchement. II. Modélisation morphologique. *Agronomie*, 8, 3, p. 273-280.
- HALLAIRE V. (1991). - Une méthode d'analyse bidimensionnelle du retrait d'échantillons naturels de sol. *Sci. du sol*, 29, p. 147-158.
- HAMBLIN A. (1975). - Sustainable Agricultural Systems : What are the Appropriate Measures for Soil Structure. *Aust. J. Soil Res.*, 29, p. 709-715.
- HENIN S. (1938). - Etude physico-chimique de la stabilité structurale des terres. Thèse de l'université de PARIS.
- HENIN S. et MONNIER G. (1956). - Evaluation de la stabilité de la structure du sol. C.R. VI Congrès AISS PARIS.
- HENIN S., FIES J.C. et MONNIER G. (1970). - Etude théorique de la porosité des matériaux meubles en fonction de leur composition granulométrique. C.R. Acad. Sci. Paris, 271, p. 1960-1963.
- HENIN S. (1976) - Cours de physique du sol. I. Texture-structure-aération. Documentations techniques ORSTOM.
- HILLEL D. (1988). - L'eau et le sol : principes et processus physiques. Collection PEDASUP 5 Louvain-la-Neuve. 288 p.
- HOLMES J. W. (1955). - Water sorption and swelling of clay blocks. *J. Soil Sc.*, 6, p. 200-208.
- JAILLARD B. et CABIDOCHÉ Y. M. (1984). - Etude de la dynamique de l'eau dans un sol argileux gonflant : Dynamique hydrique. *Science du sol*, 3, p. 239-251.
- JAMISON V. C. et THOMPSON G. A. (1967). - Layer thickness changes in a clay rich soil, in relation with soil water content changes. *Soil Sci. Am. J.*, 31, p. 441-444
- JAYAWARDANE N. S. (1984). - Determination of the swelling characteristics of soil using the neutron and gamma density meters. *Aust. J. Soil Res.*, 22, p. 109-117.
- JAYAWARDANE N. S. et GREACEN E L. (1987). - The nature of swelling in soils. *Aust. J. Soil Res.*, 25, p. 107-113.
- JOHNSTON J. R. et HILL H. O. (1944). - A study of the shrinking and swelling properties of rendzina soils. *Proc. Soil Sci. Am.*, 9, 24-29.
- LANGNY C. (1992). - Mesure en laboratoire de pression interstitielles négatives sur des sols argileux. DEA. ENSG. BRGM 37 p.
- KALOGA B. (1966). - Etude pédologique des bassins versants des Volta blanche et rouge en Haute Volta. 2^{ème} partie : les vertisols. *cah. ORSTOM, sér. Pédol.*, p. 29-62.
- KALOGA B. (1990). - Relation entre transformations morphologiques et physico-chimiques de l'héritage ferrallitique au Sénégal Méridional. In journées laboratoires centre ORSTOM de Bondy, 18-20 sept. 1990.
- KAOURITCHEV I. (1983). - Manuel pratique de Pédologie. Edition Mir 279 p.

- KIM D. J. ; VEREEKEN H. ; FEYEN L. ; BOELS, D. et BRONSWIJK J. J. B. (1992). - On the characteriation of properties of an unripe marine clay soil : I. Shrinkage processes of an unripe marine clay soil in relation to the physical ripening. *Soil Sci.*, 153, p. 471-481.
- KUBIENA N.L. (1964). - The role an mission of micromorphology and microscopic biology in modern soil science. In *Soil micromorphology*. Ed.
- KIRBY J. M. et BLUNDEN B. G. (1991). - Interaction of soil deformations, structure and permeabilty. *Aust. J. Soil Res.*, 29, p. 891-904
- KWAAD F.J.P.M. et MÜCHER H. J (1994). - Degradation of soil by welding - a micromorpholglcal study. *Catena*, 23, p. 253-268.
- LANGNY C (1992). - Mesures en laboratoire de pressions intersticielles négatives sur des sols argileux. DEA. ENSG. BRGM., 37 p.
- LAURITZEN C. W. et STEWART A. J. (1941). - Soil-volume changes and accompaniynd moisture and pore-space relationships. *Soil Sci Soc. Am. Proc.*, 6, p. 113-116
- LAURITZEN C. W. (1948). - Apparent specific volume and shrinkage characteristics of soil materials. *Soil Sci.*, 65, p. 155-179.
- LETEY J. (199. - The study of soil structure: Science or Art. *Aust. J. of Soil Res.*, 29, p. 699-707.
- LEE K. E. et FOSTER R. C. (1991). - Soil fauna and soil structure. *Aust. J. of Soil Res.*, 29, p. 745-775.
- LOW A.J. (1954). - The study of soil structure in the field and the laboratory. *J. of Soil Sc.*, 5, 1, p. 58-75.
- MAINGIEN R. (1959). - Les sols à arachides du Laghem Oriental. Ronéo Dakar-Hann, mai, 64 p.
- MAIGNIEN R. (1965). - Carte pédologique du Sénégal au un million. Notice explicative n° 24. ORSTOM, Paris, une carte (couleurs), 63 p.
- MAIGNIEN R. (1968). - Les sols ferrugineux tropicaux. Unité pédologiques. ORSTOM Yaoundé, multigr. 34 p.
- MAPANGUI A. (1992). - Étude de l'organisation et du comportement de sols ferrallitiques argileux de la vallée du Niari (Congo). Conséquences sur l'évolution physique sous culture de manioc depuis 15 ans. Thèse de doctorat de Paris VI.
- MARIUS C. (1985). - Mangroves du Sénégal et de la Gambie. Écologie, pédologie géochimie. Mise en valeur et aménagement. ORSTOM Edition, 385 p.
- McGARRY D. et DANIELLS I.G. (1987). - Shrinkage curve indices to quantify cultivation effects on soil structure of a vertisol.. *Soil Sci. Soc. Am. J.*, 51, p. 1575-1580.
- McGARRY D. et MALAFANT K.W.J. (1987). - The analysis of volume change in unconfined units of soil. *Soil Sci. Soc. Am. J.*, 51, p. 290-297.

- McGARRY D. et SMITH K.J. (1988). - Indices of residual shrinkage to quantify the comparative effects of zero and mechanical tillage on a vertisol. *Aust. J. of Soil Res.*, 26, p. 543-548.
- MITCHEL A. R. (1991). - Soil surface shrinkage to estimate profile soil water. *Irrig. Sci.*, 12, p. 1-6.
- MONNIER G. et STENGEL P. et FIES I. C. (1973). - Une méthode de mesure de la densité apparente de petits agglomérats terreux. Application à l'analyse des systèmes de porosité. *Ann. Agron.*, 24, p. 533-545.
- MUSY A. et SOUTTER M. (1991). - *Physique du sol*. Presses polytechniques et universitaires romandes. 335 p.
- NEWMAN A.C.D. et THOMASSON A.J. (1978). - Rothamsted studies of soil structure. III Pore size distributions and shrinkage processes. *J. of Soil Sc.*, 30, p. 415-439.
- NIKIFOROFF C.C. (1941). - Morphological classification of soil structure. *Soil Science*, 52, p. 193-211.
- OADES J.M. (1984). - Soil organic matter and structural stability: mechanisms and implications for management. *Plant and soil*, 76, p. 319-337.
- OADES J. M. et WATERS A. G. (1991). - Aggregate Hierarchy in Soils. *Aust. J. Soil Res.* 29, p. 825-828.
- PASSIOURA J. B. (1991). - Soil Structure and Plante Growth. *Aust. J. Soil Res.* 29, p. 717-728.
- PERRIER E. (1993). - Structure géométrique et fonctionnement des sols : simulations exploratoires. Thèse doct. Spéc. Sc. de la Terre. Univ. Paris VI, 247p.
- PHILIP (1957). - Numerical solution of equations of the diffusion type with diffusivity concentration department. II. *Australian Journal of Physics* 10, p. 29-42.
- QUIRK J. P. (1991). - Towards a model for Structural Behaviour. *Aust. J. Soil Res.*, 29, p. 829-867.
- REEVE M.J. et HALL D.G.M. (1978). - Shrinkage in clayed subsoils of contrasting structure. *J. of Soil Sc.*, 29, p. 315-323.
- RENGASAMY P. et OLSEN K. A. (1991). - Sodidity and Soil Structure. *Aust. J. Soil Res.* 29, p. 935-952.
- RFP : *Référentiel Français de Pédologie* édition (1992).
- RICHARDS L. A. (1931). - Capillarity conduction of liquids in porous medium. *Physics*, vol. I, p. 318-333.
- RICHARDS L. A. (1947). - Pressure membrane apparatus - construction and use. *Agric. Engng.* 28, 451p.
- RIEU M et SPOSITO G. (1991). - Fractal fragmentation, soil porosity, and soil water properties. I. Theory. *Soil Sci. Soc. Am. J.*, 55, p. 1231-1238.

- RIEU M. et SPOSITO G. (1991). - Fractal fragmentation, soil porosity, and soil water properties. II. Applications. *Soil Sci. Soc. Am. J.*, 55, p. 1239-1244.
- RINGROSE-VOASE A. J. (1991). - Micromorphology of Soil Structure : Description, Quantification, Application. *Aust. J. Soil Res.* 29, p. 777-813.
- ROBAIN H et CURMI P. (1986). - Rôle de la structure pédologique sur le comportement hydrique du sol aux faibles pF. *C. R. Acad. Sc. Paris, sér. II*, 303, p. 509-514.
- RUSSEL E.W. (1971). - Soil structure : its maintenance and improvement. *J. of Soil Sc.*, 22, 2 : p. 137-151.
- SCHOFIELD R. K. (1935). - The pF of the water in soil. *Trans. 3rd Int. cong. Soil Sci.* 2, p. 37-48.
- SEGALEN P (1967) - Les sols et la géomorphologie du Cameroun. *cah. ORSTOM, sér. Pédol.*, vol. V, n° 2, 137 p.
- SEGUY (1969). - Étude pédologique du bassin versant de Salikénié en Moyenne Casamance. Ronéo, Centre Recherches de Bambey, (Sénégal), 1 carte
- SHIEN YE.V., BEREZIN P.N. et GUDIMA I.I. (1988). - Differential porosity of soils. *Soviet. Soil Sci.*, 20, p. 106-117.
- SMITH G. D., COUGHAN K.F. et FOX W.E. (1978). - The role of texture in soil structure. In *Modification of soil structure*. Ed. Emerson W.W. et *al.* John Wiley & Sons.
- SPOSITO G. et GIRALDEZ J.V. (1976a). - Thermodynamic stability and the law of corresponding states in swelling soils. *Soil Sci. Soc. Am. J.*, 40, p. 352-358.
- SPOSITO G (1981). - *The thermodynamics of soil solutions*. Oxford university press, New York. 223p.
- STENGEL P. (1979). - Utilisation de l'analyse des systèmes de porosité pour la caractérisation de l'état physique du sol *in situ*. *Ann., Agro.*, 30 (1), p. 27-51.
- STENGEL P. (1983). - Swelling potential of soil as a criterium of permanent direct drilling suitability. *Proc. 9th. conference of ISTRO, Osijek (Yugoslavia)*, p. 131-136.
- STIRK G.B. (1954) - Some aspects of soil shrinkage and the effect of cracking upon water entry into the soil. *Aust. J. Agric. Res.*, 5, p. 279-290.
- STOOPS G. et JONGERIUS A. (1975). - Proposal for a micromorphological classification of soil materials. I classification of the related distribution and coarse particles. *Geoderma*, 13, p. 189-199.
- TALSMA T. (1977). - Measurement of the overburden component of total potential in swelling field soils. *Aust. J. Soil Res.*, 15, p. 95-102.
- TARIQ A. et DURNFORD S. (1993). - Analytic volume change model for swelling clay soils. *Soil Sci. Soc. Am. J.*, 57, p. 1183-1187.
- TEMPANY H. A. (1917). - The shrinkage of soils. *Jour. Agr. Sci.*, 8, p. 312-333.

- TESSIER D., PEDRO G. et CAMARA L. (1980). - Sur le comportement hydrique et l'évolution de l'organisation des argiles (kaolinites et smectites) au cours de la dessiccation et de la réhumectation. C.R. Acad. Sci. Paris, 290, 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 de l'université Paris VII, Ed. INRA, 361 p.
- TESSIER D. et BERRIER J. (1979). - Utilisation de la microscopie électronique à balayage dans l'étude des sols. Observation de sols humides soumis à différents pF. Science du sol., 1, p. 67-82.
- THOMASSON A.J. (1978). - Towards an objective classification of soil structure. J. of
- TISDAL J. L. (1991). - Fungal Hyphae and Structural Stability of Soil. Aust. J. Soil Res. 29, p. 729-743.
- TOUMA J. (1984). - Étude critique de la caractérisation hydrodynamique des sols non saturés : rôle de l'air influence de l'écoulement multidimensionnel de l'eau. Thèse de Doctorat Université Scientifique et Médicale et Institut polytechnique de Grenoble. 190 p.
- TOWNER G.D. (1986). - Anisotropic shrinkage of clay cores, and the interpretation of field observations of vertical soil movement. J. of Soil Sc., 37, p. 363-371.
- TRI B.H. (1968). - Dynamique de la granulation du sol sous prairie. Ann. Agron., 19, 4, p. 415-439.
- TRI B.H. et MONNIER G. (1973). - Etude quantitative de la granulation des sols sous prairies de graminées. I. Paramètres définissant la structure granulaire et leur relation avec la porosité du sol. Ann. Agron., 24, 4, p. 401-424.
- TRI B.H. et MONNIER G. (1973). - Etude quantitative de la granulation des sols sous prairies de graminées. II. Les paramètres de granulation en relation avec la constitution physique du sol et le système racinaire. Ann. Agron., 24, 6, p. 651-677.
- TUNNY J. (1970). - The influence of saran resin coatings on swelling of natural soil clods. Soil Science, Vol. 109, N° 4, p. 254-256.
- VAN GENUCHTEN M. TH. (1980) - A closed form equation for predicting the hydrolic conductivity of unsaturated soils. Soil Sci. Soc. Am. J., 44, p. 892-898
- VISSER W. C. (1966). - Progress in the knowledge about the effect of soil moisture content on plant production. Inst. Land water management, Wageningen, Netherlands, Tech. Bull. 45 p.
- VOLTZ M. et CABIDOCHÉ Y.M.P. (1987). - Sur le retrait macroscopique d'un sol argileux gonflant. Modèle de relation entre le retrait vertical et les variations de teneur en eau. Vérifications expérimentale du modèle. C.R. Acad. Sci. Paris, 305, II, p. 511-516.
- WILDING L. P. et PUENTES R. (1988). - Vertisols : their distribution, properties, classification and management. Technical monographe n°18. Soil management support services Texas.

- WIRÈS K. R. ; ZEBCHUK, W. D. et TOPP, G. C. (1987). - Pore-volume change in a structured silt-loam soil during drying. *Can. J. Soil Sci.* 67, p. 905-917.
- YAALON D.H. et KALMAR D. (1972). - Vertical movement in a undisturbed soil : continuous measurement of swelling and shrinkage with a sensitive apparatus. *Geoderma*, 8, p. 231-240.
- YONG R. N. et WARKENTIN B. P. (1966). - Introduction to soil behavior. p. XI-451p.
- YONG R. N. et WARKENTIN B. P. (1975). - Soil properties and behaviour. Elsevier Scientific Publishing Company Amsterdam, Oxford, New York. 449p.
- YULE D.F. et RITCHIE J.T. (1980a). - Soil shrinkage relationships of Texas vertisols. *Soil Sci. Soc. Am. J.*, 44, p. 1285-1291.
- ZANTE P. (1994). - Culture irriguée et évolution de sols argileux de la moyenne vallée du fleuve Sénégal : essai de caractérisation physique. DESS, Université Paris VII, 86 p.

Liste des figures

	Pages
Fig. 1 – Schéma de la structure d'un agrégat composé BREWER (1964).....	5
Fig. 2 : Diagramme schématique du système à trois phases du sol.....	14
Fig. 3 – Courbe caractéristique d'humidité d'un sol.....	18
Fig. 4 – Aspect général du diagramme $e - v - p$; d'après GROENEVELT et BOLT (1972).....	18
Fig. 5 – Influence de la structure (a) et de la texture (b) (HILLEL, 1988).....	19
Fig. 6 – Le phénomène d'hystérésis : aspect sur une courbe pression capillaire-teneur en eau (figure a) et l'effet "bouteille d'encre" d'après DYSLI, (1991) (figure b).....	21
Fig. 7 – Courbe de retrait définissant les quatres phases	23
Fig. 8 – Les différentes phases de retrait d'échantillons de sols de Faulbourne et de Ragdale ; d'après REEVE et HALL, (1978).....	23
Fig. 9 – Courbes de retrait obtenues avec des échantillons issus d'un horizon B argileux ; d'après BRUANI,et PROST (1987).....	24
Fig. 10 – Représentation de structure dans un matériau complexe de sol agrégé ; d'après BREWER (1964).....	29
Fig. 11 – Diagramme des différents types de distributions de base entre grains du squelette et particules fines (plasma) ; d'après STOOPS et JUNGERIUS (1975).....	30
Fig. 12 – Relation entre le type d'assemblage plasma/squelette (fabrique) et la texture ; d'après BREWER (1979).....	31
Fig. 13 – Diagramme schématique montrant les macro- et les micropores dans un agrégat ; d'après YONG et WARKENTIN (1975).....	32
Fig. 14. – A : Enduit d'argile orientée qui aligne les gros pores et définit la surface d'un agrégat avec de petits pores au sein des particules non orientées ; B : Grains de sable reliés par des films d'argile orientée et des ponts d'argile ; C : Structure particulière montrant de larges pores les délimitant et de petits pores en son sein d'après Soil Classification, A comprehensive System, U. S. Department of Agriculture in YOUNG et WARKENTIN (1975).....	33

Fig. 15 – Relation entre le rayon des pores et la hauteur d'ascension capillaire.....	34
Fig. 16 : Illustration du modèle de fragmentation fractale ; d'après RIEU SPOSITO (1991b).....	36
Fig. 17 – Représentation de la structure du sol et des volumes structuraux (BRAUDEAU, 1988a).....	37
FIG. 18. – Représentation de la dynamique du retrait ;d'après SPOSITO et GIRALDEZ(1976).....	39
Fig. 19 – Modèle de GIRALDEZ, SPOSITO. et DELGADO (1983).....	40
Fig. 20 – Modèle de MCGARRY et MALAFANT (1987a).....	41
Fig. 21 – Modèle de BRAUDEAU (1988a).....	42
Fig. 22 – Courbe de retrait de la phase argileuse du sol ; d'après BRAUDEAU et BRUANI (1993).....	44
Fig. 23 – Représentation des caractéristiques des différentes phases de retrait ; d'après BRAUDEAU (1992).....	45
Fig. 24 – Modèle de KIM, VERECKEN, FEYEN, BOELS et BRONSWIJK (1992).....	46
Fig. 25 – Modèle de TARIQ et DURNFORD (1993).....	47
Fig. 26 – Carte de situation des sites de prélèvement au Sénégal.....	53
Figure 27 – Différentiation des sols le long de la toposéquence de Yabone selon le code des couleurs Munsell ; d'après COLLEUILLE et <i>al.</i> (1994).....	56
Fig. 28 – Microorganisation de l'horizon B2 d'un sol ferrallitique observée à différentes échelles. d'après COLLEUILLE (1993).....	58
Fig. 29 – Microorganisation de l'horizon B2 d'un sol ferrugineux tropical (sol beige) observée à différentes échelles. d'après COLLEUILLE (1993).....	62
Fig. 30 – Microorganisation d'un vertisol ; (COLLEUILLE, 1993).....	66
Fig. 31 – Structure des horizons H1 et H2 d'un sol limoneux ; (CURMI? 1986).....	69
Fig. 32 – Schéma de l'appareillage.....	73
Fig. 33 – Mesure du diamètre horizontalement et de la hauteur verticalement.....	74
Fig. 34 – Mesure du diamètre verticalement.....	75

Fig. 35 – Courbes de retrait des échantillons naturels de sols ferrallitiques.....	79
Fig. 36 – Courbes de retrait des échantillons naturels et remaniés de sols ferrugineux tropicaux.....	80
Fig. 37 – Courbes de retrait des échantillons naturels et remaniés de sols vertiques.....	81
Fig. 38 – Courbes de retrait des échantillons naturels et remaniés de sols limoneux.....	83
Fig. 39 – Représentations du rapport de la variation de volume mesurée verticalement (dH/H), sur la variation de volume mesurée horizontalement (dD/D) : cas des sols ferrallitiques....	87
Fig. 40 – Représentations du rapport de la variation de volume mesurée verticalement (dH/H), sur la variation de volume mesurée horizontalement (dD/D) : cas des sols ferrugineux....	88
Fig. 41 – Représentations du rapport de la variation de volume mesurée verticalement (dH/H), sur la variation de volume mesurée horizontalement (dD/D) : cas des sols vertiques....	89
Fig. 42 – Représentations du rapport de la variation de volume mesurée verticalement (dH/H), sur la variation de volume mesurée horizontalement (dD/D) : cas des sols limoneux....	90
Fig. 43 – Les variations de volume (mesurées verticalement et horizontalement), en fonction du temps : échantillons naturels de sols ferrallitiques.....	92
Fig. 44 – Les variations de volume (mesurées verticalement et horizontalement), en fonction du temps : échantillons naturels et remaniés de sols ferrugineux tropicaux.....	93
Fig. 45 – Les variations de volume (mesurées verticalement et horizontalement), en fonction du temps : échantillons naturels et remaniés de sols vertiques.....	94
Fig. 46 – Les variations de volume (mesurées verticalement et horizontalement), en fonction du temps : échantillons naturels et remaniés de sols limoneux.....	95
Fig. 47 – Échantillon affaissé sous l'effet de la pesanteur.....	99

Liste des tableaux

	Pages
Tableau I : – Paramètres fondamentaux du sol non saturé.....	16
Tableau II : – Correspondance entre les variables d'état utilisés par GROENENVELT et BOETZ (1972) (en gris) et celles utilisées par la majorité des auteurs.....	17
Tableau III : – Formules qui donnent le potentiel capillaire (ou matriciel) en fonction de la teneur en eau.....	20
Tableau IV : – Les différents niveaux de structure ; d'après BREWER (1964).....	28
Tableau V : – Equations paramétriques et leurs caractéristiques liées au modèle de fonctionnement.....	48
Tableau VI : – Caractéristiques physico-chimiques des différents sols étudiés.....	72
Tableau VII : – Variation du volume et de la teneur en eau par type de sol.....	84

Table des matières

Pages

Résumé	v
Sommaire	v
Avant-propos	vi
Introduction	1

Première partie :

FONCTIONNEMENT HYDRO-STRUCTURAL DU SOL

Chapitre I : l'eau et la structure du sol	4
1 La structure du sol.....	4
1.1 Définition.....	4
1.1.1 En pédologie.....	6
1.1.2 En agronomie.....	6
1.1.3 En mécanique des sols.....	6
1.1.4 En hydrodynamique.....	6
1.2 Facteurs d'évolution de la structure du sol.....	7
1.2.1 Facteurs climatiques.....	7
1.2.2 Facteurs biologiques.....	7
1.2.3 Facteurs anthropiques.....	8
1.3 Problématique.....	8
2 L'eau dans la structure du sol.....	9
2.1 Le potentiel de l'eau.....	9
2.1.1 Le potentiel gravitaire (Ψ_g).....	10
2.1.2 Le potentiel matriciel (Ψ_m).....	11
2.1.3 Le potentiel pneumatique (Ψ_a).....	11
2.1.4 Le potentiel osmotique (Ψ_o).....	11
2.2 La teneur en eau et les états hydriques particuliers.....	12
2.2.1 La capacité de rétention θ_{ret}	12
2.2.2 La capacité au champ θ_c	12
2.2.3 Le point de flétrissement θ_f	13
2.2.4 Le point d'hygroscopicité θ_h	13
2.3 Fonctionnement hydrique du sol.....	13
2.3.1 Les variables descriptives.....	13

2.3.2 Courbes caractéristiques d'humidité.....	19
2.3.2.1 Définition.....	19
2.3.2.2 Phénomène d'hystérésis.....	20
2.3.2.3 Utilisation.....	21
2.3.3 Courbe de retrait.....	21
2.3.3.1 Définition.....	22
2.3.3.2 Utilisation.....	24
2.3.3.3 Utilisation.....	25

Chapitre II : Modélisation du fonctionnement hydro-structural du sol.....26

1 Modèles de description morphologique.....	26
1.1 Modèle de BREWER.....	26
1.1.1 Organisation de l'unité fondamentale.....	27
1.1.2 Organisation des peds.....	29
1.1.3 Organisation des traits pédologiques.....	29
1.2 Modèles de STOOPS et JUNGERIUS.....	30
1.3 Modèles de YOUNG et WARKENTIN.....	32
2 Modèles fonctionnels.....	33
2.1 Définition.....	33
2.2 Modèle capillaire.....	34
2.3 Modèle fractale.....	35
2.4 Modèle en agrégats fonctionnels.....	37
3 Modélisation de la courbe de retrait.....	38
3.1 Modélisation par GIRALDEZ, SPOSITO et DELGADO.....	39
3.2 Modélisation par MCGARRY et MALAFANT.....	41
3.3 Modélisation par BRAUDEAU.....	42
3.4 Modélisation par KIM, VERECKEN, FEYEN, BOELS et BRONSWIJK.....	46
3.5 Modélisation par TARIQ et DURNFORD.....	47

Chapitre III : Discussions, conclusion de la 1^{ère} partie.....49

1 Mesure de la structure du sol.....	49
2 Nécessité des modèles fonctionnels de la structure du sol pour sa mesure.....	49
3 Problème de la mesure de la courbe de retrait.....	50

Deuxième partie :

EXPÉRIMENTATION ET RÉSULTATS

Chapitre I : Présentation des sols étudiés.....	53
1 Les sols ferrallitiques.....	54

1.1	Caractéristiques générales.....	54
1.2	Les sols ferrallitiques au Sénégal.....	55
1.2.1	Les sols de Yabone.....	55
1.2.1.1	Présentation.....	55
1.2.1.2	Structure des sols.....	57
2	Les sols ferrugineux tropicaux.....	59
2.1	Caractéristiques générales.....	59
2.2	Les sols ferrugineux tropicaux au Sénégal.....	59
2.2.2	Les sols de Nioro.....	60
2.2.2.1	Présentation.....	60
2.2.2.3	Structure des sols.....	61
3	Les sols vertiques.....	63
3.1	Caractéristiques générales.....	63
3.2	Les sol vertiques au Sénégal.....	64
3.2.1	Les sols vertiques de Podor.....	64
3.2.1.1	Présentation.....	64
3.2.1.2	Structure des sols.....	65
4	Les sols bruns.....	67
4.1	Caractéristiques générales.....	67
4.2	Les sols bruns au Sénégal.....	68
4.3	Les sols limoneux de Bretagne.....	68
4.3.1	Présentation.....	68
4.3.2	Structure des sols.....	69
Chapitre II : Matériels et méthode.....		70
1	Préparation des échantillons.....	70
1.1	Choix des sites.....	70
1.2	Echantillons naturels.....	71
1.3	Echantillons remaniés.....	72
2	Appareillage.....	73
3	Protocole de mesure.....	74
4	Données exploitées pour l'analyse des résultats.....	76
5	Expression des résultats.....	77
Chapitre III : Résultats.....		78
1	Courbes de retrait mesurées horizontalement et verticalement.....	78
2	Calcul du volume spécifique et vérification de l'isotropie du retrait.....	86
3	Vérification de la simultanité du retrait.....	88

Chapitre IV : Discussions et conclusion de la deuxième partie.....	97
Conclusion générale.....	102
Références bibliographiques.....	105
Liste des figures.....	116
Liste des tableaux.....	119
Table des matières.....	120