


cours de physique du sol

A black and white photograph of a soil profile. The image shows a network of dark, branching roots extending through a light-colored, textured soil. The roots are prominent, with some thicker, more vertical ones and many thinner, more horizontal or diagonal ones. The soil has a granular, porous appearance. The overall composition is abstract and focuses on the interaction between the biological and geological components of the soil.

I
s. hénin

ORSTOM - EDITEST

INITIATIONS - DOCUMENTATIONS TECHNIQUES

n°28

**COURS DE
PHYSIQUE DU SOL**

Volume

I

S. HENIN

**Directeur de Recherches à l'I.N.R.A.
Professeur de Physique du Sol à l'ORSTOM
Membre de l'Académie d'Agriculture**

COURS DE PHYSIQUE DU SOL

I

TEXTURE - STRUCTURE - AERATION

**ORSTOM
Paris**

1976

**EDITEST
Bruxelles**

© 1976 ORSTOM et EDITEST
ISBN : 2-7099-416-0 ISBN : 2-7099-0418-7

Table des matières

INTRODUCTION	9
CHAPITRE I - TEXTURE	11
Introduction - Les problèmes de l'analyse granulométrique	12
A. Présentation par classes de dimensions	15
a) Représentation graphique	17
b) Représentation globale : diagrammes de texture	22
B. Caractérisation des matériaux à l'aide de divers paramètres	28
a) Détermination de la densité (Δs)	29
b) Détermination du nombre de particules (n et ns) de l'échantillon	31
c) Evaluation de la surface spécifique (Ss)	33
d) Nombre de particules et contacts	39
Bibliographie	40
CHAPITRE II - STRUCTURE	41
A. Définition et méthode d'étude	42
a) Forme et dimensions des constituants	42
1°) le concept d'agrégat	42
2°) détermination de la taille des agglomérats	43
3°) étude morphologique des agrégats	46
— <i>l'assemblage élémentaire</i>	46
— <i>les constituants de la structure et leur nomenclature</i>	48
— <i>les matières organiques et leur distribution dans le sol</i>	51
4°) profil pédologique et profil cultural	53
b) Les conséquences de l'assemblage	54
1°) la porosité	54
— <i>définitions</i>	54
— <i>principe des méthodes de mesure de la porosité</i>	58
— <i>description de quelques méthodes de mesure de la porosité</i>	60
— <i>dimension des pores et son évaluation</i>	64
— <i>texture et diamètre moyen des pores</i>	67
— <i>arrangement élémentaire et formes des particules</i>	69

— association de particules de tailles différentes	72
— influence du gonflement de l'argile sur le mélange argile-squelette .	80
2°) l'ameublissement	83
c) Conclusion	85
B. Dégradation de la structure	87
a) Mécanismes de la dégradation	88
1°) la battance	88
2°) la prise en masse	90
3°) les actions mécaniques	91
4°) les actions du gel	92
b) Théories concernant la dégradation de la structure	93
1°) mécanismes de l'action de l'eau sur un agglomérat de terre	94
2°) arguments en faveur de l'action gonflement-dispersion	94
3°) arguments concernant le mécanisme de l'«explosion»	96
— le piégeage de l'air	96
— compression de l'air	99
— rupture et résistance mécanique des agglomérats	101
4°) Conclusions	104
c) Méthodes d'évaluation de la stabilité de la structure	106
1°) méthodes mettant en cause l'évolution d'un paramètre caractérisant la structure : variation de la porosité et de la vitesse de filtration	106
— résistance des mottes à l'action de l'eau	108
2°) évaluation de l'état d'agrégation par granulométrie	110
3°) la méthode française	113
4°) indices de stabilité, comportement des sols et prélèvement des échantillons	117
C. Régénération de la structure	121
a) Amélioration de la structure	121
1°) variation de la porosité	121
2°) fragmentation du sol	124
3°) influence de la faune du sol	127
b) Amélioration de la stabilité de la structure	128
1°) formation de particules cohérentes	129
2°) la fixation de matières organiques : ses conséquences sur la cohésion et l'abaissement de la mouillabilité	130
Bibliographie	135
CHAPITRE III - ATMOSPHÈRE ET AÉRATION	139
A. Porosité et aération	140
a) Analyse de l'atmosphère du sol	144
b) Composition de l'atmosphère du sol	145
B. Mécanisme du renouvellement de l'atmosphère du sol	149
a) Processus faisant intervenir des mouvements de masse	149
— effet de la température	149
— brassage de l'atmosphère par l'eau	149
— action du vent	150
— effet des variations de la pression barométrique	150
b) La diffusion	150
C. L'aération, les conditions d'oxydo-réduction et la respiration des plantes	155
a) Aération et phénomènes biologiques	155
b) Indicateurs des états d'aération	156
Bibliographie	159

Introduction

Répondant à la demande de mes anciens élèves, j'ai rassemblé dans cet ouvrage l'essentiel des textes constituant mon cours de Physique du Sol.

Il me faut en préciser le but et l'esprit. Il s'adresse à de futurs pédologues et à des élèves du 3ème cycle de géodynamique externe de l'Université. Ces élèves ont une vocation de naturalistes et se sont généralement peu intéressés, au cours de leurs études, aux disciplines physiques. De ce fait, les problèmes devaient être traités le plus simplement possible de façon qu'ils puissent être accessibles au plus grand nombre. C'est pourquoi, tout en m'efforçant d'évoquer les sujets les plus actuels de la physique du sol, en soulignant les difficultés auxquelles se heurtent les interprétations, j'ai utilisé, aussi largement que possible, des schémas explicatifs élémentaires et intuitifs. Ceci conduit également à utiliser comme références des expériences parfois anciennes, car même si on peut leur reprocher certaines imperfections, elles illustrent souvent mieux les concepts de base. C'est d'ailleurs en mettant en évidence leurs imperfections qu'il est possible d'évoquer les problèmes actuels. Evidemment, une telle attitude conduit à faire état de travaux qui peuvent paraître actuellement dépassés. Mais il s'agit d'un cours qui a pour but l'initiation de futurs chercheurs, et non d'un traité ayant pour objet de présenter l'état actuel des connaissances. Ces derniers ouvrages sont souvent peu pédagogiques, parce que, si on y trouve les méthodes et les explications les plus récentes, on ne sait ni pourquoi ni surtout comment les chercheurs ont abouti à ces orientations..

Il faut maintenant circonscrire le domaine de la physique du sol. Les phénomènes physiques y obéissent évidemment aux mêmes lois fondamentales qu'ailleurs. Mais le système dans lequel ils se manifestent présente des particularités qui constituent des conditions modifiant le jeu de ces lois.

Essentiellement, le sol se présente comme un filtre complexe. La circulation des fluides à travers ce filtre va être affectée par les irrégularités qu'il présente, et réciproquement les variations d'humidité et la circulation de l'eau vont en modifier la structure. La physique du sol va donc consister tout d'abord à caractériser les propriétés du filtre qu'est le sol; puis, à partir de ces descriptions, à définir les modifications apportées au milieu par un certain nombre de phénomènes, en particulier la fixation et la circulation de l'eau et complémentirement celle de l'air.

Mais on ne peut pas dissocier ces phénomènes de la circulation de la chaleur ni des réactions mécaniques du milieu, parce que les propriétés physiques concernées sont mises en cause par la circulation des fluides ou les mettent en cause.

Evidemment, la description du filtre devrait commencer par l'étude des constituants élémentaires du sol (argile, humus, sable) et de leurs propriétés spécifiques vis-à-vis des ions et des liquides. De même, on aurait pu rappeler les propriétés générales des systèmes dispersés et la façon dont elles se manifestent avec les constituants du sol. Mais ces sujets sont traités par d'autres professeurs ou ont fait l'objet d'études antérieures. Aussi, la description du filtre ne commence-t-elle qu'avec les notions de texture et de structure. Elles feront d'ailleurs l'objet de ce premier tome, les problèmes concernant la circulation de l'eau et les propriétés mécaniques étant traités dans le second.

Voulant donner à cet enseignement un caractère unitaire, j'ai choisi comme modèle général d'explication la théorie capillaire. Grâce à elle, il est facile de passer des notions de porosité à la circulation des fluides. Mais cette attitude commode ne signifie pas que tous les phénomènes puissent être expliqués sur cette base, et je me suis efforcé de montrer, le cas échéant, les insuffisances de ce modèle.

La bibliographie fait largement état de travaux publiés en langue française, puisque le cours s'adresse à un public francophone. Les élèves pourront facilement relier ces mémoires, et dans certains d'entre eux ils trouveront une bibliographie plus complète.

Je tiens à adresser mes remerciements à Messieurs G. MONNIER et A. COMBEAU, qui ont bien voulu relire ce texte, et me suggérer un certain nombre de modifications utiles, et à Monsieur J. CHAUSSIDON, avec qui j'ai eu de nombreuses conversations très fructueuses pour la mise au point de certaines explications.

Je tiens également à témoigner ma gratitude à Madame H. BESSON pour l'aide qu'elle m'a apportée pour l'établissement de ce texte, et à Madame G. BERTAUX pour la mise au point de la bibliographie.

J'ai été très heureux que Monsieur le Directeur Général de l'ORSTOM ait bien voulu accepter de faire publier cet ouvrage, et je remercie Monsieur F. BONNET-DUPEYRON et ses collaborateurs qui en ont assuré l'édition.

CHAPITRE I

TEXTURE

INTRODUCTION

LES PROBLEMES DE L'ANALYSE GRANULOMETRIQUE

Il semble que le concept de texture ait été l'un des tout premiers qui ait servi à caractériser les propriétés des sols. C'est sur la base de tests très simples que les chercheurs jugeaient de cette caractéristique. Pendant longtemps les géologues ont distingué les roches argileuses (happant à la langue à l'état sec, cohérentes, formant pâte à l'état humide) et les matériaux sableux. Il est évident que des épreuves aussi élémentaires ne permettaient pas de pousser bien loin l'étude des relations existant entre le matériau et son comportement. C'est donc pour préciser la notion de texture que progressivement les techniques d'analyse granulométrique, longtemps désignées comme analyse physique, ont été mises au point. Même des tests très simples montrent que le comportement des terres est assez largement dépendant de la fraction fine qu'elles renferment. Or, le concept d'analyse suppose que l'on décompose un matériau en ses constituants élémentaires. Dans le cas présent, l'idée qui a paru dominer était que la terre était formée par l'association de particules de tailles différentes et que l'analyse consistait purement et simplement à trier les constituants d'un mélange physique.

Toutefois, l'existence même de la cohésion montrait que les constituants les plus fins d'un matériau terreux n'étaient pas simplement juxtaposés mais associés les uns aux autres par des forces dont la nature n'était pas connue. Il s'agissait donc de rompre ces liaisons pour libérer les constituants élémentaires : c'est l'opération que l'on désigne sous le nom de "dispersion".

Mais après avoir ainsi libéré les constituants du mélange, il fallait ensuite les séparer. Pour les particules les plus fines, il est nécessaire d'utiliser les techniques de sédimentation et de lévigation, l'emploi du tamisage étant limité à la séparation des fractions plus grossières (diamètre supérieur à 50 - 60 microns).

Mais on a constaté que les opérations de dispersion et de sédimentation n'étaient pas indépendantes. En effet, pour utiliser la sédimentation, il faut que chaque constituant tombe sans agir sur ses voisins. Si une suspension vient à flocculer, les opérations de sédimentation n'ont plus de sens. Or, il n'a été possible d'apprécier les résultats de ces opérations (dispersion et sédimentation), qu'à l'aide d'un seul résultat : la quantité d'éléments fins recueillis. Les inventeurs des diverses techniques ont donc choisi leurs protocoles en fonction de ce résultat, du moins pendant un certain temps.

Rappelons que toutes les techniques s'appliquent à la fraction minérale, la matière organique ayant été préalablement détruite.

La Méthode Internationale A définie lors de la Conférence de Rothamsted et confirmée lors du 2ème Congrès international de l'A.I.S.S. (1930), répond à cet objectif; mais on sait que cette technique comporte un traitement acide pour débarrasser le milieu des cations bivalents, suivi de l'addition d'ions alcalins. De ce fait, on dissout les carbonates alcalino-terreux qui sont souvent présents dans les terres. Des auteurs ont donc tenté de mettre au point des techniques de dispersion sans passer par un traitement acide pour éviter la dissolution de ces constituants : la dispersion est obtenue par traitement avec des sels d'anions polyvalents (citrate, phosphates, en particulier). Quand on applique ces techniques à des terres non calcaires, des limons par exemple, on obtient des résultats identiques à ceux fournis par la Méthode Internationale A, mais toute une série de matériaux provenant de sols latéritiques, d'horizons B de podzols et plus encore d'andosols, donnent des résultats très nettement inférieurs, comme le montre le tableau 1.

TABLEAU 1

Echantillons	<u>Argile obtenue par dispersion avec sels neutres</u> <u>Argile dispersée par la Méthode Internationale</u>
Terre granitique Finistère	100,9
Terre à brique, Aisne	100,8
Argile à silex, Eure et Loire	98,1
Marne blanche	87,8
Loess calcaire	80,1
Marne verte	73,4
Terre latéritique, Indochine (DEMOLON et BASTISSE) (1934)	37,8

La question qui se pose alors est de justifier l'utilisation d'une technique de dispersion donnée ; il ne semble pas y avoir de règle générale. Remarquons cependant que lorsqu'il s'agit d'évaluer le comportement physique des sols en place, ce sont les techniques utilisant les sels neutres qui semblent le mieux correspondre à la réalité. Dans ce cas, une partie de la fraction sableuse n'est pas constituée par des particules élémentaires, c'est-à-dire des cristallites, mais par des associations de ceux-ci généralement cimentées par des hydroxydes ou des gels silicoalumineux ou silicoferriques. On les appelle des "pseudo-sables".

Au contraire, les granulométries établies en vue de préciser les conditions de genèse des sols peuvent, ou même doivent, comporter l'attaque de ces ciments. Les techniques sont relativement spécifiques telles que, par exemple, l'emploi de réactifs réducteurs agissant en présence de complexants qui dissolvent les ciments ferriques en particulier. On peut, comme l'ont fait CHAUVEL et PEDRO (1967), suivre par l'examen microscopique et par les techniques de la minéralogie, l'action de réactifs dispersants sur les matériaux auxquels on les a appliqués.

Il existe d'ailleurs des matériaux comme les andosols où la fraction fine est largement, sinon uniquement, constituée de matériaux amorphes comme les

allophanes. On peut les disperser à l'aide des ultrasons, mais on ignore alors le sens qu'il faut donner à cette opération. Obtient-on une séparation de pseudo-particules préexistantes (auquel cas il s'agirait par définition d'une analyse) ou bien résultant de la rupture de masses plus ou moins continues (il s'agirait alors d'un simple test)?

Les problèmes qui viennent d'être soulevés se sont posés pendant tout le XIX^{ème} siècle. A mesure qu'on extrayait de plus en plus de particules fines, les chercheurs de terrain faisaient souvent remarquer que ce qui semblait à l'homme de laboratoire une amélioration, donnait en définitive des résultats paraissant moins en relation avec les propriétés des sols. C'est ainsi qu'à côté de ces méthodes d'analyse dite physique ou granulométrique, on a vu se développer des méthodes dites d'analyse d'agrégats, dont le but était de fournir une image de la distribution non pas des particules élémentaires mais de leur association.

Ceci a conduit la 1^{ère} Commission de l'A.I.S.S. à Moscou (1930), à proposer un groupe d'analyses B ne comportant pas de traitement dispersant, pour classer ces techniques.

En fait, des techniques mettant en oeuvre des sels neutres se présentent déjà comme des analyses de type B quand on compare leurs résultats à ceux de la Méthode Internationale A, du moins pour certains sols. Jusqu'à ce jour, aucune méthode de type B n'a reçu une consécration générale. Nous reviendrons largement sur ce point en traitant de la stabilité de la structure.

Enfin, avant d'en terminer avec cet aspect du problème, il faut rappeler que les analyses physiques ou granulométriques, quelles que soient les techniques retenues, s'effectuent sur la terre fine. Il faut entendre par là les particules passant à travers un tamis à trous ronds de 2 mm de diamètre. Les fractions supérieures sont considérées comme des graviers et cailloux. On peut trouver également dans le refus du tamis des fragments de matières organiques : on en parle peu dans les analyses physiques, ce qui dans certains cas est une erreur, car la matière organique peut jouer un rôle important et, même lorsqu'elle est en proportion relativement faible, un rôle notable sur les propriétés du milieu.

Les mottes cohérentes sont brisées au maillet de bois : il faut éviter dans cette opération de briser ou d'effriter les éléments grossiers fragiles et les fragments calcaires tendres ou de roches altérées.

Quand des cailloux sont associés à l'argile, il est alors nécessaire de les traiter par l'eau pour entraîner les matériaux fins adhérant aux éléments grossiers. Il ne faut jamais faire un tamisage partiel mais passer au tamis tout l'échantillon à examiner.

A. PRESENTATION PAR CLASSES DE DIMENSIONS

L'analyse granulométrique, comme son nom l'indique, fournit les données permettant de tracer les courbes reliant la proportion de particules présentes dans le système à leur diamètre. Mais avant d'en arriver là, on doit déjà préciser la nature des matériaux qui ont été séparés. De ce point de vue, on peut considérer trois groupes différents :

- les matières organiques,
- les carbonates,
- les silicates, les oxydes et hydroxydes.

On parle rarement des sulfates de Ca ; ils pourraient constituer une 4ème catégorie. La présence de ces constituants dans une terre pose souvent des problèmes d'analyse difficiles à résoudre. Par ailleurs, leur solubilité bien que faible est suffisante pour conférer au milieu des propriétés particulières.

En ne retenant que les trois groupes de matériaux précédents, on peut déjà établir une classification en parlant de matériaux humifères, calcaires, argileux ou siliceux. Cette terminologie est donc très imprécise. Nous en reparlerons ultérieurement.

Les notions de dimensions vont s'appliquer essentiellement aux éléments minéraux et, suivant les techniques utilisées, les carbonates seront ou ne seront pas inclus dans la granulométrie. La terminologie est donc ici encore assez vague. Mais d'une façon générale, la présentation par classes des résultats a surtout concerné les fractions "silicates, oxydes et hydroxydes". Nous parlerons essentiellement de celles-ci en complétant chaque fois que possible les références existantes par des indications concernant les constituants d'une autre nature.

Les classes sont définies par des diamètres extrêmes. On a aujourd'hui adopté assez généralement la classification d'ATTERBERG où les limites des classes sont définies par une progression géométrique à base 10 ; mais d'autres subdivisions sont souvent utilisées. Il faut encore toutefois remarquer que les subdivisions ne correspondent pas toujours à des noms. Le tableau 2 reproduit les éléments de cette classification.

Cette opération qui consiste à attribuer des noms à des particules définies par leur taille n'est pas très logique, car en principe les noms s'appliquent à des objets de nature différente. Néanmoins, l'usage en est si généralement admis qu'il est difficile de le modifier.

TABLEAU 2

Diamètres des éléments en mm	Terminologie d'Atterberg		Terminologie des sédimentologues
	normale	subdivisions	
< 0,002	Argile	< 0,0005 Argile très fine	Pélites
		0,0005 - 0,002 Argile grossière	
0,002-0,02	Limon	0,02 - 0,05 Limon grossier	
0,02-0,2	Sable fin		
0,2 - 2	Sable grossier	0,05-0,2	Arénites
		2 - 20	Graviers
> 20	Cailloux		Rudites

TABLEAU 3

Propriétés des classes de constituants

	Absorption des ions	Rétention de l'eau	Perméabilité	Propriétés mécaniques
Argile	forte	forte	faible	à sec: cohérent humide: pâteux
Limon	faible	moyenne	faible	à sec: pas cohérent, onctueux humide: pâteux
Sable fin	nulle	faible	forte	à sec: pas cohérent, rugueux humide: non pâteux
Sable grossier	nulle	nulle	forte	très rugueux, à sec comme hu- mide

D'ailleurs, dans une certaine mesure, la nature des matériaux ou du moins leur proportion n'est pas la même dans les classes de taille. Par exemple, les argiles fines sont essentiellement constituées par des minéraux phylliteux, des gels silico-alumineux ou ferriques, des oxydes et hydroxydes. Mais les minéraux phylliteux sont peu abondants dans les argiles grossières. On peut y trouver du quartz et des carbonates et même des minéraux à l'état de fines particules comme les feldspaths. A mesure qu'on s'élève dans l'échelle des tailles, la composition devient de plus en plus variée : on trouve même des fragments de roches dans les classes de plus grande dimension.

Ce sont essentiellement les propriétés physiques qui justifient ces appellations: le tableau 3 montre schématiquement comment elles sont associées aux classes de particules (p. 16).

Il s'agit là des propriétés des constituants séparés. Il faut également les nuancer en fonction de leur nature.

Les éléments calcaires peuvent être plus ou moins poreux. De ce fait, ils retiennent de l'eau non seulement lorsqu'ils sont à l'état de sable fin ou grossier, mais même quand ils ont les dimensions des graviers ou des cailloux. Leur toucher pourra conserver une certaine onctuosité, alors que les sables fins et surtout grossiers sont de véritables abrasifs lorsqu'ils sont quartzueux. Certains éléments grossiers (gravier ou cailloux) constitués par des roches altérées, peuvent également retenir des quantités d'eau appréciables.

Malgré ces nuances, chaque classe de particules tend bien à conférer aux mélanges dans lesquels elles sont incluses, les propriétés qui leur sont spécifiques.

A titre d'exemple, le tableau 4 présente quelques formules rattachant directement la constitution des terres à certaines de leurs propriétés.

a) REPRESENTATION GRAPHIQUE

Il s'agit essentiellement de représenter la granulométrie.

Pour comparer globalement les analyses entre elles, on utilise les deux formes classiques : courbe de distribution et courbe de sommation. Quand il s'agit d'analyses granulométriques proprement dites, on utilise une échelle semi-logarithmique, les pourcentages cumulés étant portés en ordonnée et le logarithme des diamètres en abscisse. Quand il s'agit d'analyses dites "d'agrégats" dont nous parlerons plus loin, on peut parfois utiliser une abscisse arithmétique.

Cette représentation donne une allure générale des courbes. Elle permet d'utiliser directement les résultats obtenus à partir de méthodes d'analyses continues telles que la granulométrie par densimétrie.

Pour caractériser une distribution en général, on utilise des paramètres centraux : diamètre moyen M_x et diamètre correspondant à la médiane M_d , et des paramètres de dispersion qui expriment l'étalement de la distribution : il s'agit de l'écart-type σ et de l'écart interquartile géométrique

$$S_o = \sqrt{\frac{Q_3}{Q_1}} \quad \text{ou indice de TRASK.}$$

TABLEAU 4

Relations entre propriétés physiques des terres et
constituants granulométriques

Auteur	Formule	Commentaires
GRAS (1957) modifié par BETREMIEUX (1963)	- pour H > 20 % H = 0,59 A + 0,16 L + 5,47 - pour H < 20 % H = 0,51 + 0,14 L + 7,35 Equations de régression	H: humidité équivalente A: pourcentage d'argile L: pourcentage de limon Dépend de la teneur en matière organique
MERIAUX (1958)	log 10 K = 2,31 - 0,0045 F log 10 K = 2,44 - 0,32 $\frac{L}{A}$ Equation de régression	K: indice de stabilité (percolation) F: fraction inférieure à 50 μ A: pourcentage d'argile L: pourcentage de limon
RUSSELL (1928)	P.N. = 0,6 A - 12 Equation de régression	P.N.: indice de plasticité (différence d'humidité entre limite inférieure et limite supérieure de plasticité) A: pourcentage d'argile
KEEN et COUTTS (1928)	P = 0,45 A + 16 Formule évaluée d'après le graphique de KEEN et COUTTS	P: point d'adhésivité de la terre sans matière organique A: pourcentage d'argile
HENIN et BOSQUET (1964)	*F si (2 A + L > 60) *E si (12 A + 20 L + S _f - S _g > 240)	F: fendillement A: pourcentage d'argile L: pourcentage de limon (2 - 20) E: effritement S _f : sable fin % S _g : sable grossier %

* Cette formule n'est valable que si A est petit, inférieur à 15 % d'argile environ.

Q₃ correspond au quartile supérieur (diamètre pour lequel 75 % des particules sont inférieures à la dimension choisie); Q₁ au quartile inférieur (diamètre pour lequel 25 % des particules sont inférieures au diamètre retenu).

Enfin, on utilise des paramètres de symétrie tels que

$$\text{la pente de TRASK} = \frac{Q_3 - Q_1}{M_d^2}$$

Voici les résultats obtenus par S. MERIAUX (1962). Les valeurs M_d, Q₃ et Q₁ ont été directement évaluées à partir des courbes de sommation (tableau 5).

TABLEAU 5

Caractéristiques des courbes cumulatives

Les types granulométriques	Caractère de la courbe cumulative (graphique semi-logarithmique)	M_d	S_o	S_k	M_x	σ	
		Diamètre médian en mm	Indice de TRASK	Pente de TRASK	Diamètre moyen mm		
Sols du Morvan	0 M	rectiligne	0,2	25	1,0	0,2	1,9
	1 M	en S au-dessus de 500	2,5	2,3	0,7	—	—
	2 M	rectiligne en-dessous de 500 en S	6,0	2,0	1,0	5,5	0,5
	3 M	biphasée avec palier intermédiaire	1,2	10,0	0,10	—	—
	4 M	presque rectiligne, avec prédominance des éléments limoneux	0,01	7,0	0,8	0,01	1,1
Alluvions sableuses:							
	a) pures	0,2	1,8	1,0	0,2	0,15	
	b) mélangées	0,16	3,0	0,3	0,2	0,7	
Plateau de Langres (phase grossière)							
	n° 1	4,0	1,6	1	4	0,35	
	n° 2	2,5	1,9	0,6	2,5	0,42	

L'indice de Trask S_o est d'autant plus élevé que la population est plus étalée. Les types 1M et 2M des arènes du Morvan ont une granulométrie bien groupée puisque les indices S_o sont relativement bas. Pour le cas OM, l'indice élevé 25 caractérise une granulométrie très étalée.

La pente de Trask S_k indique une bonne symétrie pour les types OM et IM, ainsi que pour la phase grossière des matériaux du Plateau de Langres et pour les alluvions pures. Par contre, dans les autres cas, la symétrie peut être faible ou franchement mauvaise, comme dans les alluvions sableuses mélangées (valeur 0,3) ou le type 3M (valeur 0,1) qui est d'ailleurs biphasé. Quant aux médianes et aux moyennes, elles montrent que 2M correspond à un matériau grossier (dit léger) ($M_d = 6\text{mm}$, $M_x = 5,5\text{ mm}$), alors que 4M correspond à un matériau beaucoup plus fin (dit lourd), ($M_d = 0,01\text{ mm}$, $M_x = 0,01\text{ mm}$). Ces exemples montrent le parti que l'on peut tirer de ces techniques d'appréciation.

Ces données sont surtout utilisées pour caractériser l'origine des matériaux.

On peut remplacer l'échelle des ordonnées par une échelle gaussienne. Celle de l'abscisse peut être soit arithmétique, soit plus généralement logarithmique. Cette représentation est particulièrement intéressante quand la répartition des particules correspond à une loi de Gauss, la courbe représentative étant alors une droite dont la pente mesure l'écart-type. Ici encore, les courbes sont généralement utilisées pour caractériser les distributions (M.A.RIVIERE et A. RIVIERE, 1962).

Mais les modes de comparaison peuvent largement varier en fonction des buts poursuivis. C'est ainsi que BUI HUU TRI et MONNIER (1973), discutant des caractéristiques de structures établies par la dislocation et les tamisages dans l'alcool des mottes de terre, utilisent le taux cumulé d'éléments structuraux inférieurs à 10mm. Au cours de cette étude, les auteurs ont été amenés à utiliser des représentations gaucco-arithmétique et gaucco-logarithmique, suivant les matériaux étudiés.

On peut également utiliser des courbes de distribution en particulier quand on utilise les méthodes d'analyse discontinues, celles-ci faisant apparaître des classes définies par les diamètres. Ces courbes sont représentées par des histogrammes, c'est-à-dire par une série de rectangles juxtaposés. Il ne faut pas oublier que le pourcentage de particules est représenté par la surface du rectangle. C'est seulement quand les intervalles de classe sont égaux que le pourcentage de particules est proportionnel aux ordonnées. Cette méthode fait parfois un peu mieux apparaître les différences que la comparaison de courbes cumulatives. Les paramètres qui les caractérisent sont indiqués puisqu'il s'agit chaque fois de définir des distributions.

Il faut enfin signaler une représentation due à DOEGLAS (1962) qui permet également de caractériser la distribution des particules, mais en utilisant un rectangle (fig. 1). On utilise les données cumulatives : la base du diagramme est divisée de 100 à 0 et permet de représenter les pourcentages de la courbe cumulative. De ce point 100, part une diagonale rejoignant l'angle droit haut du rectangle. L'originalité de la représentation est de faire correspondre à cette diagonale une dimension de référence. Prenons par exemple la valeur 50 μ . Tous les points situés à gauche de la diagonale correspondront au pourcentage de particules ayant un diamètre $< 50\mu$, la zone située à droite, aux particules ayant un diamètre $> 50\mu$.

Les points correspondant à l'analyse d'un matériau donné figurent sur une droite parallèle à la base. Il s'ensuit que la hauteur de la droite dans le diagramme dépendra du pourcentage de particules correspondant au diamètre de référence de la distribution. Voici les résultats de deux analyses exprimés en valeur cumulée :

Dimension μ	A	B
2	41	13
16	62	22
50	82	35
74	90	50
105	95	77
150	98	92
210	100	99
300	—	100

Elles correspondent aux niveaux A et B du diagramme de la figure 1. Par construction, les matériaux riches en éléments grossiers (de diamètre $> 50\mu$) sont regroupés à la base du rectangle, les matériaux riches en éléments fins, à la partie supérieure de ce rectangle.

Il est possible de tracer, sur cette figure, soit d'autres obliques, soit des lignes parallèles aux côtés du rectangle, permettant d'étudier le regroupement des particules de tailles inférieures ou supérieures à une dimension donnée. Ce système de représentation permet de faire apparaître des relations entre des matériaux de granulométrie ou de propriétés différentes.

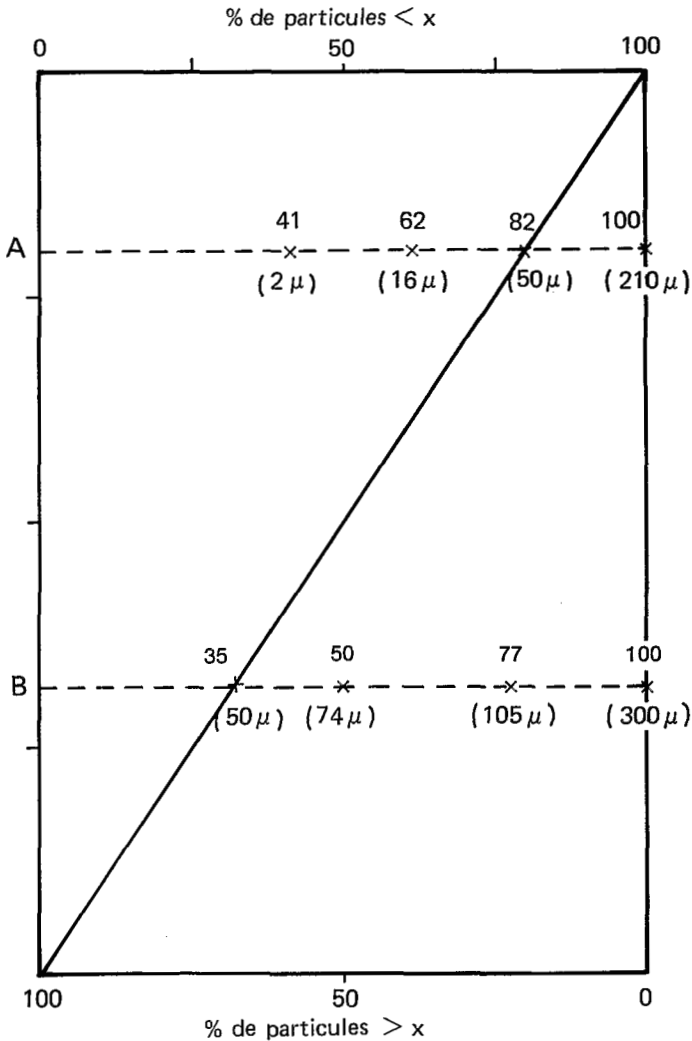


Fig. 1 **Rectangle de Doeglass**

- la diagonale du rectangle correspond au diamètre 50μ
- les chiffres non entourés de () sont les pourcentages de particules correspondant aux diamètres en μ .

b) REPRESENTATION GLOBALE : DIAGRAMMES DE TEXTURE

C'est à l'aide de ces représentations qu'apparaît la notion de texture.

Pour caractériser les résultats globaux de l'analyse granulométrique, cette fois-ci par un point et non plus par une courbe, on utilise généralement un diagramme triangulaire. Malheureusement, cette méthode ne fait intervenir que trois constituants. On prend alors généralement, mais pas exclusivement, comme coordonnées, une fraction sable de 2 à 0,05 mm, une fraction limon grossier de 0,05 à 0,002 mm, et la fraction argile $\leq 2\mu$.

Cette représentation est basée sur le fait que, si l'on trace à l'intérieur d'un triangle équilatéral ou d'un triangle rectangle isocèle, des parallèles à une base, chacune d'elles correspond à une hauteur constante. Si l'on pose que la hauteur est égale à 100 et représente la teneur d'un constituant exprimé en pourcent, tous les points situés sur une parallèle à une base donnée ont une teneur constante en l'un des constituants. Un point quelconque situé à l'intérieur du triangle se trouve à l'intersection de parallèles aux trois côtés, et peut donc être ainsi défini par une composition exprimée par trois constituants, et cette composition est donc représentée par un point. L'utilisation du triangle équilatéral est très générale, celle du triangle isocèle moins fréquente est cependant plus intuitive.

Pour définir les textures, on fait correspondre des propriétés globales à des types de composition. L'expérience montre qu'une propriété donnée correspond à des compositions qui varient entre certaines limites, et les points correspondant à cette variation permettent de définir un domaine dans le triangle de texture (fig. 2).

Pour déterminer ces domaines, on a recours à des références. Le plus fréquemment, on utilise des jugements d'experts qui, à l'aide de sensations tactiles, en triturant le matériau sec ou humecté, décident si l'impression qu'ils ressentent s'apparente à celle produite par l'un des trois constituants pris comme référence: le sable, le limon grossier ou l'argile.

En France, un groupe de pédologues a effectué des tests de ce genre sur une série de matériaux très variés. On a ensuite délimité, sur le triangle de texture, les zones où étaient situés les points caractérisant les matériaux qui avaient fourni la même impression à la majorité des experts. On a ainsi délimité des domaines qui apparaissent sur la figure 2.

Aux domaines ainsi délimités sur le triangle, on fait correspondre des noms : on utilise, pour désigner l'ensemble des matériaux ayant des propriétés correspondant à un même domaine, les mots qui désignent les constituants provoquant l'impression dominante. Par exemple "sable" ou "sableux" correspond à des matériaux donnant au toucher une impression rugueuse. On passe au "limoneux" quand l'impression de rugosité s'atténue et se complète par la sensation douce que donne le talc. La sensation intermédiaire s'exprime par "sablo-limoneux". Par extension, en combinant les mots des constituants élémentaires, on fait correspondre une terminologie aux divers domaines du triangle de texture, ainsi qu'il apparaît sur la figure 2.

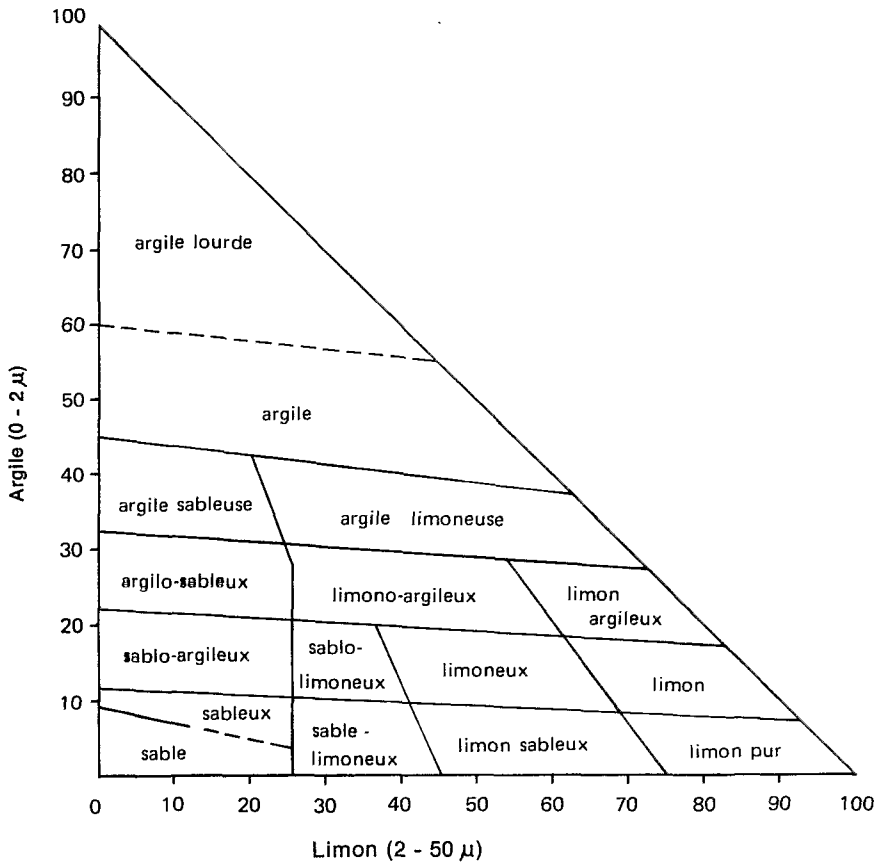


Fig. 2 Classification des terres d'après des sensations tactiles.

Cette démarche serait une simple constatation si le passage d'une classe à une autre correspondait à des intervalles constants. C'est un peu ce qui se passe quand on va du sable au limon où les classes varient sensiblement de 25 % en 25 % en composition. Mais il en va tout autrement quand on considère les teneurs en argile : à partir de 40 à 45 %, on ne peut distinguer les éléments secondaires qui sont associés. D'autre part, s'il y avait simple additivité des propriétés des constituants, les lignes de séparation devraient être parallèles aux deux côtés perpendiculaires du triangle de référence. Or, on constate que ces lignes sont inclinées. Ceci veut dire que la présence de limon modifie moins les propriétés de l'argile, telles qu'on les perçoit au toucher, que le sable. C'est l'existence de ces interactions qui justifie la notion de texture.

Il va de soi que les jugements d'experts qui servent à définir des domaines de référence, sont contingents bien qu'on ait pris soin de les choisir parmi des équipes de travail différentes. D'autre part, la finesse des sensations tactiles n'est pas très grande, il s'ensuit que le nombre de domaines que l'on peut distinguer significativement est relativement restreint.

On pourrait utiliser des références plus objectives, par exemple les mesures de cohésion, ou des mesures concernant le comportement hydrique. Mais de telles références sont également assez arbitraires. Ces propriétés varient en effet beaucoup avec la préparation des échantillons ou leur état d'humidité, et il serait certainement très difficile d'associer ces informations aux fonctions reliant une propriété donnée à la teneur en un constituant particulier, fonctions qui ont des allures très différentes : on pourrait ainsi avoir un triangle de texture par propriété. C'est pourquoi on a choisi jusqu'à présent d'opérer par le procédé qui vient d'être décrit. Soulignons encore une fois que ce résultat est capital dans la mesure où il fait ressortir la non-additivité des propriétés des constituants élémentaires et pose le problème de la texture. Une partie des travaux qui seront relatés dans la suite de cet ouvrage portera justement sur l'étude de ces interactions.

Il est également capital de rappeler qu'un tel triangle n'est valable que pour un type d'analyse granulométrique déterminé. Dans les tests utilisés, les pseudo-sables se manifesteront comme des particules homogènes. Une analyse qui provoquerait leur dislocation et ferait apparaître à l'état de colloïde les ciments qu'ils renferment, serait donc en désaccord avec les propriétés physiques qui déterminent les sensations tactiles du prospecteur.

La classification qui vient d'être présentée fait abstraction de la nature minéralogique des constituants de la terre. De telles études ont été conduites sur des matériaux essentiellement siliceux associés à de petites quantités d'oxydes ou hydroxydes.

On pourrait, évidemment, tenter d'effectuer un groupement de telle nature en opérant sur une gamme de matériaux plus étendue, incluant la présence de carbonates de Ca et Mg. Bien entendu, l'analyse granulométrique devrait être effectuée sans l'intervention de traitements acides.

Mais une autre attitude a été adoptée, et elle vise, cette fois, à classer les terres non plus d'après la dimension des constituants, mais d'après leur nature. En réalité, la situation est relativement confuse, car on mélange souvent nature et dimension. Par exemple, quand on parle d' "argile", on peut penser à une classe granulométrique ou à des minéraux phylliteux. La désignation texturale d' "argile" correspondant à un comportement se trouve ainsi associée à des matériaux dans lesquels le calcaire, par exemple, en particules fines, peut être responsable du comportement argileux. Mais il peut également intervenir en tant que constituant pour conférer au mélange des propriétés particulières. Le tableau 6 précise une terminologie qui, quoique ambiguë, n'en est pas moins assez largement répandue.

TABLEAU 6
Dénomination des sols suivant leur teneur en calcaire

Teneur en calcaire (%)	< 5	5 à 20	20 à 50	> 50
Dénomination	Normal	Suffixe "calcaire"	Préfixe "calcaro"	Calcaire
Exemple	Sablo- argileux	Argilo- calcaire	Calcaro- argileux	Calcaire argilo-limoneux

Il n'est donc pas fait état de la présence de petites quantités de calcaire.

Le même problème se pose pour les matières organiques. La façon dont les termes sont construits est identique au cas des sols calcaires, comme on peut s'en rendre compte d'après le tableau 7. On constatera également que la présence d' "humus" impose des caractères particuliers au système, même pour des teneurs relativement faibles. Dans ce cas encore, il n'y a pas simplement additivité (tableau 7).

TABLEAU 7

Dénomination de sols suivant leur teneur en matière organique

Teneur en matières organiques (%)	< 4	4 à 10	10 à 20	> 20
Dénomination	Normal	Suffixe "humifère"	Préfixe "humo"	Humus
Exemple	Sablo-argileux	Argilo-humifère	Humo-argileux	

Mais la difficulté essentielle, dans ce cas, réside dans le sens que l'on donne au mot "humus". Pour les écologistes, les hommes de terrain, il s'agit de toute la masse de matière organique présente dans le milieu, quel que soit son état. Pour les agronomes et les physiciens du sol, le mot "humus" désigne des matières organiques évoluées, fixées sur la fraction minérale et ne se décomposant que lentement sous l'influence des phénomènes microbiens (de 1 à 3 % par an environ).

Au contraire, les résidus organiques (feuilles, collets de plantes, racines) même lorsqu'ils ont subi un commencement d'évolution, présentent des propriétés très différentes : on les nomme parfois "humus brut". Enfouis dans le sol, surtout s'il y a un léger chaulage, même des éléments qui semblent résistants aux attaques microbiennes (comme des brindilles de bois, des rameaux de bruyère) disparaissent en 3 à 5 ans, soit avec une vitesse de décomposition de l'ordre de 20 % par an. C'est seulement dans les milieux constamment saturés en eau que ces fragments évoluent très lentement en conservant une partie de leurs caractéristiques originelles : ils constituent alors des tourbes.

Etant donné la façon dont se caractérisent les matériaux, le terme "humifère" doit être pris dans son sens global, c'est-à-dire inclure tous les constituants organiques du sol.

Si l'on veut être précis, il faut alors séparer les résidus organiques plus ou moins évolués et l' "humus" au sens agronomique du terme. Parmi les techniques utilisées, nous signalerons particulièrement celle imaginée par HENIN et TURC (1949), dont MONNIER *et al.* (1962) ont précisé les conditions de mise en oeuvre. Cette méthode qui permet de distinguer matière organique libre et matière organique liée ou "humus" au sens strict, est largement utilisée, en particulier en France.

Les matières organiques libres jouent, dans une certaine mesure, un rôle qui s'apparente à celui des éléments grossiers de la structure (sables et graviers).

La fraction liée, constituée essentiellement par les acides fulviques, humiques et l'humine, s'apparente au contraire à la fraction argile. L'association intime de ces constituants et de la fraction argile est nommée "complexe argilo-humique". Le mot complexe est justifié, car les propriétés de tels systèmes diffèrent sensiblement de celles que l'on pourrait attendre d'un simple mélange de ses constituants (non additivité).

Pour une étude plus complète de l'évolution de la matière organique, des propriétés des différentes fractions extraites et de leur méthode de séparation, nous renverrons à divers ouvrages tels que :

- "Le Profil Cultural" de S. HENIN *et al.*,
- "Le Précis de Pédologie" de P. DUCHAUFOUR,
- "L'Ecologie microbienne du Sol" de Y. DOMMERGUES et F. MANGENOT.

Dans les représentations précédentes, le principe utilisé implique que le matériau soit complètement déterminé par trois constituants. On a cherché à s'affranchir de cette contrainte, et l'on peut évidemment utiliser une représentation dans l'espace basée sur les propriétés du tétraèdre. Les droites parallèles aux bases et d'égale teneur en constituants sont remplacées par des plans. On peut alors utiliser quatre constituants, mais travailler sur l'intérieur d'un volume n'est pas commode et la projection d'une telle figure sur un plan rend la représentation confuse, même si elle est possible.

On doit à BETREMIEUX (1965) l'utilisation d'un principe permettant d'utiliser cinq constituants. Pour cela, on utilise deux triangles isocèles juxtaposés par un des côtés de l'angle droit (fig. 3). On obtient ainsi les axes X_1OY_1 pour le 1er triangle, X_2OY_2 pour le second triangle, OY_1 et OY_2 étant confondus par construction.

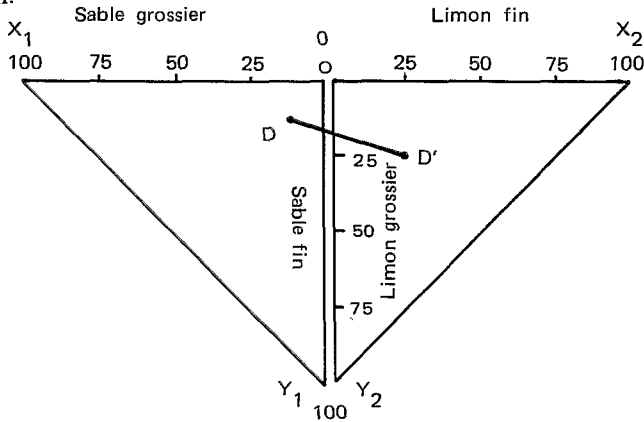


Fig. 3 Principe de la représentation de cinq constituants

- le segment de droite DD' correspond à la composition suivante :

sable grossier	12,5	limon fin	25,05
sable fin	12,5	argile	25,0
limon grossier	25,0		
- l'argile apparaît implicitement. Si l'on élevait en 0 une perpendiculaire au plan des triangles, la droite DD' serait à la cote 25, correspondant à la teneur en argile.

Les quatre axes sont divisés en 100 parties et peuvent donc représenter une teneur. On portera par exemple:

- sable grossier sur OX_1
- sable fin sur OY_1
- limon grossier sur OY_2
- limon fin sur OX_2

Une composition donnée va correspondre à un point dans le triangle de gauche, un point dans le triangle de droite et la composition de la terre, par un segment de droite reliant les deux points. Le 5ème constituant qui serait ici l'argile, pourrait être porté sur un axe perpendiculaire au point 0 et de même longueur que OX_1 , OX_2 etc... Mais comme cette grandeur est complémentaire des précédentes, il n'est pas besoin de l'exprimer. Plus les segments de droite sont courts et voisins du point 0, plus la teneur en argile est élevée. Cette représentation est ingénieuse, mais les résultats des analyses sont tout de même exprimés par un segment de droite dont la position de l'origine, la longueur et la direction doivent être prises en compte. La lecture en est donc beaucoup moins simple que celle des diagrammes précédents.

B. CARACTERISATION DES MATERIAUX A L'AIDE DE DIVERS PARAMETRES

L'utilisation du diamètre médian ou moyen comme caractéristique d'une distribution a déjà été évoqué. Nous verrons plus loin comment utiliser la notion de rayon moyen.

Mais ayant séparé les constituants granulométriques, on peut les caractériser par un certain nombre de valeurs. Pour chaque échantillon ou fraction d'échantillon, on peut considérer :

- un volume V , somme des volumes des particules constitutives,
- un poids P , somme des poids des particules élémentaires,
- un nombre n de particules,
- enfin, la fraction possède un poids spécifique

$$P_s = \frac{P_t}{V}$$

Le poids spécifique ou poids volumique, c'est-à-dire le poids de l'unité de volume, est pratiquement égal à la densité Δ_s , rapport du poids d'un volume donné de la substance au poids d'un même volume d'eau à 4° C.

Les techniques de mesure concernent surtout la densité, bien qu'avec le pycnomètre à air, nous le verrons, on puisse mesurer directement le volume réel.

L'imprécision des mesures est toutefois telle que l'erreur serait supérieure à celle qui consiste à assimiler poids spécifique et densité.

Partant de ces données, on peut définir un certain nombre de valeurs caractéristiques.

A côté de

$$P_s = \frac{P_t}{V} \approx \Delta_s$$

on définit

$$\frac{V}{P_t} = V_s \quad \text{volume spécifique}$$

On peut également définir $\frac{S}{P} = S_s$, surface spécifique.

Il existe certaines relations entre ces données. Divisons par P_t les deux termes du rapport donnant P_s , il vient:

$$\frac{\frac{P_t}{P_t}}{\frac{V}{P_t}} = \frac{1}{\frac{V}{P_t}} = \frac{1}{V_s} \approx \Delta_s$$

d'où $1 = \Delta_s V_s$.

De même, en divisant par V les termes de la fraction donnant V_s , il vient:

$$\frac{\frac{V}{V}}{\frac{P_t}{V}} = \frac{1}{\frac{P_t}{V}} = \frac{1}{P_s} \approx \frac{1}{\Delta_s}$$

d'où $P_s \approx \Delta_s$

On pourrait aussi définir une surface unitaire telle que:

$$S_u = \frac{S}{V}$$

d'où

$$\frac{S_u}{S_s} = \frac{\frac{S}{V}}{\frac{S}{P_t}} = \frac{P_t}{V} \approx \Delta_s$$

et

$$S_u = S_s \cdot \Delta_s$$

Nous allons maintenant envisager la façon dont on peut déterminer ces diverses grandeurs.

P_t est donné directement par la pesée : c'est le poids de l'échantillon. Comme la mesure précise de V est assez délicate à effectuer, on passe plus fréquemment par la mesure de Δ_s

a) DETERMINATION DE LA DENSITE (Δ_s)

Rappelons que pour une mesure grossière, on peut toujours verser un poids P_t de terre dans une éprouvette contenant de l'eau ou un autre liquide en quantité suffisante pour que le matériau soit immergé. L'augmentation de niveau du liquide mesure alors le volume de la terre V . On peut donc calculer

$$P_s = \frac{P_t}{V} \approx \Delta_s$$

Mais on utilise plus fréquemment une méthode plus précise, basée sur l'utilisation du pycnomètre. La méthode consiste à peser le pycnomètre rempli d'eau, ce qui donne un poids P_E ($P_E =$ poids flacon + poids d'eau logée). On introduit ensuite l'échantillon de terre dans le flacon et on ramène l'eau au niveau de référence du liquide lors de la détermination de P_E .

Après introduction de la terre, le poids P_{tE} représente : poids flacon + poids de terre (P_t) + [poids du volume d'eau logée — poids du volume d'eau égal au volume de terre déplacé par l'introduction de l'échantillon]. Il est évident que

$$P_E + P_t - P_{tE} = \text{poids du volume d'eau égal au volume de terre} \\ = P_{VE}$$

$$\text{Le rapport } \frac{P_t}{P_{VE}} = \Delta_s$$

Nous avons vu qu'il existe une petite différence quant au sens des résultats obtenus par les deux techniques : dans un cas on mesure le poids du volume unité

($\frac{P}{V}$), alors que dans l'autre on mesure le rapport du poids d'un volume de

substance au poids d'un égal volume d'eau. Il n'y a égalité entre les deux grandeurs P_s et Δ_s que si le poids du volume d'eau est égal à 1.

Les valeurs sont obtenues avec des précisions qui peuvent être de l'ordre du 10.000ème, du moins quand il s'agit de matériaux assez grossiers. Avec les terres, surtout lorsqu'elles sont organiques, on éprouve des difficultés car il faut assurer un parfait dégazage de l'échantillon et par conséquent procéder à des humectations progressives sous vide.

Mais à côté de ces difficultés techniques, il en existe une plus fondamentale : au voisinage de la surface des argiles, il y a modification de l'arrangement des molécules d'eau et la densité du liquide varie dans cette zone. Ceci revient à augmenter la valeur du terme P_{tE} dans la formule précédente, ce qui diminue la valeur de P_{VE} et accroît ainsi la densité.

Un certain nombre de recherches ont porté sur ce phénomène et il faut signaler les résultats de E.W. RUSSEL (1935). Celui-ci, comparant la densité de diverses argiles mesurée dans un liquide non polaire et dans l'eau, montre que la densité est toujours supérieure dans ce dernier cas. Il semble qu'avec les liquides non polaires, on ait la vraie valeur de la densité. La différence entre la densité dans l'eau et dans un liquide non polaire, est sensiblement proportionnelle à la capacité d'échange de cations. Elle dépend également de la nature du cation échangeable.

Ce phénomène pose un problème très intéressant : quel est l'espace avoisinant la surface où les forces d'orientation sont suffisantes pour modifier la densité de l'eau? Ce problème a été abordé par DE WIT et ARENS (1950), en mesurant la densité de diverses argiles minéralogiquement définies en fonction de leur humidité initiale. Bien entendu, cette densité décroît avec la teneur en eau, mais il est facile de calculer la loi théorique de décroissance de la densité apparente et de comparer celle-ci avec les valeurs mesurées. Ces auteurs ont conclu qu'en-dessous de 30 % d'humidité, la densité spécifique de l'eau varierait de 0,76 à 0,71 gr/cm³. Une

valeur sensiblement identique est obtenue pour l'illite au-dessous de 30 % d'eau. Mais, plus généralement, d'autres auteurs observent un accroissement de la densité.

Toutefois, de telles déterminations sont très difficiles à réaliser avec une grande précision. Il serait certainement très intéressant, pour mieux connaître les propriétés de l'eau absorbée, de reprendre ces recherches. Nous y reviendrons dans la 2ème partie de ce cours traitant des relations Sol-Eau, la variation de densité étant un argument en faveur de la théorie de la solvatation.

b) DETERMINATION DU NOMBRE DE PARTICULES (n et ns) DE L'ECHANTILLON

La détermination de n peut s'effectuer de différentes façons. Pour les particules fines, on peut les compter sur des dépôts examinés au microscope électronique. Il faut toutefois se méfier car, au cours du dépôt, les particules peuvent s'associer bord à bord ou face à face, et les volumes examinés peuvent être différents des volumes existant en suspension.

Dans la suspension elle-même, c'est l'ultra-microscope qui permet d'effectuer les comptages. Rappelons que les particules dont la taille peut être inférieure au pouvoir de résolution de l'appareil d'observation, apparaissent alors comme des points plus ou moins brillants en fonction de leur dimension et de la différence entre les valeurs de leur indice de réfraction et de l'indice du milieu dans lequel elles baignent.

Mais dans les études concernant plus particulièrement la texture, les comptages peuvent se faire au microscope ordinaire, la dimension et la forme sont alors évaluées directement avec une certaine précision. J.CHRETIEN (1971) par exemple, travaillant sur des échantillons de sables fins tamisés, a effectué des comptages sur 5 à 10 mg donnant de 2 à 3000 grains.

Voici, ramené au nombre de grains par gramme (n_g), le résultat de comptage, en double:

matériaux	comptage n° 1	comptage n° 2
billes	198 800	225 900
sables du Morvan	416 700	423 900

l'erreur est donc de 2 à 10 % environ.

Mais l'examen des résultats obtenus par cet auteur pour différents matériaux, va permettre de mettre en évidence l'influence d'une autre caractéristique des grains: leur forme (tableau 8).

L'examen du tableau 8 fait apparaître clairement une relation entre le nombre spécifique qui détermine le volume élémentaire de la particule et la forme de celle-ci. Nous reparlerons ultérieurement des critères de forme: nous en voyons dès à présent apparaître l'importance.

Cette observation conduit à mettre en cause le concept de "particule" et les hypothèses concernant les méthodes de détermination de la taille. La mot particule évoque inévitablement l'idée d'un volume de petite taille, mais plus ou moins isodimensionnel, se rapprochant de la sphère ou du cube. On voit que cette hypothèse a un sens assez large puisque, de la sphéricité parfaite des billes indice 1 à un indice d'arrondi déjà assez médiocre de 0,427, le nombre spécifique et le volume

TABLEAU 8

Origine des particules	nombre spécifique n_s	volume spécifique de l'échantillon H_s	volume d'une particule v^*	Indice d'arrondi
Billes	198 800	0,380	1911	1
Sable de Fontainebleau	199 300	0,378	1895	0,427
Sable du Morvan	423 900	0,378	891	0,211
Sables des Maures (micacés)	745 000	0,360	483	0,160

$$* v = \frac{V_s}{n_s}$$

restent sensiblement identiques. Mais lorsque la dissymétrie s'accroît, c'est le cas du sable des Maures en particulier (indice 0,160), les divergences deviennent sensibles.

C'est lors de la séparation par tamisage que ces différences se manifestent. Les schémas de la figure 4 concrétisent le problème.

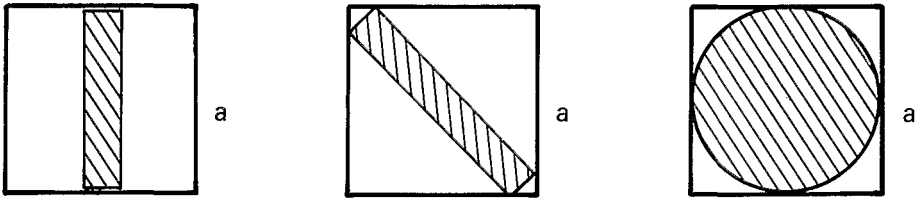


Fig. 4.

Positions possibles de plaquettes et d'une sphère face à un trou de tamis schématiquement représenté par un carré de côté a.

On constate que pour une particule sphérique, il n'y a pas d'ambiguïté, elle passe ou ne passe pas, suivant que son diamètre est inférieur ou supérieur à l'ouverture de la maille de tamis.

Par contre, la façon dont une plaquette se présente devant l'ouverture permet d'assurer ou non son passage, même si sa longueur dépasse a. Ainsi, en admettant une plaquette dont l'épaisseur est le 1/10 de la longueur, au lieu d'une valeur a correspondant au côté de la maille, la plaquette passera suivant la diagonale avec une longueur de 1,285 a. Mais toutes les particules lamellaires ayant une longueur inférieure à a, passent comme les sphères. En admettant une épaisseur de 1/10, le volume d'une particule supposée carrée sera:

$$V = a \cdot a \cdot \frac{a}{10} = \frac{a^3}{10} = 0,1 a^3$$

La sphère de diamètre a aurait un volume de $0,523 a^3$, soit un rapport de volume de 1 à 5 entre la sphère et une plaquette. Les résultats obtenus par CHRETIEN avec des billes ou un sable où domine le mica, diffèrent de l'ordre de 1 à 4 (483 à 1911). On retrouve bien les ordres de grandeur que nous avons évoqués.

Ce problème de la dissymétrie des particules réapparaîtra dans divers chapitres. Il en résulte que certains matériaux vont présenter des propriétés spécifiques en raison de leurs formes. Il faut également se rendre compte du caractère arbitraire du résultat des analyses granulométriques lorsqu'elles portent sur les matériaux dissymétriques.

c) EVALUATION DE LA SURFACE SPECIFIQUE (S_v)

Pour présenter les principes de cette évaluation, il faut imaginer que les particules ont la même dimension. On peut alors écrire:

S = n.s. où S est la surface des n particules constituant l'échantillon

P_t = n.p. où P_t est le poids de l'échantillon

V = n.v. où V est le volume de l'échantillon,

s , p , v , étant respectivement la surface, le poids et le volume d'une particule.

Nous avons

$$\frac{S}{V} = \frac{n s}{n v} = S_u$$

$$S_u = \frac{s}{v}$$

S_u représentant la surface de l'unité de volume du matériau.

Il faut alors faire des hypothèses sur la forme des particules et nous verrons d'ailleurs que la valeur du rapport est assez constante si les particules ont des volumes sensiblement isodiamétriques.

Pour une sphère,

$$s = 4 \pi R^2$$

$$v = \frac{4}{3} \pi R^3$$

$$\frac{s}{v} = \frac{4 \pi R^2}{\frac{4}{3} \pi R^3} = \frac{3}{R} = \frac{6}{D}$$

Ainsi, connaissant le rayon des particules, on peut calculer la surface spécifique. Si les particules étaient cubiques, on aurait:

$$\frac{s}{v} = \frac{6 a^2}{a^3} = \frac{6}{a}$$

La seconde formule est identique à la première, on remplace simplement le diamètre de la sphère par l'arête du cube.

Mais les particules peuvent avoir la forme de plaquettes. Imaginons-les chacune sous la forme d'un prisme droit à base rectangle, de côtés a, b et d'épaisseur c,

$$\begin{aligned} s &= 2 ab + 2 bc + 2 ac \\ v &= a b c \end{aligned}$$

Si l'on faisait $a = b = c$, on retrouverait la formule correspondant au cube.

En supposant l'une des dimensions $a = 1$, les autres égales à b' et c' , les formules deviendraient:

$$\begin{aligned} s &= 2 b' + 2 b'c' + 2 c' \\ \text{et } v &= b' c' \end{aligned}$$

On aurait ainsi un coefficient de forme qui pourrait s'écrire :

$$f = \frac{2(b' + b'c' + c')}{b'c'}$$

multiplié par la dimension de référence, on pourrait alors calculer la surface réelle d'une particule dissymétrique.

En posant $a = b = 1$, ce qui suppose une particule à base carrée, on peut écrire:

$$\frac{s}{v} = \frac{2a + 4c}{c} = \frac{2a}{c} + 4$$

En supposant $c = 0.1$ $a = 1$

$$\frac{s}{v} = 4 + \frac{2}{0.1} = 24$$

Si la particule était symétrique, on aurait:

$$a = b = c = 1$$

$$\frac{s}{v} = 6$$

La surface des particules dissymétriques est donc quatre fois plus grande que celle d'un même groupe de particules de forme cubique ayant comme arête la grande longueur de la particule dissymétrique. C'est sensiblement le résultat trouvé par CHRETIEN (1971) pour $c = 0,1$.

Le plus souvent, on ne dispose pas de caractéristiques de formes et les particules sont de taille variable ; le problème consiste à évaluer la surface d'une masse de particules caractérisées par deux diamètres extrêmes $D_1 D_2$.

La surface S de la sous-classe de particules de poids p et de diamètre D va être calculée en fonction de la loi de distribution. Supposons un rectangle inclus dans un histogramme tel que celui - hachuré - que représente la fig. 5 : $M_{D_1 D_2}$ est le poids de particules total défini par les diamètres D_1 et D_2 . Un poids P de particules de diamètre D est égal à l'ordonnée du rectangle, d'où :

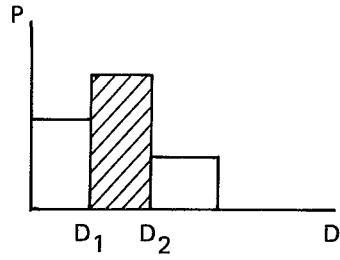


Fig. 5

$$P = \frac{M}{(D_2 - D_1)}$$

si $D_2 > D_1$

Effectivement, un rectangle infiniment petit correspondant à une largeur dD représentera un poids élémentaire

$$dM = PdD = \frac{M}{(D_2 - D_1)} \cdot dD$$

La masse totale de particules

$$M = \int_{D_1}^{D_2} \frac{M}{(D_2 - D_1)} dD$$

D'où
$$M = \left[\frac{MD}{(D_2 - D_1)} \right]_{D_1}^{D_2}$$

$$M = \frac{M(D_2 - D_1)}{(D_2 - D_1)}$$

Ayant ainsi défini une loi de distribution des poids de particules en fonction des diamètres, passons à la surface.

$$dS = PdD \cdot \frac{6}{\Delta_s D}$$

$$= \frac{M \cdot 6}{(D_2 - D_1)} \frac{dD}{\Delta_s D}$$

$$S = \frac{6M}{\Delta_s(D_2 - D_1)} \int_{D_1}^{D_2} \frac{dD}{D} = \frac{6M}{\Delta_s(D_2 - D_1)} [\text{Log } D_2 - \text{Log } D_1]$$

$$S = \frac{6 M}{\Delta_s (D_2 - D_1)} 0,4343 (\log D_2 - \log D_1)$$

Mais nous avons vu que, le plus généralement, l'histogramme est tel que les abscisses sont logarithmiques.

Nous aurons donc:

$$dM = PdD = \frac{M}{[\log D_2 - \log D_1]} d \log D = \frac{M 0,4343}{[\log D_2 - \log D_1]} \frac{dD}{D}$$

$$\text{car } d \text{ Log } D = 0,4343 d \log D$$

$$\text{ou } M = \int_{D_1}^{D_2} pdD = M \frac{0,4343}{[\log D_2 - \log D_1]} \int_{D_1}^{D_2} \frac{dD}{D}$$

$$\text{d'où } M = \frac{M 0,4343}{[\log D_2 - \log D_1]} (\text{Log } D_2 - \text{Log } D_1)$$

$$M = \frac{M}{[\log D_2 - \log D_1]} (\log D_2 - \log D_1)$$

Le calcul de la surface de l'échantillon conduit à écrire:

$$dS = PdD \frac{6}{\Delta_s D} = \frac{M}{(\log D_2 - \log D_1)} d \log D \frac{6}{\Delta_s D}$$

$$\text{d'où } dS = \frac{M 0,4343}{(\log D_2 - \log D_1)} \frac{dD}{D} \frac{6}{\Delta_s D}$$

le terme $\frac{0,4343 dD}{D}$ étant la dérivée de $\log D$

$$\text{d'où } dS = \frac{6}{\Delta_s} \frac{M 0,4343}{(\log D_2 - \log D_1)} \frac{dD}{D^2}$$

L'intégration, pour D variant de D_1 à D_2 , donne

$$S = \frac{6 M 0,4343}{\Delta_s [\log D_2 - \log D_1]} \left[\frac{1}{D_1} - \frac{1}{D_2} \right]$$

Cette formule est très voisine de celle proposée par ZUNKER (1921). Celui-ci supposant que la densité des constituants des sols est constante ainsi que leur forme, supprime les coefficients correspondants en envisageant les rapports

$$\frac{S_s}{S_{O_s}}$$

ce qui donne

$$U_{cm}^{-1} = \frac{0,4343 \left[\frac{1}{D} - \frac{1}{D_2} \right]}{[\log D_2 - \log D_1]}$$

Comme pour S il faut multiplier U_{cm}^{-1} par le poids de la fraction pour avoir sa surface. S_{O_s} étant la surface de la particule unitaire de poids 1, le terme densité Δ_s n'apparaît donc pas, il caractérise son calcul par la valeur U_{cm}^{-1} .

Par conséquent, en multipliant les résultats de sa formule par le poids de la classe de particules, le résultat exprime le nombre de surfaces égales à la surface unitaire, présentes dans l'échantillon.

La valeur U_{cm}^{-1} est assez souvent utilisée par les chercheurs de l'école hollandaise à la suite des travaux de HOOGHOUTD. On trouvera dans le tableau 9 des analyses granulométriques de sables et la valeur U_{cm}^{-1} correspondante.

TABLEAU 9

Composition de 6 sables marins de finesse croissante (d'après MI FAHMY, 1961)

N° d'échantillon	Classe % (en mm)											Val. U_{cm}^{-1}						
	0,016-	0,050-	0,050-	0,075-	0,075-	0,105-	0,105-	0,150-	0,150-	0,210-	0,210-		0,300-	0,300-	0,420-	0,420-	0,600-	0,600-
1	0.1	0.6	0.6	1.0	1.9	13.5	45.2	29.6	5.8	1.4	0.3	29						
2	0.1	0.2	0.3	2.5	50.5	42.0	3.8	0.5	0.1	0	0	49						
3	3.9	8.9	24.9	45.8	10.4	2.2	1.7	1.3	0.6	0.2	0.1	102						
4	9.0	22.7	36.5	25.1	3.5	0.8	0.7	0.7	0.6	0.3	0.1	136						
5	17.5	36.3	35.7	8.5	0.9	0.6	0.2	0.2	0.1	0	0	175						
6	56.4	39.9	1.6	0.6	0.8	0.5	0.1	0.1	0	0	0	270						

On constate qu'il est possible de caractériser une granulométrie par une surface. Toutefois, les formules utilisées dépendent de la représentation de la relation poids-diamètre que l'on choisit. La formule de ZUNKER suppose que les diamètres-limites des classes soient assez rapprochés pour que la représentation à l'aide de l'histogramme ne fausse pas trop la réalité. On peut enfin faire une dernière remarque : dans le cas des particules isodimensionnelles, pour avoir la surface d'une classe, on multiplie le poids par la surface unitaire, calculée à partir du diamètre moyen. Avec des particules très dissymétriques, la situation est différente.

Reprenons le cas de la formule donnée pour une plaquette à base carrée ($a = b = 1$):

$$S_u = \frac{s}{v} = 4 + \frac{2a}{c}$$

a étant le côté, et c l'épaisseur de la plaquette.

Si c est de l'ordre de $0,01a$, $S_u = 4 + 200$. Or la valeur 4 correspond aux surfaces latérales : on voit qu'elle est presque négligeable. Par conséquent, l'importance du pourtour devenant négligeable, la surface latérale des plaquettes est donc peu importante, à la condition que l'épaisseur soit très faible par rapport à la surface basale: c'est cette épaisseur qui en définitive détermine l'ordre de grandeur de la surface.

Par ailleurs, nous avons choisi de détailler le calcul des surfaces en partant d'un histogramme, car il correspond à un cas pratique fréquent. Mais il est évident que si l'on connaît la fonction

$$p = f(D)$$

on peut opérer d'une manière différente.

On aura

$$M_{(D_1, D_2)} = \int_{D_1}^{D_2} f(D) dD$$

et

$$S_s = \frac{6}{\Delta_s} \int_{D_1}^{D_2} f(D) \frac{dD}{D}$$

Dans les formules précédentes,

$$p = f(D) = \frac{M}{D_2 - D_1}$$

et

$$p = f(D) = \frac{M}{\log D_2 - \log D_1}$$

Les surfaces ainsi évaluées permettent de prévoir le comportement physique des matériaux dans la mesure où le diamètre des particules est suffisamment grand.

A partir de la taille des limons et plus particulièrement des argiles, les surfaces évaluées en utilisant la dimension des particules s'écartent parfois très sensiblement de la réalité. Il faut en venir aux mesures directes. Citons parmi celles-ci l'utilisation de la méthode B.E.T. (voir FRIPIAT *et al.*, 1972) basée sur l'adsorption d'azote au voisinage du point d'ébullition. L'hypothèse de base consiste à admettre qu'en un point donné de la courbe, la surface est recouverte d'une couche monomoléculaire d'azote. Connaissant le volume adsorbé, on peut donc calculer la surface totale, à partir de celle de la molécule de N_2 .

La méthode de HARKINS et JURA (voir FRIPIAT *et al.* 1972) est basée sur les propriétés des films adsorbés; elle ne s'applique également qu'aux grandes surfaces

qui fixent des quantités suffisantes de substances pour qu'on puisse déterminer celles-ci avec une précision convenable.

Signalons enfin la méthode de HENDRICKS et DYAL (1950) qui repose sur la formation d'une couche monomoléculaire de glycol correspondant à un point singulier de la courbe de désorption de ce corps lorsqu'il a été fixé en assez grande quantité sur le matériau à étudier. Là encore, on suppose que les molécules de glycol qui sont de forme allongée, se disposent côte à côte sur la surface (1 mmg recouvre alors 3,22 m²). Cette dernière valeur nous montre qu'il est difficile de déterminer par ces méthodes des surfaces de quelques m²/gr. Celles-ci correspondraient à des particules de forme cubique de densité 2,5 dont l'arête serait de l'ordre de 6 μ. On peut dire que les méthodes de mesure directes de la surface peuvent ainsi se raccorder avec les évaluations établies à partir des analyses granulométriques.

d) NOMBRE DE PARTICULES ET CONTACTS

A mesure que la dimension des particules décroît, le nombre des particules par unité de volume ou de poids de l'échantillon croît très rapidement. Si l'on pose

$$n_s = \frac{1}{v}$$

on obtient avec des particules cubiques, a étant l'arête,

$$n_s = \frac{1}{a^3}$$

Pour 1 cm³ de matériel au départ, le nombre de particules en fonction de la valeur de l'arête, varie de la manière suivante :

a _{cm}	n _s
1	1
0,1	10 ³
0,01	10 ⁶
0,001	10 ⁹
0,0001 (1μ)	10 ¹²

Si on imagine les particules en contact avec M voisines, on aura donc pour des particules de 1μ de côté,

M.10¹² surfaces de contact;

on constate que les phénomènes qui se manifestent à ce niveau sont multipliés dans une proportion considérable. Nous retrouverons les conséquences de cette géométrie en étudiant la cohésion.

BIBLIOGRAPHIE

BETREMIEUX R. 1965 - C.R.Ac. Agr. p. 347

CHAUVEI A. et PEDRO G. 1967 - C.R.Ac. Sc. Tome 264 p. 2089

CHRETIEN J. 1971 - Ann. Agr. Vol. 22 p. 615

C.R. Congrès int. de l'A.I.S.S. Leningrad-Moscou 1930 Vol. 1 p. 162

DEMOULON A. et BASTISSE E.M. 1934 - C.R.1ère commission de l'A.I.S.S. Versailles p. 47

DE WIT et ARENS 1950 - Congrès int. Sc. Sol. Amsterdam Tome 2 p. 59

DOEGLASS 1962 - Bull. Gr. Fr. des Argiles Tome XIII n°8 p.8.

Cités par FRIPIAT J.J., CHAUSSIDON J. et GELLI G. 1972 - Physico-chimie des phénomènes de surface I Vol. Masson Paris.

GRAS R. et BETREMIEUX R. 1963 - Rapport non publié.

HENDRICKS et DYAL 1950 - Amsterdam Vol. 2 p. 71.

HENIN S. et BOSQUET G. 1964 - C.R. Ac. Agr. p. 842.

HENIN S. et TURC L. 1949 - C.R. Ac.Agr. p. 35.

HOOGHOUTD S.D. 1934 - C.R. 1ère Commission de l'A.I.S.S. Versailles p. 213.

KFFEN B.A. et COUTTS J.R.H. 1928 - J. of Agr. Sc. Vol. 18 p. 740.

MERIAUX S. 1958 - C.R. Ac. Agr. p. 799.

MERIAUX S. 1962 - Bull. Gr. Fr. des Argiles Tome XIII n°8 p. 19.

MONNIER *et al.* 1962 - Ann. Agr. Vol.13 p. 55.

MI FAHMY 1961 - The influence of clay particles on the hydraulic conductivity of sandy soils - thèse (Wageningen).

RIVIERE M.A. et RIVIERE A. 1962 - Bull. Gr. Fr. des Argiles Tome XIII n°8 p. 15.

RUSSELL E.W. 1935 - C.R. 3ème Congr. int. A.I.S.S. Oxford Vol.1 p. 48.

RUSSELL J.C. et WEHR F.M. 1928 - Am. Soil Survey Ass. Bull. n°9 p. 354.

BUTHUETRI et MONNIER G. 1973 - Ann. Agr. Vol. 24 p. 401.

ZUNKER F. in Handbuch der Boden Lehre 1921 - Tome VI p. 98 Berlin.

CHAPITRE II

STRUCTURE

La structure du sol, c'est-à-dire celle du milieu dans lequel vont se dérouler les processus physiques, va conférer à ceux-ci leurs caractères particuliers. C'est donc la partie essentielle de cet ouvrage. C'est à partir de la notion de structure qu'il faudra étudier les phénomènes qui seront décrits ultérieurement . L'étude de la structure sera divisée en trois chapitres:

- A. Définition et méthode d'étude
- B. Dégradation de la structure
- C. Régénération de la structure

A. DEFINITION ET METHODE D'ETUDE

La structure est caractérisée par la manière dont sont assemblés les divers constituants du sol. On définit également la structure en utilisant les conséquences de ces assemblages. Ceci conduit donc à deux grandes subdivisions. La première concerne la forme et la dimension des particules, la seconde les conséquences de leur assemblage: il s'agit de la porosité et de l'ameublissement.

a) FORME ET DIMENSION DES CONSTITUANTS

1. Le concept d'agrégat

Pour un certain nombre d'auteurs, l'étude de la structure consiste essentiellement à décrire des associations de particules constituant des assemblages de tailles croissantes. Au bas de l'échelle se trouveraient, suivant cette conception, des éléments composites formés de l'assemblage des éléments inertes du squelette par des éléments actifs colloïdaux: argiles, humus, hydroxydes ou gels. Ces petits

éléments reçoivent alors le nom d' "agrégats". Ils sont considérés comme des "molécules" de sol. Il serait plus logique de les considérer comme des monomères si l'on suivait la pensée des inventeurs de cette idée. Ces agrégats associés les uns aux autres donneraient naissance à des volumes de taille de plus en plus importante: ce sont les agglomérats et les mottes que l'on peut observer en examinant le terrain en place. De tels volumes ont été parfois nommés "faux agrégats". Pour les partisans de cette conception, les matériaux dont les constituants élémentaires ne sont pas agglomérés par des ciments sont considérés comme étant *sans structure*; ce serait le cas des sables. Une telle conception nous semble erronée. Une masse de particules se présente nécessairement avec une disposition relative de ses composants, donc avec une structure.

Suivant cette théorie, on peut distinguer une microstructure caractérisée par la distribution des agrégats en fonction de leurs tailles, et une macrostructure correspondant à la distribution des mottes. résultats de l'association des agrégats en fonction de leurs dimensions.

Bien entendu, ceci implique que l'on puisse définir les conditions d'existence de ces agrégats et donner des tailles de référence. D'après les méthodes utilisées, la dimension de l'agrégat se situerait vers 50, 250 ou 2.000 μ suivant que l'on considère les données d'un test physico-chimique, telle qu'une analyse d'agrégats, ou la taille des particules apparaissant à l'observation sur le terrain.

L'application de ces concepts conduit à caractériser la structure en évaluant la taille des fragments qui résultent soit d'une simple séparation mécanique sans traitement préalable, soit d'un traitement considéré comme étant peu agressif (Méthode B) (C.R. A.I.S.S., 1930).

2. Détermination de la taille des agglomérats

Semi-quantitativement, on classe les agglomérats en 5 groupes d'après leur taille, et l'on utilise ces groupes pour caractériser la structure (Glossaire de Pédologie 1969). On a ainsi (tableau 10):

TABIEAU 10

Classe de particules ou de structure	Structure grenue ou lamellaire	Structure cubique ou polyédrique	Structure prismatique ou colonnaire
Très fine	< 1 mm	< 5 mm	< 10 mm
Fine	1 à 2 mm	5 à 10	10 à 20
Moyenne	2 à 5	5 à 20	20 à 50
Grossière	5 à 10	20 à 50	50 à 100
Très grossière	> 10 mm	> 50	> 100

Pour les éléments dissymétriques, c'est la plus grande dimension qui définit la taille des agglomérats.

Mais pour des études précises, on essaie d'atteindre la taille réelle en procédant à des séparations par tamisage. Il est évident que pour les particules très

dissymétriques, la séparation par tamisage définit mal le matériau, et que probablement la mesure de quelques fragments choisis au hasard peut donner une appréciation tout aussi valable.

Même pour des particules isodimensionnelles, il est très difficile de définir correctement les conditions d'un tamisage, surtout dès qu'on atteint des dimensions de quelques millimètres. En effet, en secouant le tamis, les particules peuvent se casser ou s'user quand elles sont sèches, s'agglomérer quand elles sont humides. Il faut donc limiter le tamisage dans le temps et l'opération n'est concevable que pour caractériser la structure de terrains de même nature ayant été soumis à des traitements différents tels que : application d'engrais, travail du sol, action des racines des végétaux, etc...

Voici à titre d'exemple quelques résultats obtenus par KEEN (1931) sur des échantillons prélevés dans des parcelles d'un même sol ayant été soumis à des traitements différents (tableau 11).

TABLEAU 11

Taille en mm	Avant travail du sol agglomérats %	Après travail à l'aide d'une houe rotative agglomérats %
> 38	36,7	13,2
38 à 12,7	22,4	17,1
12,7 à 6,3	9,6	13,2
6,3 à 3	22,9	43,6
< 3	8,4	12,9

Le tamisage a été effectué par passage de la terre séchée à l'air sur des tamis à mailles carrées. Les résultats font bien ressortir l'effet de division de la houe. Pour comparer ces ensembles de données, les auteurs prennent en compte soit des poids de mottes de tailles supérieures ou inférieures à des valeurs choisies, soit comme KEEN (1931) la surface des particules, en les supposant de forme cubique, à l'aide de la formule

$$S = \frac{P_t}{\Delta} \cdot \frac{6}{a}$$

a étant l'arête moyenne des particules d'une classe de dimension donnée, Δ la densité apparente des agglomérats.

Quand on opère sur de la terre humide, à la fragilité des agglomérats s'ajoute une autre difficulté: la formation de boulettes dues à leur association. Pour éviter ce phénomène, plusieurs auteurs ont proposé d'opérer dans divers liquides peu actifs sur les propriétés des terres, le xylène par exemple (RUSSELL 1938). Dans une certaine mesure, ces conditions atténuent les effets secondaires que les auteurs voulaient éviter, mais les conséquences de la fragilité sont plutôt accentuées. Il faut dire que des techniques de cette nature sont rarement utilisées.

Parmi les causes de la fragilité des particules, il faut signaler les fissures pré-existantes préparant une fragmentation des mottes lors du tamisage. On a tenté de faire apparaître ces constituants potentiels en faisant agir des corps organiques plus ou moins polaires. Ceux-ci, en diminuant la cohésion de la terre, facilitent la rupture

à partir de zones moins cohérentes, et l'on pourrait ainsi révéler une granulométrie correspondant à l'existence de fragments plus résistants et non fissurés auxquels on pourrait réserver, suivant les idées exprimées plus ou moins explicitement, le nom d'agrégats. Nous décrivons des résultats récents obtenus par BUI HUU TRI (1968).

Le but de cet auteur était de mettre en évidence l'action de division des racines sur un sol. Cet effet se manifestait macroscopiquement par l'apparition de nombreuses fissures qui n'allaient cependant pas toujours jusqu'à délimiter des volumes concrets.

Les traitements suivants ont été appliqués à divers échantillons d'un même matériau, qui ont été :

- 1) humectés et tamisés dans l'eau
- 2) humectés sous vide et tamisés dans l'eau
- 3) humectés dans l'alcool à 60 % et tamisés dans l'eau
- 4) humectés dans l'alcool à 95 % et tamisés dans l'eau
- 5) humectés et tamisés dans l'alcool à 95 %
- 6) prétraités avec le chlorure de cétypyridinium, humectés par l'eau sous vide et tamisés dans l'eau.

Les résultats sont présentés dans le tableau 12.

TABLEAU 12

Taille mm	% de particules en fonction des traitements					
	Numéros des traitements					
	1	2	3	4	5	6
>3	0,7	7,9	16,1	40	60,5	58,0
3 - 2	0,3	2,4	4,1	3,8	5,0	4,8
2 - 0,5	2,8	33,6	34,6	24,3	21,0	20,0
0,5 - 0,2	12,8	19,4	14,1	7,2	5,4	6,4
<0,2	83,3	36,6	31	24,6	8,0	9,0

L'extrême diversité des résultats montre combien la croyance en l'existence d'agrégats caractéristiques du sol est peu fondée, au moins pour ce matériau. Par contre, le fait que les traitements 5 et 6 donnent des résultats pratiquement équivalents, permet de supposer qu'il existe dans ce matériau des volumes de terre ayant une individualité suffisamment marquée pour caractériser l'échantillon puisque les résultats sont constants pour des traitements assez différents.

Un tel procédé permet donc d'isoler certains éléments structuraux potentiels qui seraient probablement plus résistants que les autres à une évolution ultérieure. Il serait nécessaire d'établir la relation existant entre ces particules et ce que révèle l'examen morphologique. Dans la mesure où ils existerait une coïncidence suffisante, on pourrait alors parler d'analyse d'agrégats.

Cependant, cette expérience montre que ces fragments ne sont pas résistants à l'action directe de l'eau, ainsi que le montre le traitement 1. Nous verrons ultérieurement que, si on veut caractériser le comportement des particules de terre vis-à-vis de l'eau, c'est-à-dire caractériser la stabilité de la structure, il faut avoir recours à d'autres procédés. La méthode utilisée ici permettrait plutôt de caractériser un état de la structure à un instant donné. Il n'est toutefois pas certain que cette méthode puisse être appliquée avec le même succès à tous les types de sol.

En résumé, si l'on peut actuellement caractériser divers échantillons d'un même matériau, en fonction de leur histoire, il ne semble pas que l'on puisse déterminer, pour des matériaux différents, une granulométrie caractéristique de particules susceptibles d'être considérées comme un premier groupe de constituants dont l'association formerait les éléments de la structure. La voie ouverte par les travaux de BUI HUU TRI montre toutefois qu'il est pensable d'arriver à ce résultat si la technique utilisée pouvait être généralisée.

Comme on le constate, la difficulté primordiale consiste à trouver des techniques permettant de définir la taille des particules et de caractériser les agrégats. Nous y reviendrons ultérieurement.

3. Etude morphologique des agrégats

Pour un deuxième groupe de chercheurs travaillant par observation directe, l'existence d'une structure va se traduire par un arrangement déterminé par la forme et la dimension des constituants. L'étude du matériau s'effectue suivant une certaine progression. On part de l'assemblage élémentaire, c'est-à-dire de la manière dont les particules granulométriques sont associées les unes aux autres. Puis on étudie les fragments résultant de leur assemblage présentant des formes diverses, et ce sont ces formes qui vont caractériser la structure. En effet, les pédologues parlent d'une structure prismatique, granulaire etc... caractérisant ainsi l'arrangement par la forme des fragments qui sont associés. Cette synecdoque est la source de nombreuses confusions. Elle pèse sur la clarté des expressions en obligeant parfois à utiliser des périphrases assez lourdes. Néanmoins, comme il s'agit d'un usage courant, nous adopterons cette expression pour présenter la pensée des auteurs (Glossaire, 1969). Cette conception de l'agrégat est évidemment différente de celle présentée au paragraphe précédent. Par ailleurs, les spécialistes utilisent dans ce domaine une nomenclature pléthorique. Or, on ne peut, scientifiquement parlant, donner un nom qu'aux objets qu'on peut définir sans ambiguïté. Il faut donc non seulement connaître des formes types, mais les différentes modifications qu'elles peuvent prendre en fonction des conditions du milieu.

Nous allons considérer maintenant la description de la structure aux deux niveaux de l'assemblage élémentaire et de la structure proprement dite.

● *L'assemblage élémentaire*

Les volumes élémentaires résultent eux-mêmes de l'association des constituants granulométriques. La disposition des sables de différentes dimensions et des ciments fait, depuis une quarantaine d'années, l'objet de descriptions systématiques, celles-ci ayant pour but de définir l'assemblage élémentaire. Les méthodes utilisées et les systèmes de description forment un chapitre de la Science du Sol nommé, suivant KUBIENA, la micropédologie (1938) qui est actuellement la micromorphologie (voir à ce sujet A. JONGERIUS 1972). Ces descriptions font appel à un certain nombre de concepts :

— *Le squelette* est l'assemblage des particules monocristallines indépendantes ou constituées par une association très stable de celles-ci : les pseudo sables. Ces

particules ont une taille supérieure à 2 μ . Elles sont caractérisées par les courbes d'analyse granulométrique. Le squelette recouvre ainsi les notions de "sable" et de "limon".

— *Le plasma* est constitué par la masse des particules dont la taille est si petite que la forme ne peut être distinguée à l'œil nu ou au microscope. Ses constituants s'identifient à ce qui a été considéré autrefois comme "colloïde". Pratiquement, le plasma est constitué par la fraction inférieure à 2 μ isolée à l'analyse granulométrique, c'est-à-dire l'argile.

Il faut y inclure les colloïdes organiques évolués et dans une certaine mesure, les ciments non dispersés par une méthode analytique donnée, qui restent associés à des éléments du squelette pour former des pseudo-particules. Quand le plasma présente un aspect homogène, il est dit *asépique*. On le dit *sépique* s'il présente des zones différenciées.

— *Les cutanes* sont des couches de plasma qui se sont différenciées et généralement orientées, donnant naissance à des phénomènes de biréfringence en lumière polarisée, soit autour de grains du squelette, soit à la limite des fissures. Les spécialistes appellent "*pedes*" les mottes limitées par les cutanes. A certains égards, on pourrait considérer les *pedes* comme des agrégats. On trouve aussi des cutanes à la périphérie des galeries formées par les animaux tels que les vers de terre.

— *Les glébules* sont des inclusions opaques à forme définie.

— *Les pores* sont des cavités non occupées par la matière solide.

Si ces concepts permettent de décrire des plaques minces, il faut également leur associer un certain nombre de dispositions systématiques observées par KUBIENA (1938) lui-même, correspondant aux différentes possibilités d'association du plasma et du squelette.

Grains de sable nus

Agglomératique

Grains nus isolés, masse colloïdale déposée dans cavités

Intertextique

Masse colloïdale reliant les grains nus

Porphyropectique

Grains englobés dans masse colloïdale - pas de cavités, mais les grains séparés sont nus.

Grains de sable avec cutane

Chlamydomorphe

Grains vêtus entourés d'argile

Plecto-amictique

Les grains entourés d'argile sont reliés entre eux par une masse colloïdale souvent orientée

Porphyropeptique

Grains englobés dans masse colloïdale - pas de cavités - les grains séparés sont recouverts d'une cutane.

Ces assemblages peuvent être observés sur des plaques minces. On peut constater également en examinant des fragments de terre au laboratoire ou même en place. Dans ce dernier cas, il est possible de décrire l'état de la microfaune et surtout de la microflore du sol, quand les individus peuvent être distingués à l'aide d'une bonne loupe ou d'un binoculaire. Les traités modernes de micromorphologie (JONGERIUS, 1972) font état d'une nomenclature qui s'enrichit rapidement de

termes nouveaux. Mais il faut réserver les noms à la désignation de formes ou d'états ayant une certaine généralité et pouvant être définis sans ambiguïté. L'utilisation de plus en plus fréquente des ordinateurs imposera un minimum de discipline aux naturalistes. L'emploi de ces appareils implique en effet que les données qui sont introduites soient parfaitement distinctes les unes des autres et clairement définies.

● *Les constituants de la structure et leur nomenclature*

Les constituants granulométriques assemblés suivant les modalités qui viennent d'être décrites forment généralement des ensembles cohérents. Ils sont plus ou moins fragmentés : c'est à ces fragments que l'on attribue les noms d'agrégat, d'agglomérat ou de motte. Nous aurons à plusieurs reprises l'occasion de discuter de cette terminologie. Rappelons que récemment un groupe de pédologues français (Glossaire 1969) a décidé d'appeler "agrégat" une unité *naturelle* tridimensionnelle d'un assemblage cohérent et défini de particules élémentaires. Dans la classification qui va suivre, les agrégats correspondraient à ce qui est désigné comme "structure fragmentaire". Cette notion de *naturel* dans l'esprit des auteurs, paraît correspondre à des fragments séparés nettement et spontanément sous l'influence des divers facteurs dont le sol est le siège. Pour que ce concept soit pleinement satisfaisant, il faudrait pouvoir isoler ces assemblages, c'est ce qui a été discuté précédemment.

Ces volumes ont des formes plus ou moins régulières, des tailles variables. L'étude morphologique de la structure implique que l'on sache les décrire (NIKIFOROFF, 1961 - BRYSSINE, 1954). La nomenclature que nous proposons est relativement simplifiée. La forme des particules sera présentée en suivant une classification tenant compte également de leur constitution.

— Structure à éléments particuliers

Il s'agit essentiellement des éléments du squelette qui se séparent aisément les uns des autres, comme c'est le cas pour les sables d'une dune ou bien un cailloutis déposé par une rivière. Ces éléments sont alors décrits en fonction de leur taille en cailloux, graviers, sables grossiers, sables fins, sables très fins et limons. Dans ce dernier cas, il devient difficile de distinguer à l'œil nu la dimension des constituants, et on dit que les constituants sont de type "cendreuse", expression qui tend à être abandonnée.

Quand il s'agit d'éléments organiques, c'est surtout la forme qui est décrite : ils sont alors "fibreuse" (racines) ou "feuilletés" (couches de feuilles superposées). De tels constituants ont été considérés comme matière organique libre : ils sont séparables par des méthodes physiques, triage mécanique ou densité (HENIN et TURC, 1949 - MONNIER *et al.*, 1962).

— Structure continue ou fondue

Dans ces conditions, on ne peut plus parler de constituants, puisque l'ensemble est noyé dans une masse plus ou moins continue. A l'état sec, celle-ci donne l'impression d'un béton. Quand certains terrains sont examinés à l'état très humide, il arrive que l'on ne puisse plus distinguer les éléments constitutifs qui apparaissaient quand ils étaient examinés à l'état sec. On parle alors de structure "fondue" ou "boueuse".

Bien que les structures continues correspondent la plupart du temps à des matériaux renfermant une certaine quantité d'éléments colloïdaux, celle-ci peut néanmoins être faible. Il n'y a pas alors de différences nettes entre l'état d'un matériau à structure particulaire et celui d'un matériau à structure continue.

Pour faire une distinction, on peut convenir que l'on considérera comme structure particulaire, celle pour laquelle les matériaux s'écrasent entre les doigts quand on essaie de rompre un fragment, et comme structure continue celle qui, après rupture, donne quelques fragments nets et cohérents. Pour tenir compte de cette continuité, on parlera de "structure particulaire cohérente" et de "structure continue fragile".

Par ailleurs, il est rare qu'une structure soit parfaitement continue sur une grande surface. Là encore, on peut passer insensiblement de la notion de "fragment" à la notion de "couche continue".

Les fragments peuvent être caractérisés d'après leurs dimensions qui peuvent aller de la "concrétion" (qui s'apparente alors aux constituants d'une structure mono-particulaire, les particules étant complexes, tels que les pseudo-sables) à la couche "continue" (qui sera une "croûte" quand il s'agit de calcaire ou de gypse, un "alios" ou une "couche indurée" quand les constituants sont des hydroxydes ou de la silice).

Enfin, on peut distinguer ces matériaux d'après leurs constituants. Dans le type *ciment*, tous apparaissent sensiblement de même taille : dans le type *grès*, des sables plus ou moins grossiers sont enrobés dans une masse d'hydroxydes ou de calcaires ; dans les types *poudingues* ou *brèches*, les éléments arrondis ou anguleux de la taille des graviers ou des cailloux sont noyés dans une masse d'éléments plus fins qui les assemblent.

— Structure fragmentaire

On peut distinguer deux types extrêmes

a) les éléments sont *anguleux*, mais ils se différencient par le fait qu'ils sont isodimensionnels ou que l'une ou deux de leurs dimensions sont privilégiées.

Quand les dimensions sont égales, on parle de type "cubique". Si une dimension domine les autres, ce sont les types "prismatiques". Quand leur sommet est arrondi, on a un sous-type "columnaire".

Quand deux dimensions dominent, on a soit des "plaquettes", si la troisième dimension est encore notable, soit des "lamelles" si elle est très petite.

On parle parfois de "structure squameuse" pour les lamelles fines à bords relevés, que l'on rencontre parfois à la surface du sol ou sur les dépôts d'argile. Celles-ci devraient, en toute logique, être appelées "squames", et cette oscillation permanente entre la caractérisation de la structure par un qualificatif de forme et la définition de la forme du constituant traduit bien la difficulté due à la mauvaise formulation de ces propriétés que nous avons signalée dans l'introduction.

b) Les éléments peuvent être *arrondis*. Si les particules sont particulièrement petites, on parle de structure "grenue". S'il s'agit de volumes plus importants, on distingue le type "nuciforme" rappelant l'ellipsoïde allongé et un type "sphéroïdal" si toutes les dimensions sont sensiblement égales. Dans le cas des éléments très petits, on parle de structure farineuse, expression qui tend à être abandonnée : on dira qu'il s'agit d'agrégats très fins.

Entre le groupe des constituants arrondis et celui des éléments anguleux, apparaissent deux classes intermédiaires :

- un type *polyédrique* dont les formes sont irrégulières, mais qui présentent des angles vifs ;
- un type *grumeleux* présentant des contours irréguliers mais arrondis.

S'il est relativement aisé de définir quelques types comme ceux qui figurent dans la liste qui vient d'être établie, il est beaucoup plus délicat, en pratique, de décrire une structure. En effet, assez fréquemment, on obtient non pas un type de forme, mais plusieurs.

De ce point de vue, on est souvent amené à distinguer des sur-structures et des sous-structures. Ces dernières se manifestent de la façon suivante: un sol qui révèle une structure prismatique au début de sa dessiccation peut, lors d'une dessiccation ultérieure, laisser apparaître des éléments structuraux cubiques, en plaquettes ou même polyédriques; ce sont les éléments d'une sous-structure. Au contraire, en particulier dans les sols travaillés, il peut se constituer des éléments structuraux de forme polyédrique ou même grumeleuse. Après une première humectation, lors du retrait qui va caractériser la dessiccation suivante, on peut voir se superposer à ces éléments structuraux, un nouveau système de fissures qui tend à délimiter des éléments prismatiques: c'est une sur-structure. Dans le cas où il existe de telles sur-structures, il est évident que les fragments ainsi délimités résultent de l'association d'agglomérats de plus petite taille. Mais il existe des sols dans lesquels n'apparaissent ni sur-structures, ni sous-structures, mais où cependant des amorces de fissures peuvent être observées dans la masse des agglomérats. Il existe donc un début de fragmentation dont il est difficile de tenir compte dans la description des structures, mais dont on a déjà vu les conséquences en étudiant les propriétés de ces matériaux.

Par ailleurs, on observe dans un même horizon des particules de taille et même de forme plus ou moins variables. On parlera par exemple d'éléments allant de polyédrique à cubique, ou de grumeleux à polyédrique.

De même en ce qui concerne les dimensions, on peut dire que les mottes ont une taille allant de 5 à 10 cm etc..., ou qu'il s'agit de structure mixte ou intermédiaire. Cette notion de dimension avait conduit les chercheurs de l'école russe en particulier à parler également de macro et de micro-structure (SOKOLOVSKY, 1933). Le macro-structure résulterait de l'association des particules visibles à l'oeil nu sur le terrain. Elles sont équivalentes à celles dont la morphologie a été décrite précédemment. Toujours selon cette conception, la microstructure était constituée par les petites particules séparées par agitation dans un liquide.

Ces définitions reflètent clairement l'idée que le sol est formé d'abord par l'association des éléments du squelette cimentés par une fraction colloïdale, et que ces petites particules sont à nouveau assemblées pour constituer ces différentes classes de particules par les techniques appropriées.

Rappelons que la séparation des constituants de la microstructure, constituants qui semblent être assimilés aux agrégats, devait faire l'objet d'une méthode d'analyse dite Méthode Internationale B, le nom de Méthode Internationale A étant réservé à l'analyse granulométrique permettant de définir la texture, c'est-à-dire les constituants élémentaires (C.R. Cong. int. Moscou 1930).

En fait, aucune technique ne peut être considérée actuellement comme Méthode Internationale B ; tout au plus peut-on établir un certain parallélisme entre

les notions d'assemblage élémentaire et de microstructure, d'agglomérat et de macrostructure; mais il n'existe aucun accord entre les chercheurs pour préciser une telle position. Nous n'en parlerons nous-mêmes que pour établir un parallélisme entre les différents concepts. Nous verrons d'ailleurs que, sur le plan de l'arrangement, les concepts de micro- et de macrostructure ont un autre sens et correspondent à des types de porosité différents.

● *Les matières organiques et leur distribution dans le sol*

La distribution des matières organiques dépend, dans une très large mesure, de leur état. Les formes très évoluées, acides fulviques, humiques et l'humus, sont généralement étroitement associées à la fraction argileuse dont elles modifient le comportement. On parle du complexe argilo-humique. C'est ce complexe qui intervient lors de l'étude de l'assemblage élémentaire.

Toutefois, dans certains sols pauvres en particules minérales de petite taille, les matières organiques, même évoluées, forment des assemblages indépendants. C'est ainsi que dans l'horizon B₁ des podzols, les grains de sable peuvent être enrobés par des pellicules constituées surtout d'acides humiques et fulviques, et que l'on trouve également des amas de ceux-ci dans des assemblages intertextiques. D'une manière générale, la matière organique évoluée, bien qu'elle agisse intensément sur les propriétés du milieu, ne se distingue pas à l'oeil nu de la matière minérale. Quand la matière organique est peu évoluée, les fragments présentent des aspects particuliers, fibreux, feuilletés. Ils ont été décrits comme constituants de la structure. Les pédologues, de leur côté, ont défini un certain nombre de types d'humus: Mor, Moder, Mull, Anmoor etc... en fonction de la proportion de matières organiques libres ou liées et de leur distribution par rapport à la matière minérale.

Un autre problème concerne la description de la distribution des racines. Sur des types de sols très argileux, on voit souvent apparaître une couche pouvant atteindre 10 cm d'épaisseur appelée "matte", de structure fibreuse, comprenant 70 à 80 % de racines, mal décrite par les pédologues. Dans les sols sablonneux, par exemple les arènes granitiques en zone montagneuse, on retrouve ce type de structure de la matière organique, mais il n'y a plus discontinuité entre couche organique et couche minérale. En une quarantaine de centimètres, on passe à une masse minérale perforée de racines contenant 4 à 5 % de matière organique.

Pour séparer la matière organique de la matière minérale, on procède à des lessivages pour entraîner la matière minérale et à des séparations par densité pour isoler les matières organiques fines, non liées à la fraction minérale (HENIN et TURC, 1949) (MONNIER, TURC, JEANSON, 1962).

Un problème spécifique consiste à décrire l'enracinement. Lors de l'étude du profil cultural, le système racinaire peut être décrit qualitativement, mais il est particulièrement important de fixer la profondeur d'enracinement pour préciser la couche de sol exploitée. GRAS (1961) caractérise la zone exploitée de la manière suivante: la limite supérieure est fixée par la première racine rencontrée, et la limite inférieure par la profondeur à laquelle on rencontre encore des racines ayant un diamètre donné, choisi en fonction des espèces. Cette technique vaut pour les plantes ligneuses à grand développement. HUGUET (1973) détermine le nombre d'intersections des racines avec des segments de droites horizontaux pris comme repères, les tranchés d'observation ayant la forme d'une spirale logarithmique pour

ne pas sectionner l'ensemble des racines trop près du tronc. Par ce procédé, on met en cause la distribution en fonction de la direction et de la distance.

La méthode la plus précise consiste à employer un panneau muni de pointes verticales (ROTMISTROFF, MASCHAAUPT, WEAVER : voir SCHUURMAN et GOEDEWAAGEN, 1965). Le panneau a une dimension correspondant à la profondeur de l'enracinement, et une largeur suffisante pour couvrir un intervalle entre deux lignes de végétation. Les pointes ont une longueur d'une dizaine de centimètres. Elles sont disposées en quinconce et écartées de 5 cm. L'ensemble est enfoncé sur une coupe verticale. Le panneau est coupé en avant des pointes, dégagé du sol, puis la terre entraînée par l'eau. Les racines sont maintenues à peu près en place par les pointes. Elles peuvent être séparées, pesées etc...

Une autre technique, moins précise en ce qui concerne l'étude de la distribution des racines, mais mieux adaptée à l'étude pondérale, consiste à faire des prélèvements par carotages. Les sondes ont des diamètres compris entre 50 et 90 mm, de 20 à 25 cm de longueur, elles sont enfoncées verticalement dans le sol. La carotte extraite est immergée dans l'eau en présence d'un dispersant de l'argile. La terre est entraînée par agitation, les racines étant recueillies sur un tamis. Les fractions les plus fines de la matière organique peuvent être séparées de la terre par densité.

On peut également mesurer la section totale des racines. BONZON a imaginé un appareil constitué par une plaque de verre sur laquelle les racines sont étalées. Un faisceau lumineux focalisé par une lentille et une cellule photo-électrique permettent de mesurer par variation de l'intensité lumineuse les surfaces occupées par les racines. Le problème consiste surtout à définir les conditions de prélèvement des échantillons (BONZON B. et PICARD D., 1969).

Enfin, on peut mesurer la longueur L des racines d'un prélèvement grâce à la technique de NEWMAN (1966). Il faut alors procéder par comptage. Dans ce but, les racines extraites d'un volume connu de terre sont étalées sur une surface transparente quadrillée et l'opérateur note le nombre d'intersections de racines avec le quadrillage. Soit N ce nombre. On détermine alors une grandeur I égale au produit de C (nombre d'opérations de comptage effectuées pour l'échantillon total) par D, longueur réelle des lignes tracées sur la surface repère quadrillée:

$$I = C D$$

La longueur totale des racines

$$L = \frac{\pi N S}{2.1}$$

où S est la surface de la plaque d'observation.

La longueur spécifique (L_s), c'est-à-dire la longueur de racines par unité de poids est:

$$L_s = \frac{L}{P_t}$$

où P_t est le poids de l'échantillon de terre.

Mais la donnée la plus importante est la longueur volumique (L_v), c'est-à-dire la longueur de racines par unité de volume de sol en place :

$$L_v = \frac{L_s P_r \cdot \Delta a}{P_t}$$

P_r étant le poids de racines présentes dans un P_t d'échantillon et Δa , la densité apparente du matériau.

Cette méthode a été vérifiée par BUI HUU TRI (1968); les résultats obtenus sont reproductibles avec une bonne précision, mais la mise en oeuvre est malheureusement laborieuse.

La choix entre les différentes techniques dépend des objectifs que les chercheurs veulent atteindre.

4. Profil pédologique et profil cultural (S. HENIN, R. GRAS, G. MONNIER 1969)

Bien qu'il soit exceptionnel d'étendre la notion de structure au profil, il nous semble qu'il s'agit ici d'une lacune dans l'attitude des chercheurs. En effet, le sol constitue un système. C'en est un pour le pédologue qui considère que le profil dans son ensemble représente la conséquence d'une évolution, les horizons exprimant la résultante de l'action des différents processus ayant produit la différenciation du profil. C'en est un pour le physicien du sol, dans la mesure où les propriétés globales du sol résultent des propriétés des divers horizons. Par exemple, la formation d'une zone engorgée peut résulter du fait qu'il existe des horizons perméables surmontant des horizons imperméables... La notion de filtre complexe exprime ce fait. L'étude des propriétés physiques d'un sol en place implique donc au préalable une description qualitative ayant pour objet de préciser à partir de leur structure les différents horizons du sol, ce qui permettra de caractériser chacun d'entre eux.

Il se trouve que les interventions humaines aboutissent à créer, même dans un matériau parfaitement homogène, des couches discernables par leur structure. De même, le fait que certains facteurs naturels comme la pluie ou le gel affectent plus les couches superficielles que les couches profondes, conduit ainsi à les différencier en modifiant leur état physique, et aboutit à créer un profil.

Le concept de profil cultural a été imaginé pour rendre compte de cette situation. Il résulte également d'une étude descriptive du milieu. Ce préalable est nécessaire à toute étude rationnelle du sol. Par exemple, s'il se forme en surface une croûte de battance, il est évident que celle-ci doit être étudiée séparément. Sa porosité, ses propriétés mécaniques sont autant de paramètres dont la valeur va modifier le comportement global du profil. On pourrait faire les mêmes remarques en ce qui concerne la semelle de labour, couche parfois très mince différenciée par l'action de cisaillement du soc de la charrue et le roulement des pneus du tracteur. L'utilisation de ce concept fait l'objet d'un autre ouvrage. Nous ne reviendrons donc pas sur ce thème correspondant à des applications pratiques; nous retiendrons cet exemple qui montre qu'il est nécessaire, pour effectuer une étude physique correcte des propriétés des sols, d'associer des observations qualitatives et des mesures physiques, de manière à raisonner les processus qui se déroulent dans le sol.

En définitive, l'extension à un sol en place des mesures de laboratoire implique une connaissance des profils, pédologiques et/ou structuraux. Cette connaissance permet également de choisir et de définir les échantillons qui seront ultérieurement soumis aux diverses méthodes d'étude.

b) LES CONSEQUENCES DE L'ASSEMBLAGE

Il ne s'agit plus de caractériser la forme des agglomérats constitutifs de la structure et leur arrangement, mais les conséquences de leurs dispositions: la porosité et l'ameublissement, qui vont être étudiés dans les paragraphes suivants.

1. La porosité

● Définitions

On appelle "porosité" (P) d'un système le rapport du volume non occupé par la matière solide au volume total: ainsi, un volume V de terre en place peut se décomposer en:

V_s : volume occupé par la matière solide
et V_v : volume non occupé par la matière solide

$$V = V_s + V_v$$

$$P = \frac{V_v}{V}$$

$$P = \frac{V_v}{V_v + V_s}$$

Cette définition correspond à un usage courant chez les pédologues, les agronomes, et d'une manière générale les écologistes.

Les mécaniciens du sol parlent plus fréquemment de l'indice de vide I_v :

$$I_v = \frac{V_v}{V_s}$$

En divisant par V_s les termes de l'équation définissant la porosité, il vient:

$$P = \frac{I_v}{I_v + 1}$$

d'où l'on tire

$$I_v = \frac{P}{1-P}$$

Les valeurs de P et de I_v sont généralement exprimées en pourcentage; d'où par

exemple $P \% = \frac{V_v}{V} \cdot 100$

La mesure de la porosité a l'avantage de caractériser le sol tel qu'il est; P représente le volume disponible pour l'écoulement des fluides, (1-P) le volume de

terre. Tout ce qui est lié à celui-ci est proportionnel à $(1-P)$. Par exemple, le poids de terre contenu dans l'unité de volume est égal à $\Delta_S (1-P)$, Δ_S étant la densité absolue de la terre sèche. La teneur en eau ou en éléments chimiques rapportée à l'unité de poids de terre est ramenée à l'unité de volume de terre en place en multipliant ces valeurs par $\Delta_S (1-P)$, produit égal à Δ_a .densité apparente.

I_v au contraire caractérise les propriétés du matériau; le gonflement ou la contraction sont beaucoup plus directement exprimés à l'aide de ce concept. Voici quelques valeurs de la porosité et de l'indice de vide suivant divers auteurs:

	P %	I_v
sable peu compact	46	0.85
sable compact	34	0.51
argile glaciaire humide	55	1.2
argile glaciaire sèche	37	0.6
bentonite humide	84	5.2

d'après J. CASTET et G. SANGLERAT (1964)

tourbe	80
vieil herbage	47.3
moyenne de 53 sol de culture	40.0
argile à silex	39.9
sable grossier	38.8
limon compact	34.1

d'après A. DEMOLON (1944)

Cette définition de la porosité n'est toutefois pas suffisante. En effet, la notion de "pore" ne caractérise pas un vide quelconque, mais des espaces de relativement petite dimension. Spontanément, on ne parlera pas de la porosité d'un tas de pavés, alors qu'on parlera de la porosité d'un tas de sable. Il n'y a pas de règle permettant de préciser le diamètre maximum de ce qu'on peut appeler un "pore". Néanmoins, comme ces espaces vont être le siège d'un certain nombre de phénomènes concernant le stockage ou la circulation des fluides, on peut prendre comme référence l'une des relations physiques qui régissent les processus de cette nature. Si l'on considère l'ascension capillaire, on peut estimer que la limite supérieure des pores se situe vers des diamètres de 2 à 3 mm, correspondant à l'existence de phénomènes capillaires nettement sensibles, c'est-à-dire des succions de l'ordre de quelques millimètres d'eau. Si on limite la porosité à de telles dimensions, il faudrait trouver un terme général pour parler des vides, et en particulier de ceux ayant une dimension supérieure. Il semble que l'expression "espace lacunaire" pourrait être satisfaisante. Aucune attitude générale n'est toutefois adoptée à ce sujet.

Sur le terrain, les pédologues français ont proposé l'échelle suivante pour décrire les lacunes du sol apparaissant entre les éléments structuraux qui ont été décrits (Glossaire 1969) :

Volume des vides: faible - très faible - assez important - important - très important.

En ce qui concerne les pores qui, dans le document cité (Glossaire 1969), sont considérés comme les vides apparaissant dans ou entre les fragments constituant les mottes, on distingue:
très fin (< 1 mm) - fin (1 à 2 mm) - moyen (2 à 5 mm) - large ou grossier (> 5 mm).

Actuellement, on tend à effectuer des mesures directes de porosité à partir de plaques minces, et ceci suivant diverses techniques. Une méthode relativement simple consiste à comparer les pores avec des surfaces de référence de diamètre choisi. On pointe pour chacun des pores présents sur la plaque mince la surface de référence ayant sensiblement la même aire et on effectue la somme de ces surfaces, on a ainsi une évaluation de la porosité. Une telle technique suppose bien entendu que la porosité puisse être considérée comme le produit de la surface de la section par l'épaisseur de l'échantillon d'où elle provient.

Les comparaisons qui ont été faites montrent qu'au-dessus de 50 μ les accords sont assez satisfaisants. C'est là un point important, car nous verrons plus loin que d'autres méthodes d'appréciation du diamètre des pores sont en défaut au-delà d'une certaine dimension. La méthode optique directe permet donc de combler une lacune, c'est-à-dire d'effectuer des mesures là où d'autres méthodes ne sont pas applicables (JONGERIUS *et al.*, 1972). Inversement elle ne permet pas d'évaluer la porosité très fine; généralement, pour les matériaux minéraux, cette porosité est quantitativement la moins importante.

On tente également d'évaluer la porosité totale par l'absorption d'un flux lumineux. Pour qu'une telle technique fournisse des résultats satisfaisants, il faut éliminer certaines sources d'erreurs, ce qui conduit à des appareils relativement coûteux, tel que le Quantimet. JONGERIUS *et al.*, (1972) ont indiqué les conditions d'utilisation et donné des exemples de résultats que l'on peut obtenir avec ces types d'appareils.

En plus de ces notions de dimension, il faut faire intervenir des notions de formes. L'application des théories physiques au filtre que constitue le sol, implique le plus généralement que l'on adopte une forme géométrique donnée pour les pores. En réalité et ce que montre déjà abondamment l'étude morphologique, les espaces libres présents dans le sol ont des formes extraordinairement variées. A diverses reprises, lors de l'étude des phénomènes de circulation de l'eau saturante dans les sols, de l'hystérésis du cycle dessiccation-humectation, cette irrégularité de l'espace poral constituera un élément essentiel de l'explication des phénomènes. Mais en dehors de la forme géométrique telle qu'on peut la définir par une section transversale ou longitudinale du milieu, la porosité peut être définie en fonction de quelques caractéristiques très générales. Celles-ci se saisissent particulièrement bien quand on étudie des matériaux poreux rigides comme la craie, les laves et certains granits altérés. Nous suivrons dans cette présentation la démarche de GRAS (1972).

Il existe tout d'abord des pores fermés. L'existence d'une telle porosité ne se manifeste que par une diminution de la densité réelle du matériau qui devient une densité "réelle apparente". Dans ce cas, V_v , le volume non occupé par la matière solide, peut être divisé en V_{vo} et V_{vf} , ces deux termes exprimant le volume ouvert (V_{vo}) et le volume fermé (V_{vf}); le volume total d'un échantillon de terre

$$V = V_s + V_v$$

$$\text{ou } V = V_s + V_{vf} + V_{vo}$$

Tout se passe dans le cas des pores fermés, comme si $V_s + V_{vf}$ était égal à V'_s , volume de la matière solide. La densité de la matière solide est:

$$\Delta'_s = \frac{P_{ts}}{V'_s}$$

P_{ts} étant le poids du volume de substance considérée. Quand il y a occlusion, $\Delta_s > \Delta'_s$ car

$$\Delta'_s = \frac{P_{ts}}{V_s + V_{vf}} \quad \text{alors que} \quad \Delta_s = \frac{P_{ts}}{V_s}$$

Quand la taille des fragments de matière solide est du même ordre de grandeur que le volume des occlusions, celles-ci disparaissent. Aussi est-ce en mesurant des densités absolues sur des échantillons broyés de plus en plus finement qu'il est possible de mettre en évidence l'existence d'une porosité fermée.

Le volume V_{VO} de la porosité ouverte peut lui-même se subdiviser. En fonction de la forme des pores, on distingue: les canalicules, c'est-à-dire des chapelets de pores ou de cavités qui atteignent deux faces opposées du solide, et les porosités en doigt de gant ou en U, c'est-à-dire qui n'ont qu'une ouverture ou qui débouchent par deux ouvertures sur la même face. Cette distinction est très importante vis-à-vis de l'imprégnation du milieu par des liquides. S'il s'agit de canalicules, quand on mouille le solide par l'une de ses faces, l'eau ne rencontre aucun obstacle lorsqu'elle pénètre le solide, l'air pouvant s'échapper par l'autre extrémité du système de pores. Par contre, dans les pores en doigt de gant ou en U, l'eau qui pénètre emprisonne les gaz inclus dans l'échantillon et ces gaz exercent une contre-pression qui s'oppose à la pénétration de l'eau.

Dans un matériau constitué par un assemblage de particules, les notions de porosité en doigt de gant ou en U ne semblent pas applicables. Par contre, si de l'eau pénètre un tel assemblage dans certaines conditions, par exemple si on le plonge brutalement dans une masse de liquide, celui-ci pourra obstruer certains pores qui seront atteints plus rapidement et cette zone d'humectation pourra fermer certains volumes poreux qui se comporteront alors comme des systèmes en doigt de gant ou en U.

Voici un certain nombre de résultats obtenus par GRAS sur des matériaux rigides, mettant en évidence les valeurs de V_{vf} , V_{VO} (tableau 13).

TABLEAU 13

Porosité totale, Porosité ouverte et Porosité fermée pour quelques matériaux

Matériaux	Porosité	Porosité	Porosité
	totale pour cent	ouverte pour cent	fermée pour cent
Verre mousse	83,4	71,7	11,7
Pierre ponce	75	69,5	5,5
Brique réfractaire	57,7	56,4	1,3
Calcaire à milioles	40,9	40,9	0
Laves andésitiques	19,6	19,6	0
Craies	43,6	43,6	0

On constate qu'il y a assez peu de matériaux ayant une porosité fermée importante.

Le tableau 14 suivant fait apparaître les différences de volume ouvert en

fonction des conditions d'humectation, ce qui montre l'importance de la forme sur le piégeage de l'air.

TABLEAU 14
Volume occupé par l'eau en % de la porosité ouverte

Matériaux	Humectation à l'air		Humectation sous vide
	Brutale immersion 48 h	Avec précaution immersion 30 j	Avec précaution immersion 30 j
Verre mousse	5.8	31.3	96.2
Pierre ponce	33.2	58.1	89.2
Calcaire à miliole	29.3	48.5	93.3
Laves andésitiques	38.2	72.9	100.0
Craie	97.2	100.0	100.0

L'humectation brutale signifie que l'échantillon a été plongé dans l'eau. L'humectation avec précaution, que l'échantillon a été mis au contact par l'une de ses faces, puis progressivement recouvert d'eau jusqu'à immersion totale. Cette dernière opération a été effectuée soit dans l'atmosphère ordinaire, soit dans une enceinte où l'on avait fait préalablement le vide (GRAS 1972).

Les différences observées entre l'humectation brutale sous air et l'humectation avec précaution sont à attribuer au fait qu'il se constitue des culs-de-sac dus à la pénétration privilégiée de l'eau dans certaines parties de la masse. Par ailleurs, l'humectation sous vide permet d'atteindre, en principe, toute la porosité ouverte. C'est seulement dans le cas où le matériau ne serait pas mouillable qu'il pourrait exister, dans ces conditions, des espaces vides non atteints par le liquide. Le tableau 14 montre que seule la craie présente un comportement à peu près indépendant des conditions d'humectation, ce qui suppose que toute la porosité est ouverte et répartie entre des canalicules bien anastomosés et de dimensions voisines.

● *Principe des méthodes de mesure de la porosité*

D'après la définition même de la porosité P, on est amené à concevoir la méthode suivante: à l'aide d'un cylindre métallique, on prélève un volume V de terre en place. Ce volume est pesé, on connaît ainsi son poids P_E. L'humidité H_E de l'échantillon est déterminée suivant un protocole qui sera décrit ultérieurement. La différence P_E - H_E = P_t, poids de terre sèche.

$$\frac{P_t}{V} = \Delta_a \quad (\text{densité apparente}) \quad \text{ou} \quad V = \frac{P_t}{\Delta_a}$$

D'autre part,

$$\frac{P_t}{\Delta_s} = V_s \quad (\text{volume réel occupé par la terre sèche}), \quad \Delta_s \text{ étant la densité}$$

absolue.

Par définition,

$$P = \frac{V - V_s}{V} = \frac{\frac{P_t}{\Delta_a} - \frac{P_t}{\Delta_s}}{\frac{P_t}{\Delta_a}}$$

ou
$$P = \frac{\Delta_s - \Delta_a}{\Delta_s}$$

On peut alors écrire:

$$1 - P = 1 - \left[\frac{\Delta_s - \Delta_a}{\Delta_s} \right] = \frac{\Delta_a}{\Delta_s}$$

De même, nous avons vu que, par définition,

$$I_v = \frac{V_v}{V_s} = \frac{P}{1 - P}$$

Mais
$$\frac{P}{1 - P} = \frac{\Delta_s - \Delta_a}{\Delta_s} \cdot \frac{\Delta_s}{\Delta_a}$$

d'où
$$I_v = \frac{\Delta_s - \Delta_a}{\Delta_a} \quad \text{et} \quad \Delta_s - \Delta_a = I_v \Delta_a$$

En définitive,

$$\Delta_s = \Delta_a (1 + I_v) \quad \text{et} \quad \Delta_a = \frac{\Delta_s}{1 + I_v}$$

Si l'on travaille sur un échantillon de terre humide, appelons Δ_{th} la densité de la terre humide. On peut écrire:

Δ_{th} = poids de terre sèche + poids d'eau fixé dans le volume de terre.

Or, le poids de terre sèche = $\Delta_s (1 - P)$

le poids d'eau = $H_s \Delta_s (1 - P)$ où H_s est le poids d'eau par poids de terre sèche
d'où:

$$\Delta_{th} = \Delta_s [1 + H_s] [1 - P]$$

Les valeurs sont souvent exprimées en pourcentage. Si par exemple $\Delta_s = 2,6$
 $\Delta_a = 1,3$

$$P = \frac{2,6 - 1,3}{2,6} = 0,5$$

On dira que la porosité est de $0,5 \times 100 = 50 \%$

La mesure de la porosité du sol est une donnée caractéristique de l'état physique d'une couche donnée du terrain. On présente parfois les valeurs de la porosité en fonction de la profondeur, et très souvent cette valeur varie sensiblement quand on passe d'un horizon pédologique ou cultural à un autre. On peut citer comme exemple la travail récent de HUMBEL à ce sujet (1974).

Mais l'étude de certains phénomènes tels que l'influence globale de la dessiccation ou de l'humectation, l'influence du gel et peut-être plus encore celle de l'action des instruments de culture, est souvent effectuée en mesurant les variations du niveau de la surface du terrain. Il faut alors disposer d'un niveau de référence et mesurer les variations de cote de la surface du sol par rapport à ce niveau en fonction du phénomène étudié. Comme le niveau du sol est souvent assez irrégulier, on ne peut évaluer que les variations du niveau moyen. Il est donc nécessaire d'effectuer une série de mesures, celles-ci étant suffisamment fréquentes pour qu'on ait déterminé un nombre de niveaux bas et de niveaux élevés représentatifs de la moyenne de la surface. Dès 1930, RINGELMANN et BOURDELLE (1931) ont utilisé dans ce but deux piquets enfoncés profondément et servant de niveau de référence, sur lesquels était placé un fer en U matérialisant ce niveau au-dessus du terrain. A l'aide d'une série de tiges perpendiculaires au terrain, ces auteurs mesuraient la distance d'un certain nombre de points de la surface du sol à ce niveau de référence, la moyenne des valeurs fixant ainsi une cote. Puis, après que le terrain ait été travaillé ou ait subi une série de gels et de dégels, les hauteurs étaient à nouveau mesurées de la même façon, la différence des deux cotes permettant d'évaluer la variation du niveau du terrain. HENIN et ROBICHET (1950) ont par exemple employé ce procédé pour mesurer l'influence des effets du gel sur le sol.

Cette méthode a été redécouverte et utilisée par différents auteurs, en particulier pour suivre l'évolution du sol en place à la suite d'interventions culturales (KUIPERS et OUWERKERK, 1963).

On appelle "foisonnement" les accroissements de niveau du sol, dus en particulier au travail du terrain, mais également à toutes les autres actions. Il est évident que le foisonnement correspond à une augmentation de la porosité sur une épaisseur plus ou moins grande du profil, puisqu'il ne peut pas y avoir de variation dans le sens latéral.

● *Description de quelques méthodes de mesure de la porosité*

S'il est facile d'imaginer les diverses opérations qu'on vient d'énumérer, elles sont beaucoup moins aisées à réaliser. Quand le sol est sec, il arrive que le cylindre pénètre difficilement; il faut alors employer la pression ou les chocs, ce qui risque de perturber la structure de la terre: le volume prélevé ne correspond plus alors au volume réel. De même, si la terre est humide, le frottement le long de la paroi du cylindre amène une résistance qui peut s'opposer à la pénétration de la terre à l'intérieur de la sonde. L'expérience a montré que les meilleurs résultats étaient obtenus à l'aide de cylindres de 5 à 7 cm de diamètre, 3 à 4 cm de hauteur et terminés en biseau à l'une de leurs extrémités. L'appareil est posé sur une surface de terre aussi bien aplaniée que possible et poussé avec une planche maintenue bien horizontale, le cylindre devant s'enfoncer parallèlement à son axe. Avec un couteau, on arase la terre à chaque extrémité du cylindre qui est alors dégagé et pesé. Il est

évident qu'une telle méthode n'est applicable que si le matériau est suffisamment homogène. On ne peut mesurer la densité de croûtes de battance d'assez faible épaisseur, ni celle d'un sol constitué de mottes grossières. La texture doit être fine, les fragments de gravier par exemple pouvant soit basculer à l'extérieur du cylindre, laissant un vide à l'intérieur, soit au contraire être forcés à l'intérieur du cylindre en amenant une compression.

Pour éviter ces inconvénients, d'autres méthodes ont été imaginées. Tout d'abord, on peut faire une excavation dans le sol sans chercher à lui donner une forme géométrique précise. Le poids de terre extrait est pesé et le volume mesuré de la manière suivante: une membrane élastique est appliquée sur les parois de la cavité soit en y ajoutant un liquide, soit avec une pression d'air qui permet d'évaluer le volume V . Il existe dans le commerce des appareils inspirés de cette méthode: ce sont les densitomètres à membrane. Certains auteurs ont proposé de remplir la cavité avec une huile très visqueuse (BECKETT, 1928) ou même du sable et d'évaluer ainsi son volume (FREAR et ERB, 1920).

Il peut être très important d'évaluer la porosité d'une motte parce qu'il s'agit d'un gros fragment qui se détache naturellement. On peut également étudier une croûte superficielle ou un fragment d'une couche de terre sur laquelle butent des racines etc... La porosité s'évalue alors de différentes façons.

L'échantillon de terre peut être enduit d'une solution de résine qui, par évaporation, va constituer un film imperméable à l'eau. On connaîtra le volume V_E de l'échantillon en le plongeant dans l'eau ou dans un liquide quelconque de densité connue Δ_e . Le poids apparent après immersion $P_i = (P_a - P')$, le poids réel à l'air (P_a), d'où $P - P_i = P'$, poids du volume de liquide égal à celui de la motte

$$P' = V \Delta_e$$

$$\text{d'où} \quad V_E = \frac{P - P_i}{\Delta_e}$$

La suite des opérations comportera la mesure de l'humidité H de la terre ainsi que celle de la densité Δ_s de la terre sèche par la méthode du flacon.

On peut au contraire imbiber l'échantillon de terre sous vide à l'aide de pétrole. L'augmentation de poids mesure le volume de pétrole imprégnant le fragment de terre, ce qui donne directement la teneur en air, celle-ci étant égale au poids de pétrole absorbé divisé par sa densité. Si la terre est sèche ce volume est égal à V_V . Le volume V de cet échantillon saturé de pétrole peut également être déterminé par immersion dans le pétrole, comme dans le cas précédent. Enfin, il est également possible de déterminer l'humidité, ce qui permet de connaître H , le poids d'eau présent dans l'échantillon, c'est-à-dire son volume (RUSSELL E.W. et BALCEREK A. , 1944).

Ces diverses méthodes présentent l'inconvénient d'impliquer une série de mesures et, par conséquent, la précision des résultats décroît en fonction de ce nombre et de la précision de chacune des déterminations élémentaires. Depuis une trentaine d'années, une méthode de mesure directe soit du volume V_S , soit $(V_S + H)$ a été imaginée: elle est basée sur l'application de la loi de Mariotte. Soit un cylindre de volume V_0 ouvert dans l'atmosphère, dont la pression est P_0 . Si on enfonce un piston dans le cylindre de manière que l'atmosphère n'occupe plus que le volume

V_n on a la relation $P_0 V_0 = P_n V_n$, P_n étant la pression de l'air en équilibre avec le volume V_n à l'intérieur du cylindre.

Si l'on introduit à l'origine, dans le cylindre, un certain volume V_E d'un échantillon poreux, nous pourrions déplacer à nouveau le piston de manière que le volume de cylindre restant soit égal à V_n , comme dans le premier cas. Mais le volume réel d'air V_0 doit être diminué de $U = V_S + H$, c'est-à-dire du volume de terre V_S plus le volume d'eau H qu'elle contient,

$$P_0 (V_0 - U) = P'_n (V_n - U) \quad \text{avec } P'_n > P_n$$

Le volume de l'atmosphère compressible étant réduit, il faut une pression P'_n plus élevée pour amener le piston au repère V . Développons ces égalités:

$$P_0 V_0 - P_0 U = P'_n V_n - P'_n U$$

En remplaçant $P_0 V_0$ par sa valeur tirée de la première équation, il vient:

$$P_n V_n - P_0 U = P'_n V_n - P'_n U$$

$$(P'_n - P_0) U = (P'_n - P_n) V_n$$

$$U = \frac{P'_n - P_n}{P'_n - P_0} V_n$$

Cette formule permet de déterminer U avec trois mesures de pression et V_n le volume minimum. L'appareil est connu sous le nom de pycnomètre à air. Cette technique peut être facilement mise en application grâce à des appareils qui sont actuellement commercialisés. C'est une méthode assez sensible, mais qui présente des limites ou des risques d'erreur (G. TORTENSSON et S. ERIKSSON, 1936).

Pour calculer la porosité, il faut déterminer ensuite le volume V_E apparent de l'échantillon, en employant l'une des méthodes précédentes, c'est-à-dire soit l'enrobage par un film, soit l'imprégnation par un liquide non actif. On considère que le volume apparent est le volume interne du cylindre de prélèvement, si celui-ci a été obtenu par carottage. Il faut donc que l'échantillon, en particulier son humidité, ne varie pas lors de cette série de mesures. C'est pourtant souvent ce qui arrive si l'on veut déterminer le volume d'un échantillon de terre argileuse séchée à 105° : le matériau tend en effet à augmenter de poids en fixant l'humidité atmosphérique. Par ailleurs, on peut craindre que le gaz comprimé ne se dissolve dans l'humidité du sol; aussi recommande-t-on d'effectuer les mesures en accroissant la pression et en la diminuant. Si les mesures obtenues sont différentes, c'est qu'il y a dissolution ou même, dans certains cas peut-être, absorption du gaz utilisé. Quoi qu'il en soit, c'est une méthode commode, et on peut l'appliquer directement à un cylindre de terre prélevé en place ou à une motte.

La mesure de la densité apparente Δ_S peut s'effectuer par gammamétrie. Le principe est le suivant: on utilise une source de rayons gamma tels que l'americium-241 ou le caesium-137, que l'on place d'un côté de l'échantillon de

terre, et de l'autre côté on place un compteur de rayons gamma. L'absorption du rayonnement suit sensiblement la loi de BEER.

BRIDGE et COOLIS-GEORGE (1972) ont montré que, moyennant certaines précautions, on pouvait ainsi obtenir des mesures de densité apparente pratiquement identiques aux mesures effectuées par les autres méthodes.

VERNOCIL (1954) a proposé de creuser 2 trous dans le sol; on place dans l'un la source de rayons gamma, et dans l'autre le compteur. On peut ainsi déterminer la valeur de Δ_s en tenant compte de l'humidité, qui intervient également sur l'absorption du rayonnement. L'humidité est alors déterminée par une sonde à neutrons, comme nous le verrons dans le chapitre sur l'eau. On peut également opérer avec un seul trou, en utilisant la rétrodiffusion du rayonnement.

Il existe, dans le commerce, des appareils permettant d'appliquer cette méthode. Il faut toutefois procéder à un tarage préalable car la mise en place de l'appareil nécessite certaines précautions; on modifie ainsi le sol, et les densités mesurées peuvent être différentes de la valeur réelle. Voici, par exemple, en sol caillouteux, les résultats donnés par DECROIX *et al.* (1975) :

Densité par gammamétrie	Densité par mesure directe
1.50	1.646
1.485	1.583
1.50	1.790

Même lorsqu'il y a une différence systématique, les valeurs relatives présentent un réel intérêt puisqu'elles permettent de suivre l'évolution d'un sol dans le temps sans qu'il soit perturbé.

Grâce à ces divers procédés, il est possible de déterminer la porosité d'échantillons de tailles différentes. Voici les résultats obtenus par MONNIER *et al.*, (1973) (tableau 15).

TABLEAU 15

Variation de la porosité en fonction de la taille de l'échantillon de terre

Matériel utilisé	Sol en place	Mottes	Agglomérats résistants à un trait. alcool éthylique			Mottes artificielles continues
			1	2	3	
Volume total de l'échantillon	Carotte corresp. au cylindre de prélèvement	10 à 15 cm ³	2 à 8 cm ³ (vol. de l'ensemble des agglomérats)			10 cm ³
Δ_a	1,47 ± 0,07	1,66 ± 0,03	1,69	1,72	1,75	1,77 ± 0,01
Porosité P	46,4	39,4	38,6	37,6	36,0	35,6

On constate que la porosité décroît quand la taille des agglomérats diminue. Ces observations ont été généralisées sur d'autres matériaux. Elles montrent que les éléments constituant la structure sont formés par l'association de particules plus petites et plus compactes. Le fait que la densité croisse quand la taille des particules diminue jusqu'à une limite, conduit à faire l'hypothèse que ce minimum correspond à la porosité de l'assemblage élémentaire, ce serait la *porosité texturale*. L'accroissement de porosité observé avec les agglomérats de taille plus élevée serait lié à l'inclusion de volume vide entre ces particules élémentaires, ce serait la *porosité fissurale*. En plus des fissures ce volume englobe les canaux et alvéoles créés par la faune terricole.

Pour faire des mesures de porosité sur des particules de petite taille (2 à 3 mm), il a fallu adapter la méthode au pétrole. La masse de particules constituant l'échantillon est déposée dans un panier fabriqué avec une toile métallique. L'échantillon a été pesé, et l'ensemble "échantillon-panier" également. Le tout est alors immergé progressivement dans du pétrole et abandonné plusieurs heures. Le panier est ensuite sorti du pétrole et on le laisse se ressuyer. On termine le ressuyage en plaçant la base du panier au contact de papier filtre qui peut être renouvelé. On arrête le ressuyage quand les agglomérats perdent l'aspect brillant qu'ils présentaient lors de la saturation par le pétrole, pour prendre un aspect mat ; ce changement d'aspect s'effectue pour une faible variation de la teneur en pétrole: il est donc sensible.

La distinction entre ces deux types de porosité a été récemment confirmée par les travaux de BUI HUU TRI et MONNIER (1973). Ces auteurs, étudiant une série d'échantillons de terre prélevés sous prairie permanente, ont pu constater une variation linéaire de porosité en fonction de certains facteurs tels que pour ces échantillons, $P_{\text{totale}} = A + BX$

X étant un facteur lié à la capacité d'échange, A et B des coefficients. A, qui représente la porosité minimale, était égale à la porosité texturale. Suivant cette conception, il y aurait bien une hiérarchie dans les systèmes de pores et de fissures, les uns seraient liés à l'assemblage élémentaire, les autres, de dimensions plus importantes, seraient alors liés à la structure.

En dehors de ces résultats relativement récents, on savait, depuis les travaux de SCHLOESING, que la porosité des mottes était inférieure à celle d'une carotte de terre de grande dimension.

● *Dimension des pores et son évaluation*

Si la porosité doit être limitée à une taille supérieure des pores, il est très important, pour prévoir les propriétés des systèmes, de répartir cette porosité en classes de dimensions.

L'attitude la plus simple consiste à diviser le volume poral en deux classes: la macroporosité et la microporosité. Ce concept semble avoir été proposé pour la première fois par DOJARENKO (1924), la porosité capillaire étant mesurée par le volume d'eau absorbé par capillarité dans une colonne de terre. La macroporosité est alors obtenue en calculant la différence entre la porosité totale et le volume d'eau absorbé, identifié à la microporosité. Voici quelques résultats obtenus à l'aide de cette méthode par KVASNIKOFF (1927) (tableau 16).

TABLEAU 16

Diamètre des grains de terre en mm	Porosité %	Porosité capillaire % ou microporosité	Porosité non capillaire % ou macroporosité
0 - 2	49,7	44,0	5,7
1 - 2	59,0	30,3	28,7
0,5 - 1	47,5	33,5	24,0
< 0,5	49,1	48,3	0,8

Mais cette technique de mesure de la microporosité est très imprécise. Aussi les auteurs se sont-ils efforcés de choisir des conditions de mesure mieux définies et ayant en elles-mêmes une signification générale. Par exemple, on peut considérer comme microporosité le volume occupé par l'humidité correspondant à la capacité de rétention, ou encore par l'humidité équivalente. Cette dernière valeur correspond à des capillaires ayant un rayon de 1,5 μ ; suivant la loi de JURIN, la microporosité serait donc constituée par des pores ayant un diamètre inférieur à 3 μ .

Si l'on prend la capacité de rétention, on ne définit plus les pores par un diamètre, puisque l'humidité ainsi définie correspond à des succions qui varient, comme on le verra dans le chapitre sur l'eau, de pF 2 à pF 3,2 suivant qu'il s'agit de matériau sableux ou argileux. Voici quelques valeurs de la micro et de la macroporosité établies en prenant comme référence la capacité de rétention (H. BURGEVIN et HENIN, 1939) (tableau 17).

TABLEAU 17

Variation de la macro et de la microstructure d'un sol de limon sans culture par apport continu (6 ans) d'un même engrais

	Traitements				
	Nitrate de soude	Chlorure de potassium	Témoin	Carbonate de calcium	Fumier
Porosité totale	0,46	0,49	0,50	0,56	0,54
Microporosité d'après capacité de rétention	0,37	0,35	0,34	0,30	0,42
Macroporosité (ou capacité minima pour l'air)	0,09	0,14	0,16	0,25	0,12

On constate que la macroporosité varie dans une assez large mesure, en fonction des engrais et amendements qui modifient sensiblement l'état de la structure. C'est un point qui sera revu ultérieurement. La notion de macroporosité ainsi considérée est d'un emploi commode: il existe une certaine liaison entre cette valeur et l'aptitude du sol à se laisser pénétrer par l'eau.

CHILDS (1940) semble avoir tenté le premier d'obtenir une description détaillée de la répartition des pores en fonction de leur diamètre; d'autres chercheurs ont suivi cette voie. Les méthodes utilisées reposent toutes sur l'application de la loi de JURIN, c'est-à-dire que l'on efforce de déterminer soit la force de rétention évaluée par la succion d'un liquide mouillant comme l'eau, soit la résistance à la pénétration du mercure, liquide non mouillant. Le rayon R des pores est calculé à l'aide de la formule:

$$R = \frac{2\sigma \cos \alpha}{\Delta_e gH}$$

$$\sigma \left\{ \begin{array}{l} = 75 \text{ dynes cm pour l'eau} \\ = 480 \text{ dynes cm le mercure} \end{array} \right\} \text{ tension superficielle}$$

$\Delta_e gH$ = succion exercée sur les liquides mouillants ou pression appliquée aux liquides non mouillants

$$\alpha \left\{ \begin{array}{l} = 0^\circ \text{ pour l'eau} \\ = 140^\circ \text{ pour le mercure.} \end{array} \right.$$

En ce qui concerne la rétention de l'eau, les dispositifs seront décrits dans le chapitre concernant l'Eau et le Sol.

L'utilisation du mercure se réalise commodément grâce à des appareils que l'on trouve dans le commerce, les porosimètres à mercure. La technique consiste à placer dans un récipient, après avoir fait le vide, l'échantillon de terre en présence du mercure. Un dispositif permet d'appliquer une pression sur le liquide, et par conséquent de provoquer une pénétration du mercure dans l'échantillon. Il faut évidemment disposer d'une mesure permettant d'évaluer la quantité de mercure ayant envahi la porosité, et la pression correspondante. Le tableau suivant (FRIPIAT *et al.*, 1972) donne les relations existant entre une pression et le rayon des pores pour cette méthode:

Pression (atmosphère)	Rayon Å
1	75.000
10	7.500
100	750
1.000	75
10.000	7,5

Il a été montré, par ailleurs, que la structure de l'échantillon n'est pas détruite par application de pressions allant jusqu'à 3.000 atmosphères, correspondant par conséquent à une gamme assez large de porosité. Toutefois, ces méthodes sont imprécises quand les pores sont d'assez grande dimension, le liquide pouvant, suivant le cas, y pénétrer ou en sortir sous son propre poids. GRAS (1972) a montré à ce sujet que pour des particules sphériques de 0,5 mm, le remplissage n'est que de 58,9 %, et que pour 0,050 mm il n'atteint que 95 %.

Il existe une différence fondamentale entre les techniques utilisant des liquides comme l'eau, provoquant le gonflement de la terre, et celles mettant en oeuvre des liquides qui ne réagissent pas avec la fraction colloïdale, en particulier le mercure;

mais on pourrait citer également toute une série de liquides sans moment moléculaire permanent. Avec ces liquides, on détermine la distribution des pores dans le matériau sec. Quand le liquide réagit avec le matériau, celui-ci gonfle et la distribution des pores est modifiée, elle varie d'ailleurs avec la teneur en eau. C'est en fonction des situations auxquelles on veut appliquer les résultats, que l'on choisit le principe de la méthode de mesure.

Pour les porosités très fines, on peut utiliser l'absorption de corps à l'état de vapeur. Les corps utilisés peuvent être, eux aussi, actifs ou non vis-à-vis des argiles. On se retrouvera donc placé dans une situation identique à la précédente. On verra, dans le chapitre l'Eau et le Sol, comment effectuer ces mesures; mais dès à présent, il faut signaler qu'aux faibles tensions de vapeur, on peut avoir condensation sur des surfaces ou dans des capillaires. Il faut alors interpréter les résultats suivant des méthodes qui, d'ailleurs, font appel à des hypothèses qu'il faut justifier. Citons celles de CONWAY PIERCE, de CRANSTON et INKLEY exposées dans l'ouvrage cité plus haut (FRIPIAT *et al.*, 1972). Nous n'insistons pas sur ces techniques, car les porosités qui sont ainsi déterminées, intéressent des phénomènes qui sont rarement pris en considération actuellement dans les applications de la physique du sol aux problèmes de l'écologie.

● *Texture et diamètre moyen des pores*

Pour diverses applications, les auteurs ont tenté d'évaluer le diamètre moyen des pores en partant de la texture. Le modèle est celui de tubes capillaires et la base du calcul revient à supposer qu'un volume élémentaire cubique est perforé d'un certain nombre de capillaires cylindriques dont le volume total correspond à la porosité. On a ainsi:

$$P = n \pi R_e^2 \cdot l$$

n = nombre de capillaires

R_e = rayon moyen des capillaires, le choix du symbole R_e signifie que l'on considérera ultérieurement ce rayon comme efficace

l = longueur des capillaires supposés rectilignes.

Comme on raisonne sur un cube unitaire, on fait $l = 1$.

Soit S_c = surface totale des capillaires, telle qu'elle apparaîtrait si on pouvait les couper et les étaler côte à côte sur un plan.

$$S_c = n 2 \pi R_e$$

$$\frac{P}{S_c} = \frac{R_e}{2}$$

Si le sens de la porosité paraît suffisamment évident, la surface totale S_c doit être évaluée sur la base de certaines hypothèses. Les auteurs de ces calculs ont admis que cette surface était sensiblement égale à celle que l'on pouvait établir soit à partir de l'analyse granulométrique, soit, quand elle est suffisamment grande, en la mesurant directement par adsorption.

Mais ces mesures donnent S_s , c'est-à-dire la surface spécifique, donc ramenée à l'unité de poids; S_c est au contraire la surface présentée par le volume de particules constituant l'échantillon. D'où:

$$S_c = S_s \Delta_s (1-P)$$

Le produit S_s par la densité Δ_s permettant de ramener la surface au volume unitaire, $(1 - P)$ exprimant le volume de matière solide présent, il vient donc:

$$R_e = \frac{2P}{S_s \Delta_s (1-P)}$$

On constate que le rayon moyen va varier assez sensiblement en fonction de la porosité et d'une manière inversement proportionnelle à la surface totale. Mais cette surface totale S_s peut s'exprimer à l'aide du diamètre moyen D_m des particules constituant l'échantillon.

$$S_s = \frac{6}{\Delta_s D_m}$$

qui, porté dans la formule précédente, donne:

$$R_e = \frac{P D_m}{3 (1-P)} \quad \text{ou} \quad R_e = \frac{I_v D_m}{3}$$

Par exemple, pour $P = 0.5$:

$$\frac{D_m}{3} = 0,33 D_m$$

Le diamètre D_e du capillaire de rayon R_e serait $D_e = 0,66 D_m$

Si l'on prend un empilement cubique de sphères, le diamètre d'un capillaire dont les parois seraient tangentes à l'équateur de 4 sphères situées sur un même plan serait égal à $0,41 D$ pour $0,66 D$ calculé. Il est surprenant qu'en dépit des approximations qui ont été accumulées, on arrive à un accord aussi satisfaisant.

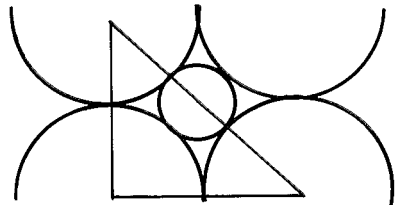


Fig. 6

On peut dire que la dimension des pores correspond à l'ordre de grandeur des particules constituant la texture, du moins dans la mesure où elles seront suffisamment distinctes dans le sol. Si elles venaient à être accolées, il faudrait diminuer la surface totale en la multipliant par un coefficient inférieur à 1. Les coefficients dont on affecte les surfaces pour exprimer le fait que leur efficacité diminue sont appelés "coefficients d'agrégation". Nous en verrons des applications en essayant d'évaluer la vitesse de filtration des matériaux à partir de leur composition granulométrique.

● *Arrangement élémentaire et formes des particules*

Il est évident qu'une connaissance cohérente de l'état physique du sol implique que l'on puisse rattacher entre elles les notions de texture, d'assemblage élémentaire et même de structure. Depuis près d'un siècle, les physiciens du sol ont essayé d'exprimer les propriétés du milieu en imaginant certaines dispositions des constituants. Une image très simplifiée consiste à supposer que l'on a affaire à un mélange de sphères de même diamètre et à envisager les différents arrangements possibles allant du cubique au rhombique. Il est intéressant de constater que les porosités que l'on peut calculer pour le même matériau correspondent, comme le montre le tableau suivant, à l'ordre de grandeur des valeurs trouvées pour des terres :

Type d'assemblage	Porosité
1. Cubique	47,67
2. Orthorhombique	39,00
3. Monoclinique	30,20
4. Rhombique	25,95

A partir de tels arrangements on peut calculer des rayons efficaces.

Néanmoins, ces modèles sont beaucoup trop simplistes et il arrive que l'on trouve des porosités plus faibles ou plus élevées.

Une première raison tient à ce que les particules constituant le sol ne sont pas isodimensionnelles. Elles ne peuvent donc donner les mêmes assemblages que les sphères. Les schémas suivants permettent de faire apparaître les possibilités d'arrangements offertes par les particules élémentaires en forme de plaquettes. Si l'on prend comme modèle des plaquettes à base rectangulaire de même taille, on peut concevoir un empilement compact pour lequel $P = 0$ (fig. 7):

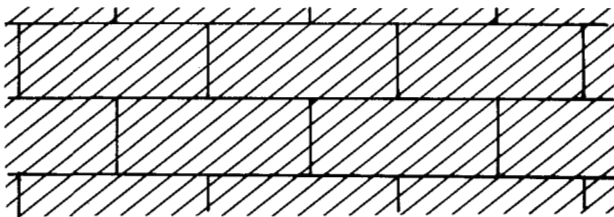


Fig. 7

En faisant glisser les éléments les uns par rapport aux autres, les particules restant parallèles, on obtient à la limite une porosité de 0,5 (fig. 8):

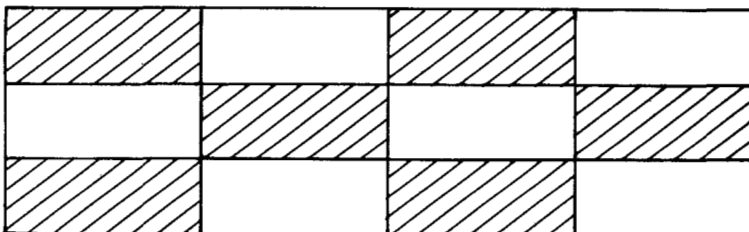


Fig. 8

Si l'on imagine maintenant une structure en château de cartes, telle qu'elle est représentée sur la figure 9, et en admettant que cette disposition se prolonge perpendiculairement au plan de la figure pour former des canalicules, la porosité P est égale à

$$P = \frac{L(L - E)}{L(L + E)}$$

rapport de l'espace libre au volume total d'une maille de cet assemblage. Cette porosité tend évidemment vers 1 quand E tend vers 0. La gamme des porosités est donc infiniment plus variée avec les particules de cette forme qu'avec des particules arrondies, et cette disposition permet de comprendre les résultats obtenus avec les matériaux dissymétriques. Ces modèles sont très importants puisque les argiles et les sables micacés ont cet aspect.

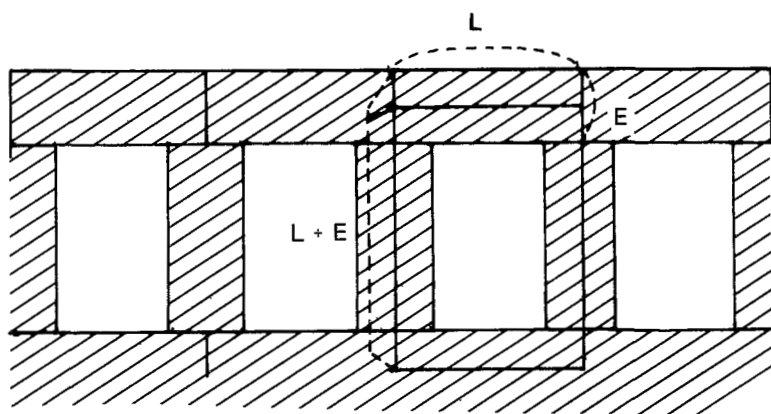


Fig. 9

On pourrait enfin aboutir à des porosités élevées en juxtaposant des volumes d'éléments ayant eux-mêmes une certaine porosité. Par exemple, en supposant que les plaquettes des schémas précédents soient constituées elles-mêmes par un assemblage de particules plus petites, de telle manière que 50 % du volume seulement soit occupé par la matière solide, le volume solide total serait donc la moitié de 50 %, d'où $P = 1 - 0.25 = 0,75$. On obtient ainsi une image schématique de la réalité. Un examen même sommaire d'une terre, montre effectivement qu'il existe divers types de porosités. L'une, intra-agrégats, résulte de l'assemblage élémentaire. C'est la "porosité texturale", les pores sont de petite taille. Les autres, résultant de l'assemblage des agrégats constitués par des pores de plus grande taille, constituent la porosité fissurale. Il existe donc dans un sol, des zones plus compactes et d'autres plus lâches que ne l'indique la valeur de la porosité moyenne, comme le montrent les mesures de MONNIER *et al.*, (1973).

L'étude de la forme des particules élémentaires constitue le domaine de la morphoscopie et de la morphométrie. Ce sont en particulier les géologues et les pétrographes qui ont imaginé les méthodes adaptées à ce genre d'études. Les techniques utilisées sont les suivantes: on prend comme référence une série de figures classées dans un certain ordre en fonction de leur forme. Ces figures sont caractérisées par des critères géométriques. L'étude d'un matériau consiste, en

observant les grains de sable sec isolés sur fond noir, à les comparer aux formes de référence. Ils reçoivent alors un indice, et une population de grains de sable peut être alors notée en fonction d'un indice moyen. On se référera pour plus de précisions concernant cette technique aux mémoires de CAILLEUX et TRICART (1967) et de VATAN (1967) qui donnent des mises au point sur ce sujet. Nous rappellerons seulement qu'on utilise souvent deux indices; l'un dit de *sphéricité du grain* qui est mesuré par le rapport de la largeur à la longueur du grain, l'autre l' *indice d'arrondi* de KRUMBEIN, est établi en comparant le grain à étudier avec une première série de figures géométriques caractérisée par le rapport:

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

La figure 10 présente les principales formes de référence et les indices de sphéricité et d'arrondi qui les caractérisent:

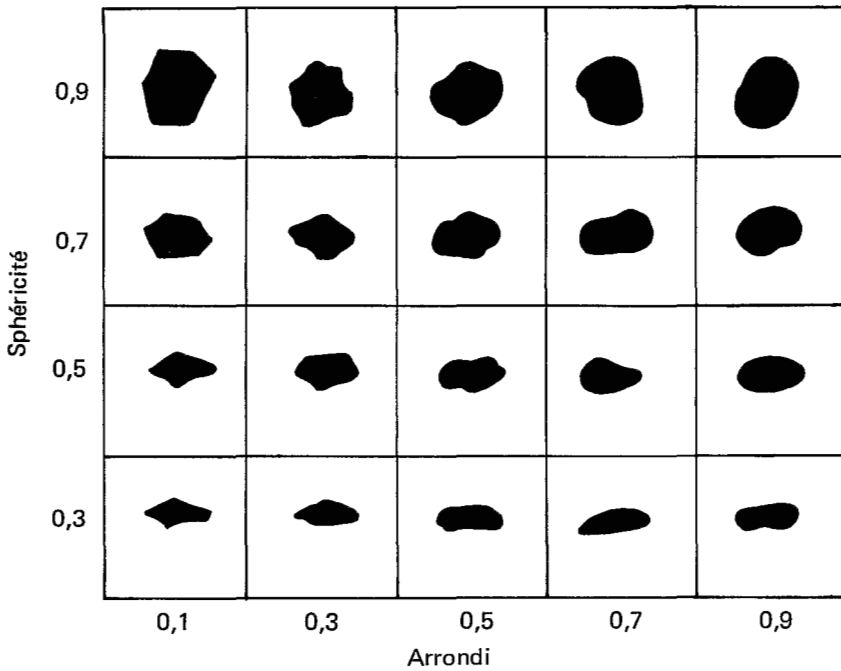


Fig. 10

Charte visuelle pour l'estimation de l'arrondi et de la sphéricité des grains de sable.

CHRETIEN (1971) à qui l'on doit une étude sur les relations entre la forme des grains et les propriétés des terres, a utilisé une série de neuf matériaux, les deux extrêmes étant constitués par des billes de verre et des plaquettes de verre légèrement broyées. Les sept matériaux intermédiaires étaient des sables extraits de différentes terres. Voici les relations trouvées entre les deux indices caractérisant ces matériaux, classés d'après leur indice d'arrondi qui semble le plus représentatif (tableau 18).

TABLEAU 18

Matériau	Indice moyen de sphéricité	Indice moyen d'arrondi
billes	1	1
sable de Fontainebleau	0,595	0,427
sable de la Saône	0,590	0,315
sable de Serre	0,560	0,303
sable du Vivarais	0,527	0,274
sable des Maures	0,235	0,160
sable du Morvan	0,481	0,211
sable de Bordereaux	0,479	0,148
plaquettes	0,398	0,140

Il existe un certain parallélisme entre la variation des indices, avec toutefois des divergences puisqu'ils ne correspondent pas aux mêmes caractéristiques physiques, l'indice d'arrondi étant plus lié à l'origine des particules (usure ou brisure), l'indice de sphéricité à la forme générale.

Les mesures effectuées par CHRETIEN (1971) aboutissent aux résultats suivants (tableau 19) :

TABLEAU 19
Porosité des sables en fonction de leur forme

Provenance	Indice sphéricité	Indice d'arrondi	Porosité sans tassement	Porosité avec tassement	Différence
Maures	0,23	0,16	70,35	55,11	15,24
Plaquettes	0,40	0,14	49,64	36,66	12,98
Morvan	0,48	0,21	60,44	51,27	9,17
Saône	0,59	0,31	48,69	38,98	9,71
Fontaineblau	0,59	0,42	47,90	37,44	10,46
Billes	1	1	38,92	33,71	5,21

Il existe une certaine relation entre la dissymétrie des particules et le volume occupé sans tassement. Ceci démontre bien la similitude existant entre les schémas basés sur l'empilement d'éléments sphériques ou prismatiques et la réalité: dès que les particules sont un peu dissymétriques on tend vers des structures en château de cartes à très forte porosité (fig. 9).

Celles-ci sont particulièrement instables puisqu'elles tendent à diminuer considérablement sous l'influence d'un tassement (comparer sable des Maures et billes, colonne "différence"). Notons que ces structures correspondent aussi à celles des gels.

- *Association de particules de tailles différentes*

Mais la texture est caractérisée par la co-existence de particules de tailles différentes. Ceci pose le problème de leur juxtaposition. En reprenant l'image des sphères, il est évident que si les constituants n'ont pas tous la même taille, il va

nécessairement se créer, dans la succession des éléments, un certain désordre. Celui-ci apparaît facilement: si l'on étale sur une surface plane des billes de même diamètre que l'on tasse dans un angle, elles s'arrangent suivant une disposition régulière; il suffit alors d'introduire quelques sphères ayant un diamètre différent des précédentes pour provoquer un désordre total dans le système. D'après cette observation, il ne semble pas possible d'établir un modèle susceptible de décrire l'arrangement des constituants de l'assemblage élémentaire. Diverses tentatives ont cependant été effectuées pour vaincre ces difficultés et les résultats obtenus montrent que les solutions possibles impliquent:

- 1°) la prise en compte d'une première hypothèse, l'arrangement d'une classe de constituants;
- 2°) la définition de règles d'interaction entre les constituants du mélange.

Voici, à titre d'exemple, une manière assez complète de traiter ce problème telle que l'ont fait FIES, HENIN et MONNIER (1972). L'hypothèse de départ consiste à admettre qu'il y a, pour chacune des deux classes de particules qui vont entrer dans un mélange, une porosité spécifique dont on retrouvera plus ou moins les conséquences dans le mélange. Celui-ci sera alors considéré en fonction des perturbations des arrangements élémentaires des groupes de particules constitutives.

Il faut fixer tout d'abord quelques données fondamentales. Dans un volume unitaire, appelons V_s le volume total de la phase solide; la porosité: $P = 1 - V_s$

On appellera B_0 le volume occupé par les éléments de grosse taille quand ils existent seuls dans le volume unitaire. Dans ces conditions

$$B_0 = V_s$$

et
$$P_{B_0} = 1 - V_s = 1 - B_0$$

P_{B_0} étant ainsi la porosité d'un ensemble de gros éléments.

Soit b_0 le volume occupé par des éléments de petite taille lorsqu'ils existent seuls dans le volume unitaire :

$$b_0 = V'_s$$

et
$$P_{b_0} = 1 - V'_s = 1 - b_0$$

D'après ces définitions mêmes, si B et b expriment respectivement une proportion quelconque en volume d'éléments de grosse taille et de petite taille remplissant le volume unitaire,

$$V_s = B + b$$

avec $0 < B < B_0$

et $0 < b < b_0$

B_0 et b_0 étant considérés comme le volume maximal pouvant être occupé par les éléments B et b .

Les lois des mélanges conduisent à préciser les valeurs de V_s en fonction des caractéristiques de chacune des classes de particules et en fonction d'hypothèses sur l'arrangement qui reviennent à définir des assemblages élémentaires. Nous allons les envisager successivement en allant des plus simples aux plus complexes.

Le mélange simple correspond au cas où les groupes d'éléments de taille B et b rempliraient de petits volumes distincts, dans le volume unitaire. Dans ces conditions, V_s serait égal à

$$V_s = x B_0 + (1 - x) b_0$$

x étant dans cet exemple la proportion d'éléments grossiers.
Posons

$$x = \frac{B}{B_0}$$

Cette valeur portée dans l'équation donnant la valeur V_s , et en réduisant au même dénominateur, il vient:

$$V_s = \frac{b_0 B_0 + B (B_0 - b_0)}{B_0}$$

Il s'agit d'une simple loi de proportionnalité et la variation de V_s en fonction de la composition doit être représentée par la droite du graphique de la figure 11. Les valeurs de B_0 et b_0 pourraient être déterminées soit à partir d'hypothèses géométriques, soit à partir de mesures réelles.

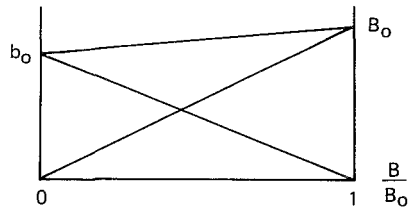


Fig. 11

On peut également calculer à partir de l'équation précédente, la valeur de b, puisque $V_s = B + b$.

$$\begin{aligned} b &= V_s - B \\ &= \frac{b_0 B_0 + B (B_0 - b_0)}{B_0} - B \\ &= \frac{b_0 (B_0 - B)}{B_0} \end{aligned}$$

(équation de la droite 1.b₀ de la fig. 11).

Il est généralement commode de passer des volumes aux poids: il suffit alors d'écrire, en partant de l'analyse granulométrique où:

G = teneur pondérale des éléments grossiers.
g = teneur pondérale des éléments fins.

$\frac{G}{G + g}$ = leur proportion respective dans le mélange

$$\frac{G}{G + g} = \frac{B \Delta_G}{B \Delta_G + b \Delta_g}$$

Δ_G et Δ_g étant les densités des particules grossières (B) et fines (b).

Etant donné les relations précédentes, par exemple celles donnant b en fonction de B, on a:

$$b = \frac{B_0 b_0 G \Delta_g}{B_0 g \Delta_G + b_0 G \Delta_g}$$

reliant ainsi les expressions en volume et les expressions pondérales. La formule donnant ainsi b en fonction des proportions pondérales, fait apparaître des arcs d'hyperboles très tendus au lieu de droites.

Il ne faut pas oublier enfin, qu'exprimé en terme de porosité,

$$P = 1 - V_s = 1 - (B + b)$$

c'est-à-dire dans l'expression précédente

$$P = 1 - \frac{b_0 B_0 + B (B_0 - b_0)}{B_0}$$

Pratiquement, ce cas correspondrait par exemple à un milieu constitué de couches homogènes superposées, de faible épaisseur, de particules grosses ou petites, ou à un système comportant des poches sableuses dispersées dans un matériau d'une autre nature. On dira qu'il s'agit d'un mélange sans interaction.

Considérons le cas d'un mélange intime des constituants : soit une matrice d'éléments fins occupant le volume b_0 de volume unitaire. Si l'on introduit dans cette matrice un élément grossier, le volume de l'élément grossier va occuper un espace rempli par un certain volume d'éléments fins et la porosité qui l'accompagne.

La proportion réelle d'éléments fins occupant l'espace unitaire est

$$\frac{b_0}{1}$$

et le volume réel d'éléments fins occupant un volume B (celui des éléments grossiers qui vont leur être substitués) est

$$\frac{b'}{B}$$

$$\text{tel que } \frac{b_0}{1} = \frac{b'}{B}$$

D'où $Bb_0 = b'$, volume réel d'éléments fins déplacé par un volume B de particules grossières. Il en résulte que le volume réel b de particules fines existant dans le milieu après introduction du volume B d'éléments grossiers sera:

$$b = b_0 - B b_0 = b_0 (1 - B)$$

Le volume V_s sera alors: $(b + B)$ ou:

$$V_s = b_0 - B b_0 + B = b_0 + B (1 - b_0)$$

et la porosité $1 - V_s$ devient:

$$\begin{aligned} P &= 1 - [b_0 + B (1 - b_0)] \\ &= (1 - b_0) (1 - B) \end{aligned}$$

C'est-à-dire que dans les conditions où cette loi des mélange est valable, la porosité est égale au produit de la porosité minimale de la matrice d'éléments fins par la *porosité matricielle* (*) des éléments grossiers. Par hypothèse, cette loi n'a de sens que jusqu'à une valeur

$$P \text{ min.} = (1 - b_0) (1 - B_0)$$

Dans ces conditions limites, les éléments grossiers sont en contact les uns avec les autres de manière à réaliser leur assemblage type qui, rappelons-le, est défini par la porosité $(P = 1 - B_0)$. Dans l'espace laissé libre entre les éléments grossiers, se trouve inséré un volume d'éléments fins ayant lui aussi son assemblage caractéristique défini par la porosité $(1 - b_0)$. Le schéma suivant (partie gauche) établi à partir d'éléments sphériques présentant l'assemblage cubique, illustre cette disposition:

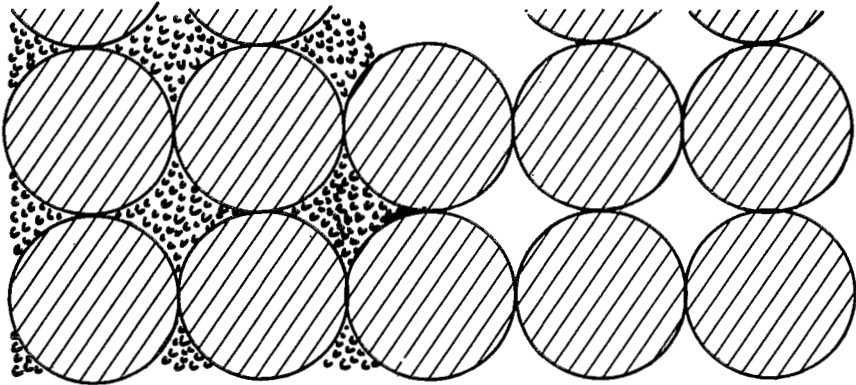


Fig. 12 Arrangement relatif d'éléments fins et d'éléments grossiers.

Il est aisé de constater que, pour que la matrice d'éléments fins puisse conserver son propre arrangement et que le raccordement de ce massif à la matrice de gros éléments (qui sera nécessairement imparfait) corresponde à un volume négligeable par rapport au volume du système, il est nécessaire que les éléments fins aient un diamètre de très petite taille par rapport à ceux des éléments grossiers.

Une fois cette disposition limite atteinte, on peut concevoir que les éléments fins soient progressivement extraits jusqu'au moment où il ne restera plus que les éléments grossiers (partie droite du schéma). Alors $V_s = B_0 + b$. On peut encore écrire, par extrapolation du cas précédent $V_s = B_0 + b_0(1 - B^*)$. B^* est tel que $B_0 < B^* < 1$. Pour $B^* = B_0$, $V_s = B_0 + b_0(1 - B_0)$. On a $P = (1 - B_0)(1 - b_0)$. On retrouve donc, à la limite, le cas précédent.

(*) C'est-à-dire la fraction du volume unitaire non occupé par les éléments grossiers.

Si l'on représente sur un graphique la composition du mélange, on obtient la figure 13. La zone 1 du volume unitaire représente l'espace vide ou porosité $[1-(B+b)]$. La zone 2 correspond à la valeur de b , et la zone 3 au volume occupé par les éléments grossiers B . On dira qu'il s'agit de mélange avec interaction.

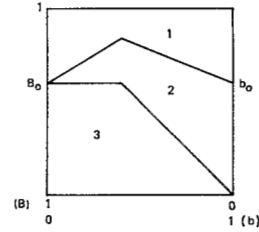


Fig. 13

S'il est plus intuitif de présenter ces résultats en fonction des volumes occupés, on peut aussi les exprimer en fonction des compositions pondérales.

Les droites symbolisant la variation des teneurs en volume des éléments sont remplacées par des arcs d'hyperboles.

L'expérience vérifie remarquablement ces résultats, comme le montre le tableau 20, dont les résultats ont été obtenus à partir de mélanges en proportions variables de billes de diamètre de 800μ et de 50μ . On constate que les porosités minimales sont très faibles, 16 % environ. Ce fait confirme bien que la porosité mesurée sur une terre résulte de la superposition de divers types de porosité. Il montre aussi que la densité d'une terre caillouteuse doit être plus élevée que celle de la terre fine qui emballe les cailloux. Enfin, la porosité matricielle de la phase caillouteuse ($P = 1 - B$), où B est le volume des cailloux, devrait être plus souvent utilisée pour définir les sols. Dans ce cas, il ne faut pas tenir compte de la porosité interne de ces éléments quand elle existe, mais calculer la porosité matricielle à partir de leur volume externe ou apparent. Toutefois, en ce qui concerne les réserves en eau du sol, il faudra tenir compte de la porosité des éléments grossiers.

TABLEAU 20
Comparaison de porosités de mélanges de billes
calculées et mesurées

	0.1	0.1	0.2	0.3	0.4	0.5	0.6	0.7	0.738	0.767	0.8	0.9	10
$b_0 = 0.624$													
P calculée	0.376	0.362	0.325	0.297	0.266	0.232	0.194	0.153	0.155	0.166	0.20	0.288	0.36
P observée	0.367	0.342	0.321	0.294	0.266	0.237	0.213	0.18	0.168	0.166	0.143	0.285	0.36

L'accord est très bon sauf pour les valeurs de x comprises entre 0.6 et 0.738 (FIES, HENIN et MONNIER) (1970)

On peut enfin envisager un système analogue au précédent, mais dans lequel l'introduction des éléments grossiers, en plus des interactions, perturbe partiellement l'arrangement des éléments fins. Dans ces conditions, la diminution de volume due au fait que l'on remplace un système de porosité $(1 - b_0)$ par un volume B d'éléments pleins qui était telle que $b = Bb_0$, devient:

$$b' = \gamma B b_0 \text{ avec } \gamma \text{ tel que } 1 < \gamma < \frac{1}{b_0}$$

Quand $\gamma = 1$, la situation devient identique à la situation précédente.

$$\text{Si } \gamma = \frac{1}{b_0}$$

$$V_s = b_o + B (1 - \gamma b_o)$$

$$V_s = b_o$$

Dans ce cas , l'introduction de B ne modifie pas le volume total d'éléments présents dans le système.

Si γ était inférieur à 1, cela voudrait dire que l'introduction de la phase grossière dans la matrice fine provoque son effondrement ou son tassement. Si au contraire γ était supérieur à $1/b_o$, cela signifierait que l'introduction des éléments grossiers accroît la porosité de la matrice d'éléments fins. Il est possible qu'une orientation d'une pâte argileuse autour des fragments sableux introduits (état chlamydomorphe) provoque, au moins pour certaines proportions du mélange, un effet de cette nature.

Si l'on considère l'autre situation, celle correspondant au remplissage d'une matrice grossière par des éléments fins, on peut imaginer que la matrice d'éléments grossiers perturbe l'introduction des éléments fins. On peut écrire que l'effet produit donne, au lieu de $V_s = B + b$, un volume $V_s = B_o + b(1 - \nabla)$ avec $0 \leq \nabla \leq 1$. On pourrait aussi imaginer que la différence $b\nabla$ affecte les éléments grossiers et que $B = B_o - b\nabla$.

Pour $\nabla = 0$, on retrouve la loi sans perturbation.

Pour $\nabla = \frac{B_o}{b_o}$ on retrouve une loi sans interaction.

avec comme variable $\frac{b}{b_o}$ au lieu de $\frac{B}{B_o}$

Il serait bien difficile d'admettre qu'il y ait une interaction des éléments grossiers sur les éléments fins sans que l'on observe corollairement une action des éléments fins sur les éléments grossiers. Il convient donc d'établir les relations qui peuvent exister entre ∇ et γ . Dans ce but, on écrira l'égalité suivante correspondant à la porosité minimale résultant du mélange de particules, les deux lois de remplissage donnant alors des résultats identiques:

$$B_o + b (1 - \nabla) = b_o + B (1 - \gamma b_o)$$

$$\text{D'où } \gamma = \frac{b_o - b}{b_o (B_o - \nabla b)}$$

γ va donc varier directement en fonction de b et en fonction inverse de ∇ .

Si l'on compare l'équation exprimant l'effet du mélange sans interaction:

$$V_s = b_o + \frac{(B_o - b_o)}{B_o} B$$

et l'effet du mélange V'_s avec substitution

$$V'_s = b_o + B (1 - b_o)$$

Il est possible de calculer $V'_s - V_s = J$, qui exprimera l'effet d'interaction par différence avec l'effet de mélange. On trouve, après simplification:

$$J = \frac{b_0 (1 - B_0) B}{B_0}$$

En écrivant $V'_s = V_s + J$ on obtient

$$V'_s = \frac{b_0 B_0 + B (B_0 - b_0) + B b_0 (1 - B_0)}{B_0}$$

On a ainsi l'association de deux relations linéaires qui expriment séparément l'effet de mélange et l'effet d'interaction, cette relation étant valable pour $0 < B < B_0$

Mais nous avons vu que, lorsqu'on introduisait un terme ∇ , la quantité d'éléments grossiers susceptibles de pénétrer dans le volume unitaire ne pouvait atteindre son maximum que pour $b = 0$. Il serait donc possible d'écrire deux relations linéaires où l'état du système serait entièrement décrit par la variation de B . Cette situation conduit donc à rechercher une fonction continue susceptible de décrire l'état du système. Ceci est d'autant plus rationnel que, quand on confronte les résultats expérimentaux aux résultats théoriques, il apparaît en général autour de la valeur du maximum de densité, non pas un sommet formé par l'intersection de deux droites comme on pourrait le prévoir s'il y avait deux lois distinctes, mais une courbe d'allure arrondie dont les deux extrémités se confondent avec les deux fonctions linéaires.

C'est donc la recherche de l'équation de cette courbe à laquelle on procédera en tentant de trouver une fonction continue. Dans ce but, on remplacera le terme J de l'équation précédente par un terme

$$J = u \left(\frac{B}{B_0} \right) \text{ avec } 0 \leq u \leq b_0 (1 - B_0)$$

Rien n'est alors changé par rapport aux équations précédentes. Mais pour exprimer le fait que J est susceptible de varier en fonction de la composition, on multipliera la fonction précédente par une relation impliquant l'expression $\frac{B}{B_0}$

En prenant $(1 - \frac{B}{B_0})$ cela veut dire que la valeur de J serait d'autant

plus faible que B est plus voisin de B_0 . Mais une expression de la forme

$$J = \frac{B}{B_0} \left(1 - \frac{B}{B_0} \right)$$

est une relation parabolique avec un maximum tel que

$$B = \frac{B_0}{2}$$

Cela équivaut à un effet de foisonnement de la matrice grossière par la matrice fine, identique à l'effet de déplacement, des éléments grossiers par les éléments fins. Cette équation prendra toute sa généralité si l'on écrit:

$$J = u \frac{B}{B_0} \left[1 - \left(\frac{B}{B_0} \right)^n \right]$$

Il est aisé de voir que le maximum apparaît pour une valeur de

$$B = \frac{B_0}{\sqrt[n]{n+1}}$$

c'est-à-dire que B tend vers B_0 quand n est très grand. Dans ce cas,

$$\left(\frac{B}{B_0} \right)^n$$

reste très petit et l'on retrouve la relation

$$J = u \frac{B}{B_0}$$

L'ensemble des courbes que l'on peut obtenir en faisant varier n de 1 à ∞ est donc compris entre le cas de la substitution simple et celui d'une interaction maximale, où la probabilité d'introduction d'un élément grossier est fonction de l'espace non occupé par ces mêmes éléments grossiers. Elles correspondent bien à la réalité, même quand les fractions fines et grossières ne sont pas constituées chacune par des particules de même taille.

Quand on applique ces formules à des matériaux terreux renfermant une fraction argileuse, deux situations très différentes apparaissent:

- ou bien l'argile est mélangée à la phase solide à l'état sec, et dans ce cas, les phénomènes correspondent aux courbes simple avec $n = 2$;
- ou au contraire on utilise une pâte d'argile, on observe alors une organisation de la phase fine autour de la phase grossière.

Il est encore possible de prévoir le phénomène, mais les paramètres sont profondément modifiés. On retrouve alors une relation étroite entre l'assemblage élémentaire tel qu'il a été décrit et les différents états qui viennent d'être pris comme référence. Le regroupement d'argile autour des particules grossières correspond à l'état chlamydomorphe, et la distribution de l'argile dans l'espace poral disponible, à l'état intertextique.

Un certain nombre de résultats, ceux de CRATON et FRASER (1935), se rapprochaient déjà des données exposées dans ce paragraphe, et dès 1929 FURNAS avait, en étudiant la vitesse d'écoulement des gaz à travers les massifs poreux, pu établir expérimentalement des courbes correspondant aux équations qui viennent d'être décrites.

● *Influence du gonflement de l'argile sur le mélange argile - squelette*

On doit maintenant préciser le comportement de ces assemblages lors du

gonflement. Ces travaux en sont à leur début, seul le cas suivant a été étudié en détail (FIES 1971).

En partant d'un modèle où le squelette sableux est constitué de sphères de diamètres D et de volume B_0 enrobés par de l'argile, les sphères auraient alors un diamètre apparent D' et occuperaient un volume B'_0 . Du fait de sa disposition dans l'espace au contact des sphères voisines, cette sphère enrobée occupe un volume apparent $B_{0.a.}$ et on peut définir une porosité d'arrangement

$$P' = \frac{B_{0.a.} - B'_0}{B_{0.a.}}$$

La porosité matricielle, c'est-à-dire la fraction de l'espace qui n'est pas occupée par les éléments grossiers sera:

$$P_m = \frac{B_{0.a.} - B_0}{B_{0.a.}}$$

D'où l'on peut tirer

$$B'_0 = \frac{1 - P'}{1 - P_m} \cdot B_0$$

Il est alors possible de déterminer expérimentalement la valeur de B'_0 , qui permet de calculer le volume occupé par l'argile intertextuelle.

Ce mode de calcul appliqué à des mélanges obtenus en ajoutant des quantités croissantes d'argile à divers squelettes est reproduit sur le tableau 21.

TABLEAU 21
Taux calculés de remplissage intergranulaire
(grains enrobés) par l'argile intertextuelle

Nature	Argile p. 100									Squelettes en μ
	10	20	30	40	50	60	70	80	90	
H.B.	18,2	28,9	45,5	56,3	71,6	80,2	85,4	90,3	96,2	2 - 50
Versailles	15	25,4	39,8	57,4	72,8	81,6	91,8	89,7	100,3	2 - 20

Ces résultats montrent que l'espace intergranulaire n'est occupé pleinement par l'argile que si l'échantillon renferme des proportions élevées de ce constituant, 70 % environ. Autrement dit, pour passer de l'état chlamydomorphe à l'état porphyropeptique, il faut ajouter des quantités considérables de ciment.

La couche d'enrobage croît en épaisseur. Il est possible de calculer E_c , l'épaisseur de cette couche,

$$\text{car } E_c = \frac{B_{0.c.}}{S}$$

S = surface des particules constituant le squelette

$B_{0.c.}$ = volume d'enrobage, correspondant à l'état chlamydomorphe.

Si l'argile est à l'état humide, on peut définir un coefficient de gonflement limite, I_g

$$I_g = \frac{V_a \text{ humide}}{V_a \text{ sec}} = \frac{\text{volume argile humide}}{\text{volume argile sèche}}$$

Voilà quelques valeurs de ce coefficient déterminées par FIES pour diverses argiles (tableau 22):

TABLEAU 22
Estimation du gonflement des argiles

Nature de l'argile :	Montmorillonite	Horizon B de Versailles	Kaolinite
Valeurs des rapports I_g :	2,53	1,63	1,17

Dans ces conditions $B'_O = B_{O.c.} I_g + B_O$

Voici les valeurs de I_g pour des mélanges de teneurs en argile croissantes (tableau 23).

TABLEAU 23
Taux calculés de remplissage des vides intergranulaires par l'argile intertextique à l'état humide

Nature	Argile p. 100					Squelettes en μ
	10	30	50	70	90	
Montmorillonites	7,2	48	98,2	106	107	} 2 - 20
Horizon B de Versailles	30,4	62,8	99,2	105	104	
Kaolinite	22,9	75,6	86,1	93,6	99,7	

Il apparaît alors clairement qu'entre 50 et 60 %, suivant la nature minéralogique de l'argile, les vides intergranulaires sont remplis par la masse d'argile humide, puisque le gonflement devient indépendant de la teneur en cet élément.

Ces diverses considérations amènent à repenser la subdivision d'un triangle de texture en classes granulométriques.

Ces résultats montrent par exemple qu'on ne peut parler d'argile qu'à partir de 50 % de teneur en ce constituant, et pour des tests appliqués aux matériaux humides.

Ce pourcentage varie sensiblement en fonction du squelette: plus celui-ci est fin, plus il faut arriver à une teneur importante pour que les vides intergranulaires soient remplis. En effet, la quantité de ciment enrobant le squelette croît pour un même poids de celui-ci en raison de sa surface ou encore de l'inverse du diamètre des particules.

Les situations qui viennent d'être décrites correspondent, bien entendu, au cas où le coefficient ∇ de la formule exprimant l'interaction des constituants sur la porosité du système, est compris entre 1 et 0; c'est pour représenter ces singularités que les lois de mélange ont été généralisées par l'introduction du terme

$$\left[1 - \left(\frac{B}{B_0} \right)^n \right]$$

Dans un domaine très différent, ces phénomènes d'enrobage ont des conséquences immédiates sur la couleur du système, comme l'a montré MONNIER (1967). Quand des éléments colorés sont juxtaposés à un squelette d'une autre couleur, on obtient des teintes intermédiaires entre la couleur du squelette et celle du ciment. Dès qu'il y a formation d'un état chlamydomorphe, la couleur du ciment domine.

2. L'ameublissement

Une des conséquences de l'état structural est de conférer au sol un ameublissement plus ou moins prononcé. C'est une propriété définie par les praticiens. D'après l'étymologie du mot, il s'agit de l'aptitude des particules de terre à glisser les unes par rapport aux autres.

Peu d'études ont été entreprises dans le but de donner une base rationnelle à ce concept.

HENIN (1936) a fait une tentative dans ce sens en utilisant des sondes dynamométriques, c'est-à-dire des pièces métalliques généralement cylindriques dont on mesure la résistance à l'enfoncement. Cet auteur a constaté que pour des couches d'épaisseur de 20 à 30 cm, la résistance croissait en fonction de la profondeur dans le cas d'un sable, alors qu'après avoir augmenté rapidement au cours de l'enfoncement dans les premiers centimètres, la résistance restait constante dans le cas d'une terre argileuse cohérente (fig. 14-1). Il a donc proposé d'utiliser comme indice d'ameublissement le rapport de la surface du triangle OPD à celle de la surface OCDP correspondant à la courbe d'enfoncement réel (fig. 14-1).

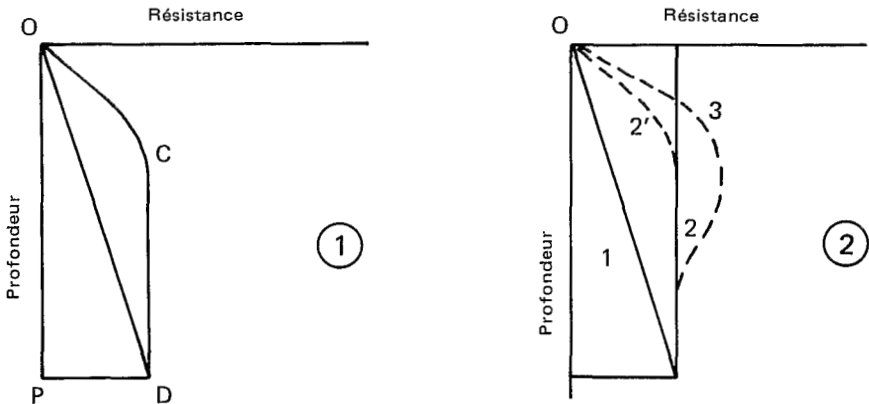


Fig. 14 Relation entre cohésion et résistance à la pénétration.

Il est évident que dans un sable, la surface OCDP se confond avec un triangle, la longueur du petit côté du trapèze étant nulle. Dans certains cas, si la terre a été

compactée en surface, la résistance décroît même avec la profondeur. On obtient alors une courbe du type 3 (fig. 14-2).

Ainsi l'indice d'ameublissement peut varier de 1 pour un sable à 0,5 pour une terre cohérente, et à des valeurs encore inférieures lorsqu'il y a compaction de la surface ou formation d'une couche résistante.

Ces diagrammes correspondent à des relations force-profondeur. Ils peuvent être enregistrés directement si la pièce travaillante est poussée par un ressort dont l'écrasement permet de mesurer la résistance du sol.

Les appareils de ce type, appelés sondes dynamométriques, sont d'un emploi difficile. On utilise plus volontiers des appareils travaillant par chocs. Ces engins sont constitués par une tige métallique présentant une butée. Un poids évidé peut glisser le long de la tige au-dessus de la butée. On mesure la pénétration réalisée sous l'impact d'un ou plusieurs chocs. Comme on connaît le poids et la hauteur de chute, on connaît le travail dépensé pour faire pénétrer la sonde. Dans le cas de terres cohérentes homogènes, les courbes travail-profondeur sont des droites; dans le cas de terres meubles, de sables, les courbes sont des paraboles. On désigne ces appareils sous le nom de *pénétromètres*. Ils permettent de mettre en évidence la variation de résistance du sol en fonction de la profondeur. Il est possible de comparer, en les utilisant, la résistance mécanique de deux parcelles d'un même terrain traitées différemment.

Récemment, en France, on a réinventé un pénétromètre dont l'usage tend à se répandre. Mais les courbes résistance-profondeur sont analysées de manière plus fine en les comparant aux profils culturaux. Il semble que ces deux méthodes soient complémentaires.

La dimension des pièces travaillantes doit varier avec le matériau. Avec une tige très mince de l'ordre de quelques millimètres de diamètre, les enregistrements sont très irréguliers suivant que la tige rencontre une motte ou des lacunes. Il est plus recommandable de travailler avec des tiges ayant des diamètres de l'ordre du centimètre, mais les résistances sont alors considérables et c'est un obstacle à l'utilisation de ces appareils.

On peut également obtenir une certaine évaluation de l'ameublissement en mesurant la résistance à l'écrasement de mottes prélevées sur le sol en place et ayant des dimensions de l'ordre de quelques centimètres. Si les mottes sont inférieures à cette dimension, le sol peut être considéré comme meuble. Si elles sont de tailles égales ou supérieures, il est utile de mesurer leur résistance. Pour cela, il faut, après les avoir laissées sécher à l'air, aplanir leurs faces pour leur donner une forme voisine de celle du cube. La mesure de la résistance s'effectue en plaçant ces mottes entre deux plateaux horizontaux, le plateau supérieur est alors chargé jusqu'à rupture. Voici les résultats obtenus par BURGEVIN et HENIN (1939) à l'aide de ces diverses méthodes (tableau 24).

On constate aisément que les caractéristiques mécaniques sont très sensibles aux modifications du milieu. A ce point de vue, la mesure de la résistance à l'écrasement est la plus sensible. Le travail à la sonde dynamométrique donne moins de différence, mais le profil du sol en place est mal défini quant à son humidité qui varie avec la profondeur. L'indice d'ameublissement est la mesure la moins précise, car elle associe diverses valeurs élémentaires, mais elle a l'avantage de donner un élément de comparaison avec un matériau de référence, sable ($IA = 1$) ou terre cohérente ($IA = 0,5$). Il est moins sensible aux variations d'humidité que la résistance à la pénétration.

TABLEAU 24

Variation des caractéristiques de l'ameublissement d'un sol de limon sous l'influence d'apports répétés d'engrais

Critère mesuré	Nitrate de soude	Chlorure de potassium	Témoin	Carbonate de calcium	Fumier
Résistance à l'écrasement en Kg de mottes de 3 cm d'arête environ séchées à l'air	54,2	41,6	30,9	19,2	16,5
Enfoncement d'une pointe de sonde dynamométrique à 20 cm environ	38	34	25	23	22
Indice d'ameublissement	0,6	0,6	0,67	0,88	0,85

Divers auteurs (ARNDT, 1965) ont imaginé des appareils basés sur le même principe pour mesurer les résistances des croûtes de terre qui peuvent s'opposer à la germination d'une plantule. La pièce travaillante est constituée par un volume sphérique de 9 mm environ de diamètre, et l'on mesure la force nécessaire pour briser l'épaisseur de croûte formée.

Ces appareils ont permis de montrer que les résistances opposées par les croûtes à la germination sont de l'ordre de 200 à 2.000 gr suivant l'état de la croûte. Les plantules ne sont pas capables d'exercer des pressions très élevées. Elles se déforment et restent emprisonnées dans le sol, et finissent par mourir, par exemple pour les petits pois, après 30 jours environ. Mais la formation d'une terre compacte gêne également la germination par manque d'aération. On peut observer simplement des retards à la levée ; à l'extrême, les graines gorgées d'eau n'émettent ni plantule ni radicule: elles peuvent alors pourrir en terre.

Enfin, certains auteurs ont été tentés de définir l'ameublissement en mesurant la résistance du sol au passage d'un outil standard. D'autres estiment que l'ameublissement peut être relié à la dimension des mottes ; mais il ne semble pas que des mesures comparatives aient permis de préciser une échelle d'ameublissement correspondant à une granulométrie des agglomérats constituant la terre. Il semblerait que l'on puisse considérer comme meuble une terre formée d'agglomérats bien distincts ayant une dimension inférieure au centimètre.

c) CONCLUSION

Ainsi, dans ce chapitre, nous nous sommes efforcé, à l'aide de modèles très simples, de faire apparaître les conséquences soit de la forme, soit de la distribution des particules.

Au niveau de l'assemblage élémentaire, ces relations sont évidentes. Pour comprendre l'arrangement de l'ensemble de la masse de terre, il faut évidemment confronter les mesures de porosité. L'expérience montre que la porosité diminue avec la taille de l'échantillon. Cette observation correspond au fait que les lois de l'assemblage élémentaire conduisent en général à envisager des porosités moins élevées que celles mesurées sur la terre en place ou sur des échantillons ayant une certaine dimension.

La porosité minimale a été appelée "texturale" parce qu'elle est fortement influencée par la distribution granulométrique, mais dans la masse de terre on distingue fréquemment des espaces vides en forme de fentes, de canalicules ou de logettes : il s'agit alors de la porosité "fissurale", et c'est l'association de ces deux porosités qui donne la porosité totale de l'échantillon.

Nous avons proposé de limiter le terme d' "agrégat" aux fragments ne présentant qu'une porosité texturale. On a vu qu'au moins dans certains cas, on pouvait dégager ces fragments par des traitements peu agressifs comme l'immersion de l'échantillon de terre dans l'alcool. Si de telles confrontations étaient généralisables, on pourrait alors rattacher l'observation micromorphologique, les mesures de densité et les méthodes de séparation utilisant des liquides appropriés. Cette vue est un peu futuriste. Les cas où de telles confrontations ont été effectuées sont trop rares pour qu'on puisse les généraliser. Il est à souhaiter que des recherches s'orientent dans ce sens. De toutes façons, si l'on veut que différentes approches de l'étude du sol constituent un tout cohérent, il est nécessaire que de telles recherches soient entreprises, et surtout que les divers concepts s'appuient simultanément les uns sur les autres.

C'est vraiment ce chapitre qui a permis de définir ce filtre qu'est le sol. Nous étudierons maintenant comment l'état physique que nous nous sommes efforcé de décrire va évoluer : se dégrader sous l'influence d'agents agressifs, et en particulier de l'eau, ou au contraire se régénérer sous l'influence de phénomènes comme les variations de volume, l'action des racines de la flore, et de la faune du sol.

Mais c'est surtout dans l'étude de phénomènes concernant la circulation des fluides que nous retrouverons les concepts, et même, dans certains cas, les modèles qui nous ont permis de préciser ce qu'était la structure du sol.

B. DEGRADATION DE LA STRUCTURE

Il est relativement peu fréquent que le sol conserve sa structure tout au long de l'année. Ce fait ne se rencontre qu'avec des structures grumeleuses et des matériaux riches en matières organiques et en calcaire. Dans les autres cas, en période humide, la structure se modifie, les mottes se soudent entre elles, l'ensemble tendant parfois à prendre l'aspect d'une masse boueuse à l'état humide, continue à l'état sec : la structure est alors dite "fondue".

Toutefois, il existe tous les intermédiaires possibles entre les deux cas extrêmes qui viennent d'être décrits.

Cette dynamique est liée à deux causes : d'une part la volume des agrégats peut changer en fonction de l'humidité, d'autre part ces agglomérats ont plus ou moins tendance à se déliter au contact de l'eau. Cette dernière cause joue avec une intensité toute particulière dans le cas des terres travaillées ; du moins l'évolution y est plus évidente que dans les terres non travaillées, du fait de la porosité initiale plus importante du terrain.

Les matériaux résultant de ce délitement s'associent en une masse plus ou moins continue qui se redivise ultérieurement sous l'influence des agents climatiques, de l'action des racines et de la faune du sol.

Ce schéma général montre que la structure se modifie avec le temps et d'une manière plus ou moins cyclique : c'est l'étude des facteurs mis en jeu au cours de cette évolution qui fera l'objet de ce chapitre.

Dans cette première partie, on étudiera les mécanismes de la dégradation de la structure, et l'on essaiera de caractériser la stabilité de celle-ci, c'est-à-dire la résistance des agglomérats de terre à l'action de l'eau.

La dégradation de la structure est facilement mise en évidence dans les terrains récemment travaillés. Si, comme l'a fait KEEN (1931), on mesure d'une manière systématique et en fonction du temps, la porosité totale d'une terre en partant du moment où elle vient d'être travaillée, on constate que cette porosité décroît.

HENIN (1939), en mesurant l'indice d'ameublissement, obtient des courbes ayant la même allure que celles de KEEN, mais ces mesures apportent une donnée nouvelle. Les déterminations ont été effectués sur les 42 parcelles de Versailles, différenciées par des apports systématiques de produits susceptibles d'améliorer la stabilité, comme les matières organiques, ou de diminuer celle-ci comme les engrais sodiques. On constate que l'indice d'ameublissement décroît plus vite dans la terre

rendue sodique que dans les témoins, alors que l'ameublissement reste plus élevé dans les parcelles améliorées par des apports de fumier. Il existe donc des vitesses de dégradation plus ou moins rapides ; en fonction de celles-ci, la structure sera dite plus ou moins stable (fig. 15).

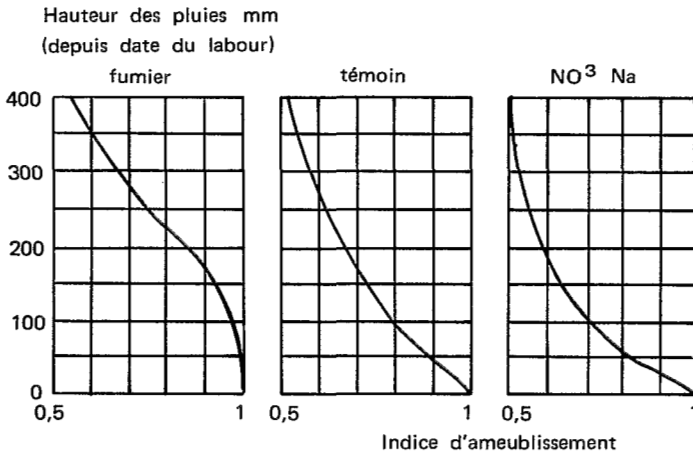


Fig. 15 Relation entre les chutes de pluie et l'ameublissement

a) MECANISMES DE LA DEGRADATION

Divers mécanismes sont responsables de la dégradation de la structure. Il faut d'abord considérer ceux d'entre eux qui ont été suffisamment identifiés. Ils constituent évidemment des modèles auxquels il faut se référer pour avoir une compréhension des phénomènes, en particulier si l'on veut mettre au point des tests ou des méthodes de mesure caractérisant la résistance de la terre à l'action des facteurs de destruction.

1. La battance

Ce phénomène est bien connu des praticiens. Il se traduit par le fait que les aspérités de la surface des champs s'estompent progressivement sous l'influence de pluies intenses, dites d'ailleurs "battantes". A mesure que les rugosités dues aux mottes disparaissent, la surface prend un aspect glacé.

C'est pour rendre compte des phénomènes d'érosion que ELLISON (1954) a étudié ce processus. Il a montré que c'est le choc des gouttes de pluie sur la surface de la terre humide qui est à l'origine de cette évolution. Ce mécanisme a été mis en évidence grâce à la cinématographie ultrarapide qui permet de suivre la goutte d'eau arrivant sur la masse boueuse où elle forme un petit cratère. La goutte d'eau éclate ensuite en projetant autour de son point d'impact des gouttelettes de boue.

Un tel effet mécanique est justifié, car divers auteurs, dont MIHARA (1952), ont montré que les gouttes de pluie orageuse pouvaient atteindre 5 millimètres de diamètre ; elles tombent alors avec une vitesse limite de 9m/sec. Une telle goutte a

une force d'impact considérable. Seules les pluies ayant une certaine intensité, donc constituées par des gouttes de relativement gros diamètre, ont un effet de battance.

La terre doit être humide car, en effet, que ce soit sur le terrain ou au laboratoire, on constate que les grosses gouttes d'eau, bien qu'elles se disloquent au moment du choc, n'entraînent presque pas de matières terreuses si le matériau est sec. Il faut, pour que l'arrachement se produise, qu'une certaine épaisseur de terre soit saturée d'eau, ce qui implique que la pluie ait débuté depuis quelque temps et que son intensité corresponde à un débit supérieur à la vitesse d'absorption du sol.

Les conséquences de l'effet de rebondissement peuvent être alors facilement mises en évidence. Il suffit d'enfoncer une plaque métallique verticalement dans le sol ; au niveau de celui-ci, une goulotte permet de recueillir les gouttes d'eau chargées de terre. L'eau et la terre recueillies sont alors collectées, elles caractérisent l'intensité du phénomène. Les spécialistes de l'érosion appellent "détachabilité" la facilité avec laquelle les agglomérats de terre se désagrègent sous l'action de l'eau.

Corrélativement, toute surface de terre protégée par une pierre, une feuille, une plante, échappe à l'effet mécanique de l'impact, et l'on voit bientôt l'obstacle protecteur se détacher au-dessus du niveau du sol ; il reste perché au sommet d'une petite colonne de terre (qui peut atteindre plusieurs centimètres). Le matériau situé sous l'objet protecteur n'a pas été buriné par l'action de l'eau, alors que les zones voisines se sont aplanies. On observe facilement ce phénomène sur les terres butées, par exemple lorsqu'elles sont cultivées en pommes de terre ou en asperges. Les agriculteurs, surpris par ce phénomène, disent que les pierres "poussent" dans les champs.

Enfin, les surfaces qui reçoivent l'eau boueuse sont l'objet d'une sédimentation et toutes les micro-dépressions se combleront progressivement. Toutefois, il ne se forme pas une couche homogène, mais les constituants se séparent en lits de particules relativement classées. Voici, d'après MARTY (1969), la constitution d'une de ces formations dite "croûte de battance" (tableau 25):

TABLEAU 25
Constitutions d'une croûte de battance
(constituants définis par leur dimension ou leur nature)

dimensions en μ	en p.100 de la fraction minérale								en p.100 du total		
	1000	500	200	100	50	20	2		Car-	Azote	Fer
	2000	1000	500	200	100	50	20	< 2	bone		libre
Strate n° 1	1.0	1.0	4.0	4.6	6.5	26.3	35.1	21.0			1.51
n° 2	2.0	2.0	6.0	4.0	5.5	24.6	32.8	22.9	1.83	0.199	1.65
n° 3	0.5	0.5	0.5	0.6	2.3	4.9	46.5	43.5	1.42	0.205	1.94
n° 4	0.2	0.2	1.5	2.5	4.0	19.8	58.0	13.2	1.30	0.164	0.59
n° 5	0.1	0.3	0.3	3.5	9.7	64.8	13.0	7.5	1.02	0.099	0.60
Moyenne pondérée	0.4	0.5	1.6	3.2	6.9	40.6	30.2	15.6	1.30	0.146	0.96
Terre	1.0	2.0	2.5	4.1	10.2	38.5	26.0	15.5	1.10	0.112	1.12

Ces déterminations constituent une excellente démonstration du phénomène de dépôt. On constate que les couches sont plus ou moins riches en éléments fins : la couche n° 3 renferme 43,5 % d'argile, la couche n°5 en contient 7,5 %. Par

contre, cette dernière renferme 64,8 % de limons grossiers contre 4,9 % à la couche n°3.

Certains constituants, comme le fer ou le carbone, sont plus ou moins liés à la fraction fine, ce qui est logique. Enfin, il faut constater que la moyenne pondérée de la composition des 5 couches est très voisine de celle de la terre totale, montrant ainsi qu'il s'agit d'un remaniement sur place.

Il n'est pas fréquent de rencontrer une situation aussi caractéristique. Le plus souvent, il y a ruissellement, et une partie des éléments est entraînée. Ils se déposent plus loin, suivant le microrelief ou le macrorelief du terrain. Dans ces conditions, on ne peut plus établir un bilan comme dans le cas précédent.

Ces structures litées sont très caractéristiques de terres battantes et quand celles-ci sont travaillées, on en retrouve des fragments dans toute la couche de terre remuée. Ces zones litées ont une résistance mécanique plus élevée, elles se laissent difficilement pénétrer par les fluides ; c'est une cause de disparition des jeunes plants qui ne peuvent pas "lever" et peuvent même être asphyxiés. Les croûtes sont à l'origine de la formation dans le sol de microvolumes à atmosphère réductrice.

Quand la surface du sol est motteuse, l'eau entraîne en profondeur une fraction encore mal connue des particules provenant de la désagrégation des mottes. Si ces mouvements sont très évidents dans la couche supérieure du terrain, par contre ce transport paraît assez rapidement limité, et il ne semble pas que le colmatage qui en résulte puisse expliquer la dégradation de la structure sur toute la profondeur de la couche travaillée.

2. La prise en masse

Dans les couches de terre qui ont été travaillées par les instruments aratoires, on observe également qu'en fonction du temps la structure se dégrade, mais il est très difficile d'observer directement ce qui se passe dans le sol en profondeur. Aussi, jusqu'à ces derniers temps, cette évolution s'expliquait d'une manière plus ou moins hypothétique.

L'entraînement d'éléments en profondeur semble relativement limité, on vient de le voir. Un deuxième processus peut être évoqué, c'est la dislocation des mottes dans un excès d'eau. Ce mécanisme sera étudié en détail par la suite, mais les expériences conduisent à mettre en doute l'importance de cet effet dans le sol en place. La dislocation d'une motte de terre dans l'eau ne se manifeste nettement que s'il s'agit de terre sèche plongée brutalement dans le liquide en excès. C'est une situation qui se présente probablement assez rarement en pratique, parce que les mottes commencent à s'imbiber avant de se trouver dans un excès d'eau, et il est assez rare que cette situation s'établisse dans les masses de terre avant que la structure se soit dégradée. Néanmoins, des études complémentaires sont nécessaires pour que l'on soit définitivement fixé sur les conditions dans lesquelles ce processus joue un rôle important, et surtout sur la fréquence avec laquelle il se manifeste.

Par contre, il existe un troisième mécanisme dont le rôle est certain, mais son action limitée aux terres relativement argileuses (>30 % environ) et à condition que les agglomérats soient initialement de petite taille (2 mm environ) : au cours de leur dessiccation, les matériaux riches en argile subissent une fissuration qui peut être très importante. Quand une couche de terre commence à se fissurer, les fissures

délimitent des volumes plus ou moins importants, par exemple d'un diamètre de 10 cm. A partir de ce moment, la dessiccation va se produire non seulement à partir de la surface horizontale, mais aussi par les parois des fissures. La couche externe de la motte a tendance à se contracter plus vite que la partie intérieure, qui se dessèche plus lentement et va se trouver comprimée si elle est encore plastique. Cet effet provoque des augmentations de pression qui ont été mises en évidence par HENIN (1939) : les efforts mesurés dépassent l'ordre du kg/cm^2 . HUTTER (1966) a confirmé ces phénomènes et montré qu'il y avait par exemple extrusion du mercure enfermé dans des petits récipients inclus à l'intérieur des mottes.

SIFAOUÏ (1971) a fait une étude complète du processus, montrant que la densité apparente à l'intérieur de la motte pouvait passer de l'ordre de 1,6 à 1,85 au cours de la dessiccation. Mais cet auteur a de plus précisé que le phénomène ne se produisait que si la terre avait été réduite avant l'humectation en particules ayant une taille de l'ordre du millimètre. Pour des particules de l'ordre du centimètre, la prise en masse ne se produit pas.

Ce qui différencie fondamentalement ce processus des précédents, c'est que la dégradation se produit non pas en période d'humectation, mais de dessiccation. Les observations effectuées en terre de marais avaient attiré l'attention de HUTTER (1965) sur l'existence probable d'un phénomène de cette nature.

3. Les actions mécaniques

Il est évident que les efforts appliqués au sol peuvent provoquer une dislocation des mottes ou un accroissement de leur densité. Ce problème sera revu dans le chapitre consacré aux propriétés mécaniques des sols. Il faut néanmoins en présenter ici certains aspects.

Quand une terre est soumise à une pression, son volume décroît, l'eau et l'air qu'elle contient étant chassés. Quand la contrainte est supprimée, le volume de terre croît du fait d'une réabsorption de l'eau. Toutefois, ces cycles compression-gonflement sont rarement complètement réversibles, et la porosité finale est inférieure à sa valeur initiale. Il y a donc baisse de porosité qui se produit essentiellement aux dépens de la macroporosité. Le simple malaxage d'une terre humide peut avoir des effets identiques.

En plus de la différence de densité qui est de loin l'effet le plus fréquemment cité, on peut noter la formation d'une structure lamellaire plus ou moins litée, chacune des couches élémentaires étant la conséquence de glissements différentiels; bien que très général, cet effet est rarement évoqué, on le retrouve cependant bien marqué sur le terrain.

En plein champ, le passage des machines de traction, de semis, de traitement, de récolte, et la pression exercée par les pieds des animaux sont autant d'agents de dégradation de la structure ; l'effet de leurs actions est particulièrement sensible quand les efforts s'appliquent à des terres ayant acquis une forte porosité du fait de travail du sol. Mais on les observe également sur des terres couvertes de végétation, telles que les prairies pâturées et même dans les zones bocagères ou sous forêt, quand on y fait passer de lourdes charges.

4. Les actions du gel

Les conséquences du gel du sol seront évoquées dans divers chapitres. Néanmoins, il importe d'en parler ici du fait de son action sur la structure. Voici les principaux aspects observables: lorsque le sol gèle, l'abaissement de température affecte les couches superficielles, puis progressivement les couches profondes. Corollairement, l'eau remonte des couches profondes vers la surface. Il se constitue alors une série de strates plus ou moins humides, comme on peut le constater sur le tableau 26:

TABLEAU 26
Distribution de l'humidité en fonction de la profondeur
dans un sol gelé

Profondeur en cm	Humidité %
0 - 2,5	27
2,5 - 7,0	32
7,0 - 12,5	28
12,5 - 17,5	31
17,5 - 27,5	25
27,5 - 35,0	27
35,0 - 42,5	25

(d'après H. Gestin)

Cette eau, en gelant, augmente de volume et se redistribue en provoquant un accroissement de porosité. L'effet produit dépend très largement de l'état du sol. En milieu compact, il se forme des cristaux de glace lamellaires séparant des fragments polyédriques de sol de l'ordre de quelques millimètres jusqu'à quelques centimètres. Si le sol est plus ou moins moiteux ou s'il renferme des pierres, l'eau gèle au contact de ces objets qui sont soulevés par des cristaux se développant en hauteur au dessous d'eux et atteignent presque un décimètre en terre très humide; il en résulte un accroissement de niveau dans le sens vertical (tableau 27). Celui-ci s'accompagne souvent d'une contraction dans le sens horizontal. En effet, les cristaux de glace qui se développent dans la zone gelée se nourrissent d'une eau provenant de couches inférieures qui se trouvent ainsi desséchées. Ces couches de cristaux de glace se développent parallèlement à la surface du sol en strates successives. Cette structure correspond probablement aux vitesses relatives de pénétration de "l'onde de froid" et de la remontée de l'eau (HENIN et ROBICHET, 1950).

TABLEAU 27
Teneur en eau des différentes parties de mottes de terre,
transformées en «poupées», par suite de l'allongement dû au gel

numéro de l'observation	Teneur en eau pour cent		
	terre émettée tombée au bas de la poupée	partie supérieure de la masse	partie inférieure de la masse
1	4.7	18.0	17.7
2	5.0	19.7	16.5
3	3.4	16.6	22.0
5	4.0	16.0	15.7

Pendant la période de gel, la glace qui s'est développée à la surface du sol peut se sublimer, abandonnant ainsi des particules de terre disloquées par la croissance des cristaux. Le tableau 27 offre quelques données précisant cet effet.

Il est clair que la terre émiettée s'est trouvée desséchée.

Les particules émiettées peuvent être reprises par l'action du vent et entraînées fort loin, les plus grossières restant sur le sol.

Au moment du dégel, les terres compactes opposent une résistance à la pénétration de l'eau, leur porosité étant remplie de cristaux de glace. Il se forme de la boue en surface et les mottes de terre finissent de se disloquer dans cet excès d'eau. Il y a dégradation de la structure et parfois érosion si une pluie survient, puisqu'elle ne peut pénétrer la masse de terre.

Si au moment du gel, la terre était motteuse, c'est le cas par exemple de bandes de labours, l'eau remonte difficilement du sous-sol vers la surface, du fait du contact réduit existant entre les éléments grossiers. Il se développe dans les mottes de minces cristaux lamellaires. Parfois, à la base des mottes, il se forme des pédoncules de glace comme nous venons de le voir. Au dégel, ce matériau très poreux laisse pénétrer l'eau. Si les pluies ne sont pas abondantes, les fragments de terre séparés par des cristaux de glace se détachent ; on obtient une structure meuble : le phénomène a une action bénéfique.

En résumé, le gel a une action de division sur les particules de terre. Son action n'a un effet défavorable que si la couche gelée est continue et s'oppose au passage de l'eau : les mottes de la surface se disloquent alors dans un excès de liquide lors du dégel. Quant au niveau du sol, il manifeste une nette tendance à s'abaisser, ce qui traduit une diminution de porosité. L'ensemble de ces phénomènes est illustré par les mesures figurant dans le tableau 28 (HENIN et ROBICHET, 1950).

TABLEAU 28
Action du gel

	a) effet de soulèvement sur des objets		b) abaissement du niveau du sol	
	sol tassé	sol non tassé	sol tassé	sol non tassé
après gel				
à 1,3 cm	- 0,25	+ 0,45	- 0,20	- 1,25
à 22 cm	+ 1,0	+ 2,45	- 0,10	- 1,85
fin d'hiver	+ 2,5	+ 5,0	- 0,25	- 2,25

b) THEORIES CONCERNANT LA DEGRADATION DE LA STRUCTURE

Dans une certaine mesure, les mécanismes ont déjà été abordés lors de la description des phénomènes mais celle-ci visait beaucoup plus à dégager les facteurs et les conditions à l'origine de la dégradation de la structure que les mécanismes à proprement parler. Il s'agit ici de considérer les processus fondamentaux.

On peut résumer ce qui a été dit précédemment en considérant que la dégradation de la structure est caractérisée par la dislocation des agglomérats, dislocation qui peut aller jusqu'à affecter l'assemblage élémentaire et conduire à la création de nouveaux arrangements. Ces arrangements s'accompagnent d'une baisse de la porosité et d'un accroissement de la cohésion de la terre. Lorsque la dégradation a lieu sous l'action de facteurs mécaniques, il y a simultanément destruction des agglomérats, diminution de la porosité et apparition de la cohésion. L'étude du processus fondamental comporte essentiellement celle du mécanisme de la dislocation des agglomérats de terre. L'étude de la diminution de la porosité et de l'apparition de la cohésion sera reprise dans le chapitre concernant les propriétés mécaniques des sols. Dans ce chapitre, nous utiliserons le terme d'agrégat pour désigner les particules provenant de la dislocation de fragments plus grossiers sous l'influence d'un traitement. Bien que ce comportement soit relatif, nous pensons que l'on peut, par commodité, utiliser le mot agrégat, puisqu'il s'agit de particules définies par une certaine stabilité. L'emploi de ce mot pour désigner de tels éléments est d'ailleurs très général.

1. Mécanismes de l'action de l'eau sur un agglomérat de terre

Deux mécanismes ont été proposés:

— l'un, imaginé par SCHLOESING (1885), consiste à admettre qu'au contact de l'eau les ciments argileux et humiques se dispersent, c'est-à-dire que la destruction d'un agglomérat terreux serait comparable à la dissolution d'un cristal renfermant des impuretés insolubles qui, à mesure que le cristal se dissout, abandonne les impuretés qu'il contient. Physico-chimiquement, la dispersion constitue un cas limite. Il faut considérer les conséquences du gonflement qui précède la dispersion. En effet, quand on fixe sur un colloïde une proportion croissante de Na, on observe tout d'abord que la quantité d'eau absorbée croît en fonction de la quantité de Na, la dispersion ne se manifestant que pour des teneurs élevées en cations. Il est d'ailleurs souvent nécessaire de faire intervenir une légère action mécanique. Comme le gonflement n'affecte pas immédiatement tout l'agglomérat, de nombreux auteurs ont imaginé que, la pénétration de l'eau s'effectuant de l'extérieur vers l'intérieur, les différences de volumes ainsi engendrées provoquaient des tensions et en définitive des ruptures;

— un autre mécanisme d'abord imaginé pour expliquer la pulvérisation des gels de silice (on dit parfois "étonnement") consiste à admettre que l'air piégé dans l'agglomérat lors de la pénétration de l'eau subit une compression qui, lorsqu'elle devient suffisante, provoque la rupture de l'agglomérat.

Ainsi, les expériences doivent permettre de choisir entre ces deux possibilités : la destruction est liée soit à des actions de gonflement-dispersion, soit à un effet d'explosion consécutif au piégeage de l'air.

2. Arguments en faveur de l'action gonflement-dispersion

Si l'on prend divers échantillons d'une même terre et qu'on fixe des cations échangeables de diverses natures, on constate, après dessiccation puis agitation dans

l'eau, que la proportion de particules de petite taille ($<20 \mu$) qui restent en suspension, augmente. C'est ce que montre le tableau 29.

TABLEAU 29

Corrélation entre la nature du cation échangeable et le délitement des agglomérats terreux

Ion fixé par lessivage du sol avec une solution normale de cations	Li	Na	K	Mg	Ca	Cu	Al	Fe ³⁺
Eléments en suspension inférieurs à 20 μ (en valeur relative)	100	95	77	75	72	60,5	59	31

Cette série correspond à un gonflement décroissant des agglomérats dans l'eau, les terres ayant fixé Li gonflant beaucoup plus que les terres ayant fixé Fe³⁺.

D'une façon générale, les agglomérats deviennent de moins en moins stables en fonction des cations fixés suivant l'ordre : Ba, Ca, Mg, K, Na. C'est une série bien classique en ce qui concerne les propriétés des colloïdes.

Par ailleurs, CONCARET (1967) a montré que si, au lieu de mouiller les agrégats par l'eau, on les humecte avec des solutions salines de concentrations croissantes, le gonflement diminue, et que corrélativement le pourcentage d'agrégats recueillis sur le tamis augmente, résultat qui paraît en accord avec l'hypothèse de la destruction des agglomérats par gonflement.

Cependant, si l'on compare maintenant entre elles une série de terres ayant fixé les mêmes cations échangeables, mais renfermant des quantités variables de colloïdes argileux ou humiques, la proportion d'agrégats recueillis sur les tamis a tendance à croître dans le même sens que le gonflement (HENIN et HUTTER 1964) (tableau 30).

TABLEAU 30

Gonflement et stabilité

Indice de gonflement	4,2	3,5	2,5	1,71	1,52	1,38
Agrégats stables (%) ($> 0,2\text{mm}$)	88,8	80,8	77,6	4,7	6,2	1,7

Il y a donc là une contradiction flagrante dans l'action des deux groupes de facteurs, dont par ailleurs les effets spécifiques ont été largement établis, à la fois par des expériences de laboratoire et par le comportement des terres en place.

Cependant, cette conclusion doit être nuancée. En effet, si on opère sur des fragments de terre plus ou moins fissurés ou sur des mottes composées d'agglomérats partiellement anastomosés les uns aux autres, le gonflement paraît être un facteur de destruction. Il faudrait donc, pour que l'on puisse conclure nettement à ce sujet, que les études soient faites sur des agrégats de différentes dimensions, les plus gros ayant tendance à être fissurés alors que les petits ne le sont que peu ou pas. Il faudrait aussi que les tests utilisés soient suffisamment précis.

3. Arguments concernant le mécanisme de "l'explosion"

Le modèle explicatif implique:

- 1°) le piégeage de l'air dans les particules
- 2°) la compression de l'air sous l'influence de la pénétration de l'eau dans des capillaires, les ménisques agissant comme des pistons

$$P_a = \frac{2\sigma \cos \alpha}{R}^*$$

- 3°) la rupture des agglomérats lorsque la pression de l'air est supérieure à leur résistance mécanique, C,
d'où l'équation de stabilité $C > P_a$

Ce sont ces points qui vont faire l'objet de vérifications .

● *Le piégeage de l'air*

HENIN (1939) a montré l'influence du piégeage de l'air en effectuant les expériences suivantes:

Si l'on dispose d'agglomérats calibrés à sec de taille comprise entre 2 et 0,2 mm, on peut les plonger rapidement dans un grand excès d'eau en opérant soit dans l'atmosphère ordinaire, soit dans une enceinte où l'on a fait le vide. Dans tous les cas examinés, on obtient beaucoup plus d'agrégats quand la terre a été mouillée sous vide que si l'on opère dans l'atmosphère. Cette expérience largement vérifiée met bien en évidence le rôle de l'air, puisque les conditions d'humectation sont les mêmes dans les deux situations qui ne diffèrent que par la présence ou l'absence d'une atmosphère gazeuse. On observe des effets du même ordre avec des mottes plus grossières.

D'ailleurs on peut, à l'opposé, humecter les agglomérats dans une atmosphère comprimée : on obtient encore moins de particules stables que si l'on procède à l'humectation sous atmosphère normale (HENIN 1948).

HENIN (1939), pour éviter le piégeage de l'air, a effectué une humectation progressive de la terre sèche, en laissant celle-ci s'imbiber par capillarité et en abaissant progressivement la succion de l'eau jusqu'au voisinage de la saturation. Dans ces conditions, l'immersion ultérieure dans l'eau produit une dégradation beaucoup moins marquée : c'est un fait très largement vérifié aujourd'hui.

Cet auteur a alors procédé à une imbibition préalable de différents échantillons de terre par une série de liquides polaires ou non polaires miscibles ou non miscibles à l'eau pour simuler une atmosphère incompressible. Les quantités d'agrégats $>$, 0,2mm obtenus après agitation dans l'eau et tamisage sont présentées dans le tableau 31 (HENIN, 1939)

* σ est la tension superficielle de l'eau, α l'angle de raccordement, R le rayon des plus gros capillaires.

TABLEAU 31

Influence des liquides de prétraitement sur la stabilité

Liquide de pré-traitement	% d'agrégats > 0,2 mm				
	Versailles	Sol argilleux	Terre organique calcique	Terre non organique rendue sodique	Terre organique rendue sodique
	1	2	3	4	5
Eau (par imbibition capillaire)	33,5	49,5	37,5	2,5	2,0
alcool méthylique	31,5	53,5	36,5	-	2,0
alcool isobutylique	34,0	46,0	38,5	-	1,5
alcool laurique	10,0	14,5	-	-	2,0
acétone	33,1	48,0	35,0	-	-
éther	26,0	32,0	26,0	-	-
NO ₂ C ₆ H ₅	9,5	7,0	32,0	8	14,5
C Cl ₄	7,5	6,0	21,0	2	14

Il apparaît clairement qu'un pré-traitement avec un liquide miscible à l'eau accroît la résistance des particules, sauf pour les terres sodiques.

Au contraire, le pré-traitement avec des liquides non miscibles à l'eau exerce un effet destructeur très intense, sauf si la terre renferme une certaine proportion de matières organiques (colonnes 1 et 3 d'une part, 4 et 5 d'autre part).

Ce résultat peut s'interpréter de la façon suivante : l'humectation par des liquides organiques miscibles à l'eau, ajoutés goutte à goutte, peut déplacer l'atmosphère gazeuse. Quand les fragments sont ensuite plongés dans l'eau, la tension interfaciale étant négative entre les liquides, il n'y a pas de pression, donc une dislocation faible des agrégats.

Si une terre pauvre en matières organiques est imbibée avec un liquide organique non miscible à l'eau, et plus particulièrement s'il est non polaire (C Cl₄, etc...), la mouillabilité de la terre pour l'eau est peu modifiée, la tension interfaciale reste importante et la rupture se produit. Si au contraire la terre renferme des quantités importantes de matières organiques, les liquides organiques non polaires utilisés, quels qu'ils soient, se fixent sur celle-ci et constituent alors un film hydrophobe qui empêche l'humectation de la terre ; $\cos \alpha$ devient alors négatif. Cet effet de protection est si net que même des terres sodiques, mais riches en matières organiques, sont protégées par une préhumectation avec un liquide organique non polaire (colonne 5).

Le dioxane, non utilisé dans ces essais, a une position assez particulière. Il est en effet plus ou moins miscible aux corps organiques et miscible à l'eau. Il s'ensuit qu'il va agir, en pré-traitement, en accroissant la proportion d'agrégats grossiers, quel que soit l'état de la terre (riche ou pauvre en matières organiques).

Quant aux corps organiques non miscibles à l'eau mais fortement polaires (nitrobenzène, nitrométhane), ils restent peu solubles et ont sensiblement la même action sur la résistance des agrégats que les liquides organiques non polaires. Toutefois, quand la terre renferme des matières organiques, leur effet protecteur est alors beaucoup plus marqué que celui des corps non polaires, comme le montrent les résultats suivants (HENIN, 1948) (tableau 32).

TABLEAU 32

Influence de la teneur en matières organiques sur l'action
d'un pré-traitement avec divers liquides organiques
Sol artificiel (40 % d'argile)

Nature du traitement	Teneur en matières organiques %					
	0	0,5	1	2	3	5
% agrégats stables > 0,2 mm						
Imbibition ménagée à l'eau	48	52	52	50	56	56
pré-traitement avec C Cl ₄ (non polaire)	3	6	4	10	14	22
pré-traitement avec CH Cl ₃ (polaire)	3	10	20	34	40	56

Ces données montrent que l'effet d'un pré-traitement avec un liquide non miscible à l'eau, comparé à l'effet d'un traitement à l'eau (l'analyse des agrégats étant conduite en plongeant ultérieurement ces échantillons dans un grand excès d'eau), est intensément destructeur s'il n'y a pas de matière organique, et de moins en moins destructeur quand la terre renferme ce constituant.

D'autre part, CH Cl₃, corps polaire, apparaît comme beaucoup plus protecteur que C Cl₄. Ainsi, pour une même terre, la comparaison du pourcentage d'agrégats obtenus après traitement à l'alcool et après traitement avec C Cl₄ ou C₆H₆, permet de mettre en évidence le rôle joué par les matières organiques.

Voici un autre argument : HENIN (1939), partant d'une terre de Versailles à 20 % d'eau environ, a abandonné l'échantillon (terre fine > 2mm) à une dessiccation lente en prélevant de temps en temps une fraction du matériau. La teneur en eau était alors déterminée sur une partie de l'échantillon alors que l'autre était plongée dans un excès de liquide.

Le tableau 33 met en évidence la diminution de la quantité de particules stables à mesure que le matériel plongé dans l'eau était de plus en plus sec, donc renfermant de plus en plus d'air.

Ces résultats montrent d'une part que le pourcentage d'agrégats grossiers diminue dans la gamme de 18 à 10 % d'eau : il reste constant ultérieurement ; et d'autre part parallèlement, que le pourcentage de petites particules < 0,02 mm diminue ; la dessiccation a donc pour effet de stabiliser l'action des ciments. Corollairement, le pourcentage de particules de taille intermédiaire (0,02 à 0,2 mm) croît.

Le mécanisme de destruction porte bien sur la dislocation d'assemblages d'une certaine dimension, et non sur la dispersion d'éléments fins.

TABLEAU 33
Influence de la teneur en eau de la terre sur la répartition
des agrégats après agitation dans l'eau

Humidité de l'échantillon	18 %	12 %	10 %	6 %	3 %
% de particules > 0,2 mm	18	17	15	13,5	14
% comprises entre 0,2 et 0,02 mm	50	54	57	60,5	61
% de particule < 0,02 mm	32	29	28	26	25

● *Compression de l'air*

Le deuxième facteur invoqué concerne la pression créée à l'intérieur de l'agglomérat. Celle-ci est évaluée de la façon suivante : la force F qui attire le liquide est donnée par la relation:

$$F = 2 \pi R \sigma \cos \alpha$$

σ : tension superficielle de l'eau

R : rayon des plus gros pores

α : l'angle de raccordement sol-eau

La pression P_a exercée sur l'atmosphère interne est:

$$P_a = \frac{F}{S} = \frac{2 \pi R \sigma \cos \alpha}{\pi R^2} = \frac{2 \sigma \cos \alpha}{R}$$

La mouillabilité est mesurée par l'angle α dont la mesure absolue est impossible sur un matériau comme la terre. Par contre, on peut modifier sa valeur, pour un même échantillon, en fixant de petites quantités de substances hydrophobes comme les matières grasses. Les résultats obtenus par HENIN (1939) apparaissent au tableau 34:

TABLEAU 34
Influence de la mouillabilité sur la stabilité

Nature de la terre	Traitement	Agrégats stables > 0,2 mm (%)	
		Témoin	traité
limon blanc	acide oléique	7	21,0
limon blanc	huile de lin	7	78
horizon B (Versailles)	huile de lin	12	23
terre sodique (42 parcelles)	acide oléique	1,5	21,5

Pour mettre en évidence le rôle de la valeur de α sans modifier l'échantillon, MONNIER (1965) a mis au point un test permettant d'effectuer des comparaisons.

Il est basé sur la vitesse d'ascension capillaire de l'eau dans les matériaux pulvérisés. La force de pénétration est égale à

$$\frac{2 \sigma \cos \alpha}{R}$$

La vitesse de pénétration, telle que la donne la loi de POISEUILLE, est:

$$V = \frac{\pi R^2}{8 \eta} \left[\frac{\frac{2 \sigma \cos \alpha}{R} - Z}{Z} \right]$$

En prenant de petites colonnes de terre, Z peut être négligé devant le terme ascension capillaire

$$\left(\frac{2 \sigma \cos \alpha}{R} \right)$$

et il vient :

$$V = \frac{\pi R}{8 \eta} \frac{2 \sigma \cos \alpha}{Z}$$

Il s'ensuit qu'en comparant la vitesse d'ascension capillaire dans des échantillons de terre, on peut apprécier l'influence relative de la mouillabilité. Cette méthode avait d'ailleurs été proposée par DA SILVA *et al.*, (1961) comme test pour évaluer la stabilité structurale.

On peut montrer que l'on évalue bien un test de mouillabilité en comparant la quantité de terre accrochée à l'interface eau-benzène, et la vitesse de l'ascension capillaire des échantillons (MONNIER 1965) (tableau 35):

TABLEAU 35
Relation entre vitesse d'ascension et adsorption aux interfaces

Echantillons	Terre H ⁺	Terre H ⁺ Ca ⁺⁺	Terre Ca ⁺⁺
% de la terre accrochée à l'interface eau-benzène (TURC) (non publié)	43	18	12
Vitesse d'ascension capillaire. Tubes remplis d'agglomérats (hauteur atteinte en 2 minutes)	32 mm	42 mm	45 mm

La méthode consiste à agiter la terre tamisée dans un tube contenant une couche d'eau et une couche de benzène. Après agitation, il se forme une sorte d'émulsion de benzène dans l'eau, les particules de terre protégeant et stabilisant les

gouttes de benzène. C'est la proportion de terre présente dans l'émulsion qui est déterminée. Cette méthode est malheureusement trop imprécise pour effectuer des mesures à proprement parler, mais c'est un test de comportement qui permet de mettre en évidence l'effet de mouillabilités différentielles (tableau 36).

On peut enfin comparer les poids d'agrégat recueillis après prétraitement par Alcool (Ag.a) et Benzène (Ag.b) et la vitesse d'ascension capillaire (tableau 36):

TABLEAU 36

Relation entre la vitesse d'ascension capillaire et la différence de pourcentage d'agrégats > 0,2 mm entre l'échantillon directement traité par l'alcool (Ag.a) et l'échantillon traité préalablement par le benzène (Ag.b)

Vitesse d'ascension en mm/min *	Différence (Ag.a. - Ag.b.)	Matière organique fixée sur la terre
2	— 20	cire
11	— 12	huile de lin
23	+ 12	acide humique
30	+ 16	témoin non traité
42	+ 35	kriliium 3/10.000
70	+ 80	kriliium 6/10.000

* (valeurs évaluées sur un graphique)

Ces résultats montrent que certaines matières organiques (cire, huile de lin) agissent en rendant la terre peu mouillable : le prétraitement benzène est alors efficace, puisque la différence (Ag.a — Ag.b) est négative. D'autres, comme le kriliium, accroissent la mouillabilité puisque la vitesse d'ascension capillaire croît. Par ailleurs (Ag.a — Ag.b) est positive. L'effet de la matière organique est alors lié à un accroissement de la cohésion (MONNIER, 1965).

● Rupture et résistance mécanique des agglomérats

La résistance à la rupture des agglomérats de terre dépend essentiellement de leur cohésion. Malheureusement, il est difficile de mesurer des propriétés mécaniques bien définies sur le matériel servant aux essais de stabilité. Par cohésion, il faut entendre, dans ce paragraphe, le résultat de tests de résistance à la compression. HENIN (1939) avait déjà mis en évidence :

1°) une corrélation entre l'augmentation de la cohésion des agrégats secs, leur teneur en argile et leur stabilité structurale ;

2°) un accroissement de stabilité pour des échantillons d'une même terre dont la cohésion avait été modifiée par pétrissage à des humidités variables.

Mais ses mesures avaient été effectuées sur le sol sec ; il était évident, par ailleurs, qu'un sol relativement peu cohérent, mais dont les ciments étaient peu sensibles à l'eau, comme les hydroxydes de fer, était plus résistant à l'immersion dans l'eau qu'un sol dont la cohésion, supérieure à la précédente à l'état sec, était due

à des ciments sensibles à l'eau comme l'argile ; il fallait donc, pour vérifier plus sûrement le rôle de la cohésion, effectuer des mesures sur la terre humide. Le dispositif a consisté à déterminer, avec un appareil suffisamment sensible, la résistance à l'écrasement des agrégats imbibés d'eau ou de solutions de diverses natures. CONCARET (1967) a pu montrer qu'il existait une corrélation directe hautement significative entre la résistance à l'écrasement d'agrégats imbibés de solution et le pourcentage d'agrégats stables quand la terre était immergée dans la même solution. Le tableau 37 indique les résultats obtenus avec des mélanges alcool-eau.

TABLEAU 37
Relations cohésion stabilité

terre n°	eau pure		mélange alcool eau					
	agrégats stables Ag %	résis- tance à l'écra- sement c*	50 %		75 %		95 %	
			Ag %	c	Ag %	c	Ag %	c
1	11	4,6	69	9,1	82	18	90	23
5	78,6	8,3	90,5	43	91,8	50	92,5	100
7	53	7,4	89	10	92	20	93	40
11	31	4,7	83,2	13,5	87,3	22,1	89,6	39,7
13	44	1,6	68	3,9	83	8	92	15,2

* évalué en gr par particule de 2 mm de diamètre environ

Par ailleurs, KHEYRABI (1966) a cherché à établir systématiquement des relations entre teneur en argile et pourcentage d'agrégats obtenus sans traitement ou avec prétraitement à l'alcool. Voici les données extraites de ses divers graphiques concernant un mélange argile-limon (2 — 20 μ) (tableau 38):

TABLEAU 38
Influence de la teneur en argile sur la cohésion et la stabilité de la structure de mélanges argile-limon
(KHEYRABI 1966)

Teneur en argile % :	10	20	30	40	50	80	100
Agrégats: résistance à l'écrasement en grammes	6	6,5	7,7	13	17	7,8	4
Agrégats: immersion dans l'eau sans pré-traitement %	0	2	4	18,5	78	72	52
Agrégats: immersion dans l'eau après pré-traitement alcool %	2	25	47	72,0	78	80	68

Les résultats obtenus avec les faibles teneurs en argile montrent qu'il n'y a pas d'agrégats pour des cohésions de l'ordre de 6 gr. L'effet de stabilisation vis-à-vis d'un traitement direct à l'eau est encore faible pour des cohésions de l'ordre de 6,5 gr.

Par contre, la résistance est déjà sensible quand il y a un prétraitement à l'alcool. Ensuite, cohésion et stabilité croissent rapidement jusqu'à 50 % d'argile; ceci reste logique. Mais il est surprenant de constater la baisse importante de la cohésion et de la stabilité dans l'eau (et même après un prétraitement à l'alcool) qui se manifeste pour des teneurs en argile plus élevées. Ce fait s'explique par l'observation directe des agrégats montrant qu'à partir d'une teneur en argile de 50 % environ, il se crée des fissures qui, constituant des points faibles, sont à l'origine de la rupture des agglomérats. Toutefois, les particules résultantes sont encore des agrégats, mais de plus petite taille.

L'observation de KHEYRABI confirme la relation "résistance des agrégats-cohésion". Elle souligne le rôle du traitement à l'alcool qui stabilise les agrégats peu cohérents en limitant ou en supprimant les effets liés à la compression de l'atmosphère. Il reste évidemment des actions mécaniques inévitables liées aux procédés de séparation des particules, c'est-à-dire le tamisage. Enfin, cette observation pose le problème du choix du diamètre de référence pour une analyse d'agrégats.

Si l'on remplace le tamis à mailles de 0,2 mm par un tamis à mailles de 0,1 mm, on constate que le pourcentage des particules recueillies croît, et que la teneur en argile correspondant au pourcentage maximal de particules stables est déplacé vers les teneurs en argile plus élevées. Tout se passe donc comme si le délitement dans l'eau révélait, au moins en partie, des agrégats pré-existants liés à la fissuration de la pâte d'argile et de limon au cours du séchage.

KHEYRABI a étendu ces expériences à des mélanges d'argile et de particules de plus en plus grosses (limon grossier, sable fin, sable grossier). Le comportement de ces mélanges s'apparente à celui qui vient d'être examiné avec les propriétés suivantes: le pourcentage d'argile correspondant à l'obtention d'une proportion importante d'agrégats est d'autant plus élevé que la taille des éléments du squelette est plus grosse. Parallèlement, la cohésion des mélanges est moins élevée. Il y a une exception pour le sable grossier puisque le squelette a la même taille que les agrégats grossiers. Dans ce dernier cas, la proportion d'agrégats croît avec la teneur en argile presque linéairement jusqu'à 80 %, une partie des particules recueillies, étant constituées par des agrégats d'argile, ont tendance à rester intactes. Ils se fissurent moins quand ils n'ont pas englobé d'éléments minéraux.

Certaines de ces données paraissent en contradiction avec les observations effectuées *in situ*. MERIAUX (1962) a montré que la teneur en agrégats tendait à baisser pour une même quantité de squelette quand la proportion de limon augmentait. L'interprétation de ce résultat est la suivante : quand une terre est très riche en limon, il existe généralement une forte proportion d'argile grossière qui n'est pas constituée par des minéraux phylliteux et qui n'a donc pas de pouvoir ciment. C'est là un exemple du danger des interprétations immédiates des corrélations, lorsqu'il existe des interactions insoupçonnées entre les variables ; il s'agit, dans ce cas, de la liaison entre la proportion de limon et la qualité de l'argile.

KHEYRABI (1966) a effectué également des études sur des squelettes plus ou moins complexes. D'après son interprétation, tout semble se passer comme si l'assemblage élémentaire s'effectuait progressivement, l'argile s'associant d'abord au limon fin, l'ensemble au limon grossier puis au sable fin, et ce ciment complexe englobant enfin les sables grossiers. Ces considérations sont en accord avec les résultats suivants de BOTHELHO DA COSTA *et al.*, (1943). Ces auteurs ont effectué

des analyses d'agrégats sur des terres et réalisé ensuite l'analyse granulométrique des agrégats recueillis sur chaque tamis. On trouve dans le tableau 39 les résultats obtenus :

TABLEAU 39

Nom de l'échantillon	Dimension des agrégats	Agrégats %	Sable grossier	Sable fin	Limon	Argile
T _t	A (1 à 2 mm)	37,5	18,0	24,0	35,0	23,0
	B (0,1 à 1 mm)	15,7	7,0	48,0	0,5	44,5
	C (0,02 à 0,1 mm)	36,6	0	24,0	30,0	46,0
	D (< 0,02 mm)	10,2				
	Terre totale	100,0	7,5	22,5	34,0	36,0
B _{pf}	A (1 à 2 mm)	53,8	3,5	22,0	26,5	48,0
	B (0,1 à 1 mm)	16,9	13,0	26,0	13,0	48,0
	C (0,02 à 0,1 mm)	20,2	0	45,0	18,0	37,0
	D (< 0,02 mm)	9,1				
	Terre totale	100,0	10	23,5	24,5	42,0

Bien entendu, les éléments grossiers du squelette se retrouvent dans les fractions A et B qui ne peuvent passer à travers le tamis à mailles de 0,1 mm. De plus, il est intéressant de noter qu'entre les échantillons T_t et B_{pf} la répartition du sable grossier entre les fractions A et B d'agrégats est inversée. Mais le fait essentiel est que l'on retrouve dans les fractions A et B des proportions très importantes de limon, sable fin et argile. Il est dommage que les classes d'agrégats ne correspondent pas aux classes granulométriques, car il est évident que la comparaison de ces groupes de résultats serait beaucoup plus instructive. Elle ne nous en démontre pas moins que le délitement des agglomérats terreux isole des particules de composition granulométrique différente, ce qui montre que, suivant les terres, l'association des éléments de la texture pour former les constituants de la structure, s'effectue suivant des modalités différentes.

4. Conclusions

Au début de ce chapitre, nous avons été amenés à opposer deux explications rendant compte du délitement de fragments de terre plongés dans l'eau : le gonflement et le mécanisme d'explosion.

Les expériences qui ont été rapportées montrent qu'il faut attribuer l'essentiel du délitement au phénomène de l'explosion. En effet, toutes les expériences ayant pour but de vérifier le mécanisme de ce phénomène ont donné des résultats confirmant son intervention.

Par contre, si quelques-unes des expériences réalisées peuvent sembler justifier l'action d'un mécanisme de gonflement (par exemple une humectation progressive ou le rôle des solutions concentrées), il existe des faits en discordance évidente avec cette hypothèse, par exemple la tendance à une corrélation entre gonflement et stabilité.

Des expériences récentes non publiées par HENIN et SANTAMARIA montrent toutefois que les effets de gonflement interviennent, mais pour une petite

part, dans le délitement. En effet, après avoir immergé une terre dans l'eau sous vide, l'eau a été siphonnée, puis remplacée par de l'alcool, en ajoutant à plusieurs reprises de l'alcool sur des agrégats, et en siphonnant chaque fois le liquide surrageant. Cette opération avait pour but de remplacer l'eau incluse dans les agrégats par de l'alcool. A ce stade, si l'on effectue le tamisage sans l'alcool, on obtient plus d'agrégats grossiers qu'en tamisant sous l'eau. Donc, le remplacement de l'eau par l'alcool n'est pas destructeur d'agrégats. Si, dans un deuxième temps, on remplace progressivement l'alcool par l'eau en évitant toute agitation, on obtient au tamisage moins d'agrégats grossiers que si l'on avait tamisé sous eau immédiatement après l'immersion, sans être passé par le remplacement par l'alcool. La seconde ré-humectation a donc un effet destructeur qui ne peut être attribué qu'au gonflement, puisqu'il n'y a pas eu dessiccation. Mais l'effet observé est faible, et on obtient par ce traitement complexe plus de particules grossières que par un traitement dans l'atmosphère ordinaire.

L'argument principal des auteurs qui considèrent le gonflement comme la cause principale du délitement, est lié au fait que, pour une même terre, le remplacement par échange des ions Ca par des ions Na augmente le gonflement. Parallèlement la fraction grossière agrégée est plus importante pour la terre calcique que pour la terre sodique. Ce phénomène peut être expliqué par la théorie de l'explosion parce qu'à un plus fort gonflement, correspond une plus faible cohésion, donc une moindre résistance à la pression de l'air dans les agrégats.

Enfin, il ne faut pas oublier que la comparaison des résultats est rendue délicate par le fait qu'on ne peut mettre en évidence les conséquences de l'immersion de la terre dans l'eau que par un tamisage ; or, cette opération détruit des agrégats.

HENIN et SANTAMARIA, dans d'autres expériences non encore publiées, ont immergé des échantillons de terre dans l'eau, sous vide. Une partie des échantillons subit des tamisages plus ou moins répétés dans l'eau; pour l'autre partie, l'eau a été remplacée par l'alcool suivant le protocole qui a été décrit, et les tamisages ont été effectués sous l'alcool. Le pourcentage d'agrégats obtenus dans l'alcool varie peu avec le nombre de tamisages, alors que sous l'eau, le pourcentage des éléments grossiers diminue très sensiblement avec le nombre de tamisages, mettant ainsi en évidence le rôle destructeur du procédé de séparation. Ce rôle destructeur est évidemment d'autant plus marqué que la cohésion de l'échantillon est plus faible.

En définitive, les facteurs de stabilité de la terre vis-à-vis de l'eau sont :

- une faible mouillabilité, qui dépend de la matière organique et des cations fixés par celle-ci: avec le Na, la mouillabilité est bonne, elle décroît sensiblement avec le Ca et devient faible avec les ions trivalents (Al et F^{3+}) ;
- la cohésion à l'état humide: celle-ci est liée à la teneur en argile mais là encore il faut prendre en compte les cations échangeables : l'argile sodique est peu résistante parce que très gonflée;
- les matières organiques interviennent également pour assurer la cohésion du système, en particulier quand il s'agit de longues molécules servant de ponts entre les micelles d'argiles. Mais cet effet est nuancé par la nature du cation échangeable, intervenant encore suivant la série mono, di- et trivalent.

Enfin, même quand les facteurs de résistance sont présents, la taille des particules grossières est liée à la fissuration des ciments. Il semble que la présence des fissures conduise à une rupture qui peut être provoquée par le simple effet de gonflement. Seuls les volumes non fissurés pourraient apparaître sous forme

d'agrégats après le traitement, et l'on retrouve ainsi la définition qui avait été présentée au début du chapitre sur la structure.

Ce fait pose le problème de la taille des particules que l'on peut considérer comme "agrégats". En effet, suivant la teneur en argile et l' "histoire" de l'échantillon, les volumes homogènes correspondant au concept d'agrégat auront des tailles variables. C'est ce qui ressort clairement des expériences de KHEYRABI par exemple.

Il est évident que si, pour des études fines, il est nécessaire de tenir compte de toutes ces modalités, on sera obligé, dans les méthodes de routine, d'adopter des dimensions standard. Nous retiendrons celles qui correspondent aux classes granulométriques, ce qui facilite les comparaisons entre distribution des particules agrégées et granulométrie du matériau.

c) METHODES D'EVALUATION DE LA STABILITE DE LA STRUCTURE

Comme nous l'avons vu, les chercheurs ont tenté de définir des protocoles analytiques permettant d'isoler des particules complexes supposées représenter les constituants élémentaires de la structure. Pour ceux qui considèrent qu'il n'y a de structure que lorsqu'il y a des agrégats, il s'agissait de définir l'ultime structure du sol. Pour ceux qui, comme nous-mêmes, pensons que s'il existe des agrégats, morphologiquement parlant, ceux-ci peuvent se détruire sous le jeu des facteurs naturels, il ne s'agit plus de méthodes d'analyse, mais de tests de résistance. Ceux-ci peuvent comporter l'immersion de la terre dans l'eau dans des conditions définies, suivie d'un classement granulométrique des éléments résultants. Mais à partir du moment où il s'agit de tests, on peut imaginer toute une série d'épreuves de comportement permettant de classer les terres en fonction de certaines actions susceptibles de les modifier. C'est ainsi que l'on peut envisager deux groupes de techniques :

1°) dans les unes, on étudiera l'évolution d'un paramètre caractérisant la structure (cohésion ou porosité), en fonction d'une action définie ;

2°) dans les autres, on tâchera d'établir, par une granulométrie, soit l'évolution des mottes existant dans un certain état initial de référence, soit au contraire l'état d'agrégation, toujours après intervention d'un facteur d'action, celui-ci étant apprécié par rapport à une analyse granulométrique comportant une dispersion totale des ciments.

1. Méthodes mettant en cause l'évolution d'un paramètre caractérisant la structure; variation de la porosité et de la vitesse de filtration.

La seule technique répondant entièrement à cette définition a été imaginée par CHILDS (1940). Cet auteur établit la courbe "teneur en eau en fonction de la succion" d'un échantillon de terre donné. Puis il soumet l'échantillon à une série de dessiccations et d'humectations, et il détermine à nouveau la courbe "teneur en eau - succion". Ces courbes sont interprétées à l'aide de la loi de JURIN qui permet de calculer le diamètre des pores. En comparant la courbe établie avec l'échantillon de départ et celles réalisées après une série d'humectations et de dessiccations, il est

possible de mettre en évidence la diminution de la taille des pores. Ce résultat traduit le fait que les agglomérats les plus grossiers se sont disloqués en particules de plus petites tailles, laissant entre elles des vides de plus petits diamètres.

Dans une telle méthode, l'état de l'échantillon initial et les processus de dessiccation et d'humectation devraient être nettement définis pour lui conférer des caractéristiques d'une technique, ce qui ne semble pas encore avoir été réalisé.

Un autre groupe de méthodes consiste à mesurer soit la différence de vitesse de filtration de deux liquides de nature différente dans des mêmes terres, soit à suivre la variation de la vitesse de filtration en fonction du temps, laquelle est étroitement liée à l'évolution du diamètre des pores. Voilà par exemple les résultats obtenus par HENIN (1939) à l'aide de cette dernière technique (tableau 40).

TABLEAU 40
Influence des engrais renfermant différents cations
sur l'évolution de la vitesse de filtration d'un sol de limon

	Nature du traitement					
	NO ₃ Na	Sylvinité	Témoin	Scorie	CO Ca 3	Fumier
vitesse de filtration après 50 h	0.43	0.435	0.55	0.67	0.69	0.68
vitesse de filtration initiale						

Cette série de valeurs met bien en évidence l'influence des ions contenus dans l'engrais. L'accumulation des ions Na⁺ donne une structure qui tend à se dégrader au cours de la filtration. Au contraire, la présence de Ca⁺⁺ et de manière organique permet à la structure de se maintenir.

Mais la simple mesure de la vitesse de filtration dans des conditions standard, sur des parcelles, conduit à mettre en évidence différents états physiques. C'est ainsi que des mesures effectuées soit par la méthode MUNTZ soit par la méthode VERGIERES, sur des parcelles d'une même terre ayant reçu des traitements différents, permet de mettre en évidence des variations de l'état structural. La vitesse de filtration est par exemple plus élevée après une culture de graminées que dans un sol cultivé (MARTY, 1969), (TALINEAU, 1968). Toutefois, ces données ne peuvent être comparées à celles provenant d'autres sols, en ce sens qu'aucune règle ne permet de savoir ce qu'est une bonne perméabilité, compte tenu des propriétés texturales.

QUIRK et SCHOFIELD (1955) ont étudié l'influence de la concentration des solutions salines sur le maintien de la perméabilité d'échantillons de terres ayant fixé des cations de diverses natures. Ils constatent qu'au-dessous d'une certaine concentration, la vitesse de filtration diminue rapidement avec le temps. Ils évaluent ainsi des seuils de concentration correspondant par exemple aux valeurs suivantes:

2,5 . 10 ⁻¹ M	NaCl
6,6 . 10 ⁻² M	KCl
1,0 . 10 ⁻³ M	MgCl ₂
3,0 . 10 ⁻⁴ M	CaCl ₂

Ces mesures ne concernent évidemment pas la structure du sol proprement dite, mais l'action du lessivage vis-à-vis de sols ayant fixé différents cations, mettant en évidence l'influence des électrolytes dissous sur le maintien de la structure. Ces données permettent de définir les conditions dans lesquelles on peut lessiver un sol renfermant du ClNa sans risquer sa dispersion ; à mesure que le chlorure de sodium sera entraîné, la structure ne pourra être maintenue que si la solution renferme des ions Ca.

● *Résistance des mottes à l'action de l'eau*

Le procédé le plus direct consiste à disposer des mottes de terre sur un tamis à mailles de 1 à 2 mm et à faire tomber des gouttes d'eau sur l'échantillon à l'aide d'une burette placée à une certaine hauteur. On mesure alors le volume ou le nombre de gouttes d'eau nécessaires pour que la motte de terre passe à travers le tamis.

Cette technique semble avoir été imaginée par VILENSKY (1934) qui a mis ainsi en évidence l'accroissement de stabilité des mottes de terre pétries dans certaines conditions d'humidité. Plus récemment, LOW (1954) a appliqué cette méthode pour mettre en évidence l'action d'une prairie temporaire sur la stabilité de la structure (tableau 41).

TABLEAU 41

	Nb moyen de gouttes d'eau pour détruire un agrégat de 4 à 5 mm	Agrégats par tamisage après imbibition capillaire	Agrégats par tamisage après immersion directe %
Rotation comprenant un herbage pâturé	26,4	67,7	5,4
Rotation comportant jachères et cultures	19,3	64	2,23

Le nombre de gouttes d'eau nécessaire pour détruire les agglomérats met bien en évidence la stabilité plus grande de la terre ayant porté une prairie temporaire. Il en est de même pour l'analyse d'agrégats par immersion directe dans l'eau, alors que l'humectation préalable atténue largement les différences.

Là encore, l'intérêt de cette méthode réside strictement dans une comparaison d'échantillons d'un même matériau soumis à des traitements différents. On peut se demander, en effet, quelle est l'influence de la dimension des mottes, et plus encore comment comparer cette résistance et la taille des particules résultant de la dislocation des mottes.

Or, il y a une grande différence entre recueillir simplement des agrégats de plus petite taille et voir se constituer une suspension dans le liquide de traitement. C'est donc un test complexe auquel, jusqu'à présent, on n'a pas su donner un sens général.

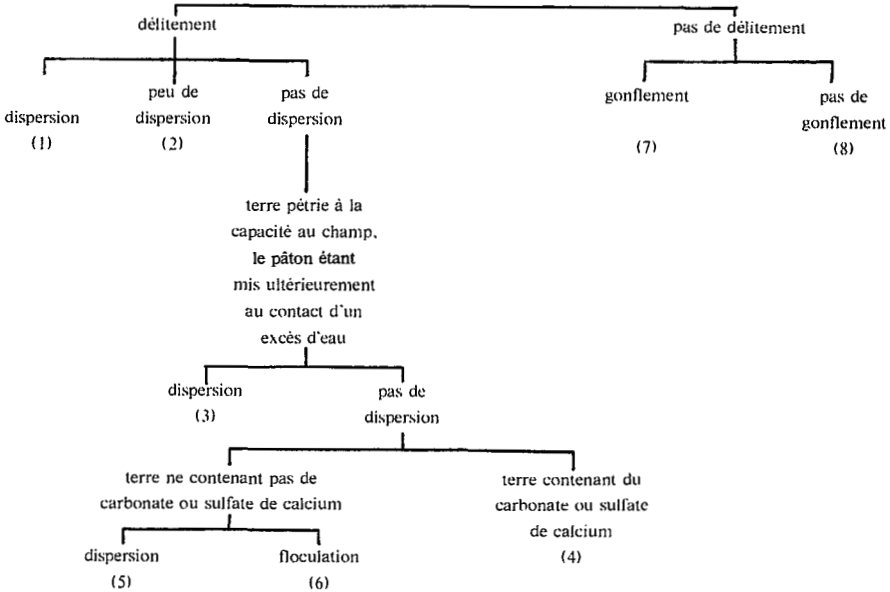
EMERSON (1967) a imaginé une série de tests de comportement dont

l'efficacité a été établie en partant d'une série d'échantillons d'argile, montmorillonite, illite, kaolinite, saturés par différents cations.

Les fragments de terre sèche sont brutalement immergés dans un excès d'eau. Ils peuvent alors se déliter ou non. Ceux qui se délitent peuvent présenter une dispersion, être peu dispersés ou ne pas se disperser. Les terres fournissant des agglomérats qui ne se dispersent pas sont alors pétries à une humidité égale à la capacité de rétention. Les pâtons agités dans l'eau peuvent également subir une dispersion ou non. Parmi les terres ne se dispersant pas, l'auteur sépare celles qui contiennent des carbonates ou des sulfates de calcium de celles qui n'en contiennent pas. Pour ces dernières, on prépare une suspension à raison d'une partie de terre pour 5 parties d'eau. Après agitation et abandon au repos pendant 5 minutes, les terres sont classées suivant qu'elles flocculent ou ne flocculent pas. L'on obtient le tableau 42 suivant:

TABLEAU 42

Comportement des agglomérats immergés



Il faut noter que les comportements sont évalués visuellement. Le classement de 1 à 8 correspond à la sensibilité des terres à l'action de l'eau, la classe 1 étant la moins stable et la classe 8 la plus stable.

L'auteur indique que ce procédé a permis de prévoir le comportement des terrains dans certaines conditions, par exemple la stabilité des barrages en terre.

Une méthode de même nature, mais moins élaborée, a été imaginée par SEKERA (1943).

Dans la recherche d'actions spécifiques ménagées, on a fait appel à d'autres méthodes. Parmi les plus originales, il faut signaler l'utilisation d'ondes sonores, d'une fréquence de 50 Kz, émises dans l'eau au-dessus de la série de tamis où sont disposés les agrégats. Cette méthode serait à appliquer plus particulièrement aux matériaux argileux comme complément des méthodes de tamisage (RID, 1959).

2. Evaluation de l'état d'agrégation par granulométrie

Le plus généralement, les auteurs tentent de déterminer une distribution d'agrégats obtenus par agitation d'un échantillon initial dans des conditions standard. Le choix de l'échantillon standard varie suivant les techniques : il peut y avoir ou non tamisage du matériau initial, et on peut prendre comme référence le résultat de ce tamisage préalable pour le comparer aux résultats du traitement par l'eau. Autant qu'on en puisse juger par l'ensemble des opérations, les auteurs semblent admettre que les mottes de terre dégagées au champ ont une dimension inférieure à quelques centimètres.

Ceci ne correspond qu'à certaines catégories de terre : on peut avoir des mottes beaucoup plus importantes. C'est pourquoi d'autres auteurs, comme HENIN *et al.*, (1969) préfèrent opérer sur la terre fine, c'est-à-dire passée au travers d'un tamis aux trous ronds de 2 mm de diamètre.

Vient ensuite la méthode de traitement elle-même. La terre peut être plongée dans l'eau avec ou sans imbibition préalable. Nous avons vu qu'une imbibition préalable par l'eau ou certains liquides accroissait la résistance des particules à l'action ultérieure de l'eau, comme le montrent les résultats de LOW (1954). Mais si l'on prend comme référence la distribution des agrégats séparés à partir d'une terre humectée préalablement, celle-ci traduit à la fois la distribution initiale et la résistance des agrégats aux actions exercées par les méthodes de séparation.

Quand l'échantillon de terre a été plongé dans l'eau, l'ensemble est en général soumis à une agitation qui a pour but de séparer les fragments des agrégats fissurés et de favoriser la dispersion des ciments si ceux-ci sont suffisamment sodiques. Ce traitement préalable donne des résultats plus constants qu'un tamisage direct sans agitation. L'influence du temps d'agitation sur les résultats de l'analyse, a été mise en évidence par PURI et KEEN (1931). Ils ont mesuré le pourcentage de particules $< 0,002$ mm restant en suspension après des agitations de temps (t) variable et constaté que $F(d) = a \log t$, a et b étant constantes.

La liquide contenant des agrégats est ensuite soumis à des opérations de séparation. On opère par tamisage pour les plus grosses fractions. TIULIN (1927), un des promoteurs de ces techniques, utilisait une série de plusieurs tamis qui étaient systématiquement enfoncés et sortis de l'eau.

Il faut citer l'ingénieux appareil de MEYER et RENNENKAMPFF (1936), constitué par un cylindre dans lequel sont logés neuf tamis superposés dont le diamètre varie de 4 à 0,25 mm. On place les mottes sur le tamis 4 mm. L'eau arrive par le bas du système jusqu'à immersion des mottes placées sur le tamis supérieur, puis le liquide est entraîné par siphonnage, il retransverse le tamis, entraînant les particules qui se sont séparées. A la fin de l'opération, on pèse les agrégats présents sur chaque tamis.

D'autres auteurs procèdent à une séparation moins détaillée des particules mais par contre, essaient de séparer les fractions fines jusqu'à la fraction argileuse incluse. Ils emploient alors le tamisage pour les éléments grossiers et la lévigation ou la sédimentation pour les particules les plus fines.

Les diamètres des tamis varient sensiblement d'une méthode à l'autre, comme nous venons de le voir, mais il semble y avoir certaines convergences. Quelques auteurs s'intéressent aux agrégats > 2 ou 4 mm, ce qui correspond à la taille des agglomérats qui se constituent sous prairie. Une autre limite se situe vers 0,20 - 0,25 mm, une troisième vers les dimensions du limon, 0,02 mm ; et enfin la fraction argileuse 0,002 mm. Le choix de ces dimensions permet de comparer la distribution des agrégats aux résultats des analyses granulométriques.

BAVER et RHOADES (1932) définissent deux critères pour évaluer l'agrégation. L'un est la limite d'agrégation qui est le diamètre pour lequel la courbe de distribution des agrégats passe au-dessus de la courbe cumulative établie à partir de l'analyse granulométrique avec dispersion ; ce point se situe souvent vers 50 µ. L'autre est l'état d'agrégation, pourcentage des particules évalué par l'aire délimitée par la courbe de distribution des particules agrégées et par la courbe de l'analyse granulométrique. C'est une méthode rationnelle qui suppose néanmoins que la distribution des particules de petite taille soit répartie sur plusieurs fractions pour que cette méthode soit assez fine. TIULIN (1928) utilise le poids P de particules compris entre deux diamètres D₁ et D₂ obtenus par tamisage à sec. Après traitement à l'eau, il ne reste plus qu'un poids P' de particules. La différence P — P' est considérée comme étant constituée par de faux agrégats.

Certains auteurs, comme TIULIN (1928), ont proposé pour évaluer les résultats, un coefficient de structure, ce qui suppose, là encore, l'identité entre structure et existence d'agrégats. Celui-ci se définit comme la proportion de particules de diamètre inférieur à D, qui existe dans les agrégats supérieures à D. Pour calculer cette valeur, on écrit:

$$\frac{P_D - P_S}{P_D}$$

P_D étant le poids d'agrégats supérieurs à D
P_S le poids de particules de même diamètre après analyse granulométrique.

Si P_D — P_S = 0, le coefficient est égal à 0, et la structure sera mauvaise ou instable, suivant le point de vue où on se place.

Si P_D — P_S > 0, la structure sera considérée comme d'autant plus stable que sa valeur sera plus élevée.

Voici les analyses granulométriques de 2 terres (BOTELHO DA COSTA *et al.*, 1943) qui ont été soumises à des analyses d'agrégats (tableau 43).

TABLEAU 43

sols	Composition granulométrique %				calcaire %	pH
	sable grossier	sable fin	limon	argile		
T ₁	7.5	22.5	44	26	4.0	8
B _{pf}	10	25.5	24.5	42	0.8	8-8.5

Et voici les valeurs calculées pour le coefficient d'agrégation, en prenant comme diamètre $D = 0,25$ mm dans un cas, et $0,05$ mm dans un autre :

	T_t	B_{pf}
$D = 0,25$ mm	41,9	60,4
$D = 0,05$ mm	57,4	74,7

On voit qu'elles sont assez peu différentes, mais ceci tient à la nature de la distribution, et dans d'autres cas le changement de diamètre de référence peut faire varier sensiblement le classement.

MIDDLETON (1930) calcule le rapport P_S/P_D : plus le rapport est petit, plus il y a d'agrégats, donc plus il est stable. Cet "indice de Middleton" a été calculé par BOTELHO DA COSTA *et al.*, (1943) pour les deux terres déjà étudiées et ils obtiennent:

	$\frac{T_t}{P_D}$	$\frac{B_{pf}}{P_D}$
$\frac{P_S}{P_D}$	0,47	0,26

Ce rapport est donc plus discriminant dans ce cas que celui de TIULIN. Ce fait souligne la difficulté que l'on rencontre pour exprimer, à l'aide de coefficients, la comparaison de deux types de référence. Les résultats dépendent du nombre de classes utilisé et de leurs limites retenues.

Enfin, on a aussi le rapport $\frac{\text{Argile sans dispersion}}{\text{Argile après dispersion}}$ (VAGELER, 1932) : il est d'autant plus faible que la structure est stable.

VAN BAVEL a proposé le calcul du diamètre moyen de l'ensemble des fractions granulométriques d'une analyse à l'aide de la formule suivante:

$$D_m = \frac{P_1 (D_0 D_1) \frac{(D_0 + D_1)}{2} + P_2 (D_1 D_2) \frac{(D_1 + D_2)}{2} \text{ etc ...}}{P (D_0 D_n)}$$

où $(D_0 D_1)$, $P_1(D_0 D_2)$ etc... représentent le poids des particules défini par les diamètres $(D_0 D_1)$, etc...

Cette valeur D_m établie après analyse granulométrique ou après analyse d'agrégats, permet de calculer un rapport qui exprime l'état d'agrégation. De tels calculs sont assez longs, mais la comparaison de poids de particules est, nous l'avons vu, assez peu expressive. Il faudrait considérer des rapports de type

$$\frac{P_D - P_S}{P_D} \text{ plutôt que } \frac{P_S}{P_D}$$

Mais les résultats dépendent de la valeur de P_S qui est liée à la granulométrie et non à l'agrégation.

On peut enfin déterminer le pourcentage d'agglomérats dont la taille est inférieure ou supérieure à un diamètre donné (BUI HUU TRI et MONNIER 1973).

Inversement, on peut donner la taille des agglomérats correspondant à un pourcentage constant d'agglomérats inférieurs ou supérieurs à cette dimension.

Rappelons enfin que le Comité de la Soil Science Society of America recommande, pour avoir des analyses facilement reproductibles, d'opérer en immergeant les particules de terre sèches dans l'eau. Quant aux méthodes utilisées pour séparer les agrégats, elles correspondent à celles mises en oeuvre pour faire l'analyse granulométrique et les recommandations sont les mêmes.

3. La méthode française

L'examen critique des différentes techniques proposées jusqu'à présent conduit à dégager deux conclusions :

- de très nombreuses méthodes permettent de mettre en évidence des différences de comportement d'un même sol soumis à des traitements différents ;
- aucune ne se prête à l'établissement d'une gamme générale de comparaison.

HENIN et MONNIER (1956) ont mis au point une technique en s'appuyant sur le raisonnement suivant : les processus qui se manifestent dans un sol en place sont très divers. Toute méthode visant à porter un jugement synthétique sur le comportement d'un échantillon à l'aide d'un seul test risque donc de ne fournir que des informations partielles. Ces auteurs ont donc estimé qu'en appliquant une série d'essais, ils avaient des chances d'évaluer les diverses propriétés qui peuvent, à une occasion ou l'autre, déterminer l'évolution du sol en place.

Ces essais comportent des analyses type "agrégats" effectuées dans l'eau sur des échantillons soit prétraités à l'alcool, soit prétraités au benzène, soit non traités. Après agitation dans l'eau, la fraction $> 0,2$ mm est recueillie par tamisage et la fraction $< 0,02$ mm déterminée par sédimentation à l'aide de la "méthode pipette". Cette première série de données permet de calculer un test d' "instabilité". Comme ce test ne rend pas compte de l'action améliorante de certains traitements, il est complété par une mesure de vitesse de filtration effectuée dans des conditions standard.

Voici le détail des techniques :

L'échantillon de 300 gr de terre à examiner est tamisé à sec à travers un tamis à mailles de 2 mm, en s'efforçant de ne pas briser de particules de cette taille ou inférieures. On prélève trois fractions de 5 ou de 10 gr de terre. Il faut veiller à ce qu'elles soient bien représentatives de la granulométrie de la terre sèche. Ces fractions sont placées dans des béchers de 250 cm³, bien secs. Un échantillon de 5 gr est traité avec 5 cc environ d'alcool à 95°, les agrégats obtenus après immersion dans l'eau seront nommés *Ag.a*. Un échantillon de 5 gr est immergé directement dans l'eau sans aucun prétraitement et donnera les agrégats *Ag.e*. Un échantillon de 5 gr reçoit 5 cc de benzène ajouté goutte à goutte, puis est immergé dans l'eau : les agrégats seront désignés par *Ag.b*. Après 5', les béchers sont remplis brutalement avec de l'eau : on s'arrange pour que le courant de liquide disperse les échantillons de terre. Après 1/2 h de contact, le contenu de chaque bécher est passé dans des récipients de 750 cm³. On amène leur volume à 300 cc. Il subissent alors 20 retournements à la main, et on procède au tamisage à l'aide de l'appareil de FEODOROFF (1960).

Les particules inférieures à 0,02 mm de diamètre sont alors déterminées par la "méthode pipette", après avoir introduit la suspension résultant de la séparation des agrégats grossiers dans un vase de sédimentation.

Suivant le type de problème posé, on peut ne retenir qu'une des fractions Ag.a, Ag.e ou Ag.b. Pour porter un jugement global, on prend la moyenne

$$\frac{\text{Ag.a} + \text{Ag.e} + \text{Ag.b}}{3}$$

Le procédé revient à accroître la sensibilité de l'analyse, soit dans la gamme des stabilités relativement faibles, soit dans celle des stabilités élevées, en mettant en évidence en particulier l'effet de la matière organique.

Si ces agrégats permettent de comparer des échantillons d'une même terre traités différemment, pour avoir une donnée d'ordre général, il faut calculer la différence

$$\left[\frac{\text{Ag.a} + \text{Ag.e} + \text{Ag.b}}{3} - 0,9 \text{ Sg} \right]$$

En soustrayant les sables grossiers (Sg), la différence donne les éléments agrégés. En ne prenant que 0,9 Sg on évite deux écueils: le premier est que si, par suite des erreurs ou des imprécisions expérimentales, la fraction tamisée ou le sable grossier était sous ou surévalué, la différence deviendrait négative. Le second concerne les terres très riches en sable grossier qui apparaîtraient comme ayant une stabilité nulle; cette formule permet d'associer les divers tests en évitant certains inconvénients. Il arrive par ailleurs que pour des terres riches en sable très fin et peu agrégées, il faille utiliser un tamis à mailles inférieures à 0,2 mm pour mettre en évidence la présence d'agrégats.

Mais ces tests ne renseignent pas sur la tendance à la dispersion. C'est pourquoi on détermine par la méthode pipette le pourcentage d'éléments inférieurs à 0,02 mm. On prend la valeur maximum donnée par l'un des trois traitements; elle correspond généralement au traitement au benzène. On aurait pu choisir, pour ce test, les éléments inférieurs à 0,002 mm, mais lorsque ceux-ci sont abondants, il se produit souvent des floculations lentes et ce test est très incertain. En définitive, nous avons choisi le seuil de 0,02 mm.

On calcule donc:

$$I_s = \frac{\text{particules } < 0,02 \text{ mm}}{\text{obtenues après l'analyse d'agrégats}} = \frac{\text{Ag.a} + \text{Ag.e} + \text{Ag.b}}{3} - 0,9 \text{ Sg}$$

Cet indice permet un classement de terre, comme nous le verrons, mais dans certains cas celui-ci ne permet pas une différenciation de leur comportement. Par exemple l'indice I_s ne peut rendre compte du comportement des terres chaulées, ainsi que le montrent les résultats suivants (HENIN 1948) (tableau 44).

Il fallait alors imaginer un test complémentaire permettant de mettre en évidence l'action des électrolytes présents dans le milieu, et en particulier du carbonate de calcium.

TABLEAU 44

Terres utilisées	Matières organiques différence % entre 1 et 2	Traitements (Les résultats sont exprimés en % de particules supérieures à 0.2 mm par rapport au traitement à l'alcool)					Somme algébrique des différences par chaque traitement
		tetra	nitro-	chlorure	acétate	alcool	
		chlorure de carbone	benzène	de méthyle	d'amyle	éthylrique	
Parcelles fumées							
Versailles							
A1 Fumier		40	60	85	65	100	
A2 Témoin		11	42	46	42	100	
Différence A1-A2	13.4	+ 29	+ 18	+ 39	- 23		+ 109
En luzerne 6 ans							
B1 En Luzerne							
B1 En Luzerne		29	52	62	80	100	
B2 Témoin		17	29	57	50	100	
Différence B1-B2	1.8	+ 12	+ 23	+ 5	+ 30		+ 70
Terre chaulée							
C1 Carbonate de chaux							
C1 Carbonate de chaux		20	34	57	54	100	
C2 Témoin		28	55	55	50	100	
Différence C1-C2	0	- 8	- 21	+ 2	+ 4		- 23

HENIN, ROBICHET et JONGERIUS (1955) on essayé d'évaluer la teneur en particules fines restant en suspension, en fonction de la quantité de terre introduite dans le milieu. Par exemple, en prenant 4 tubes à essais remplis chacun de 10 cc d'eau distillée, on peut ajouter 2, 4, 6 et 8 gr de terre. Après 1/2 heure, les tubes sont agités énergiquement pendant 1 minute. On laisse reposer 2 heures et on prélève 2 cc de la partie supérieure de la suspension. Les poids de terre (en mg) varient de la façon suivante (tableau 45):

TABLEAU 45
Milieu concentré

	Quantité de terre initiale en gr dans 10 cc d'eau			
	2	4	6	8
	Quantité de terre restant en suspension dans les 2 cm ³ supérieurs			
Témoin	7	17	20	35
Fumier	9.5	17	24	33.5
Sylvinite	7.5	18.5	37.5	63
Ca (OH) ²	9	13	6.5	1.4
CO ³ Ca	4	11	7.5	2
Scories	7	9	4	4.5

Une telle méthode avait déjà été employée par HENIN et TURC (1949), par FRIPIAT et D'HOORE (1948) avec certaines modifications. Elle présente deux inconvénients majeurs:

- les résultats sont très dépendants de la date de prélèvement, le même échantillon donnant soit une forte augmentation de concentration pour le tube à 8 g/10 cc, soit une baisse, suivant que l'échantillon a été prélevé en période humide ou sèche,
- d'autre part on voit mal comment exprimer par une valeur unique ce comportement.

Cette technique a donc été abandonnée et remplacée par une mesure de la vitesse de filtration. On part de 50 gr de l'échantillon déjà préparé pour l'analyse des agrégats et on le verse dans un tube de 32 mm de diamètre et 160 mm de hauteur. On dispose au fond du tube une toile surmontée d'une colonne de 20 mm de graviers de 3 à 4 mm.

Le tube est placé dans un bécher et on ajoute de l'eau de manière que le niveau dépasse d'environ 20 mm celui des graviers. On verse alors 10 gr de la pesée de 50 gr, lentement, de manière que les particules tombent au milieu du tube dans un excès d'eau. On fait alors remonter le plan d'eau en ajoutant une quantité suffisante d'eau distillée. La surface de la terre est égalisée par une rotation rapide du tube et on ajoute à nouveau 10 gr de terre.

Il ne faut jamais que la terre ajoutée dépasse le niveau du plan d'eau. Ainsi les particules se désagrègent au contact du liquide et le volume qu'elles occupent dépend des propriétés du matériau, ce qui n'est pas le cas quand on procède au remplissage à sec. On continue l'opération jusqu'à utilisation des 50 gr. Le tube est alors placé sur un support. On établit un plan d'eau ; 5 minutes après le début de la filtration, on rejette le liquide recueilli puis on continue pendant 1 heure. On calcule alors K par la formule:

$$K = \frac{eV}{H.S.}$$

e = la hauteur en cm de la colonne de terre (non compris les 20 mm de graviers),

V = volume en cm³ recueilli au cours de la première heure de percolation,

H = hauteur de la colonne d'eau (entre la toile filtrante - limite inférieure de la colonne d'eau - et la surface de l'eau),

S = section intérieure du tube en cm²,

K = s'exprime donc en cm/h.

Cette technique, contrairement à la précédente, permet bien de faire ressortir l'action du chaulage et des sels présents dans le milieu. Elle n'a qu'une limite: certaines terres riches en argiles peu mouillables n'ont pas atteint leur gonflement limite au cours des opérations. Pour tenir compte de ce fait, la filtration est poursuivie pendant une nouvelle heure. Si la baisse de vitesse de filtration dépasse de 50 % celle observée pendant la première heure, on continue jusqu'à ce que cette variation soit inférieure à cette grandeur et on prend ce dernier chiffre comme caractéristique de la stabilité de la structure.

Il s'agit d'associer Is et K. Ces deux valeurs doivent varier en sens inverse. C'est ce que montrent les résultats. Comme l'allure des courbes tracées est hyperbolique, on porte sur un graphique log (10 × K) en ordonnée et log (10 × Is) en abscisse. On obtient alors une droite autour de laquelle se regroupent les points expérimentaux. Ainsi cette relation justifie le sens des deux tests, qui expriment bien la même réalité, ainsi que le montre la corrélation. Elle en justifie également l'emploi. En effet,

quand on examine les caractéristiques des matériaux fournissant les résultats expérimentaux, on s'aperçoit que systématiquement les points correspondant aux terres riches en minéraux (sulfates, carbonates) se situent au-dessus de la droite, c'est-à-dire qu'ils sont en moyenne plus perméables que ne l'indique leur stabilité, alors que les terres riches en matière organique se situent au-dessous, c'est-à-dire, sont moins perméables que ne l'indique leur stabilité. Le graphique de la figure 16 indique ces tendances générales.

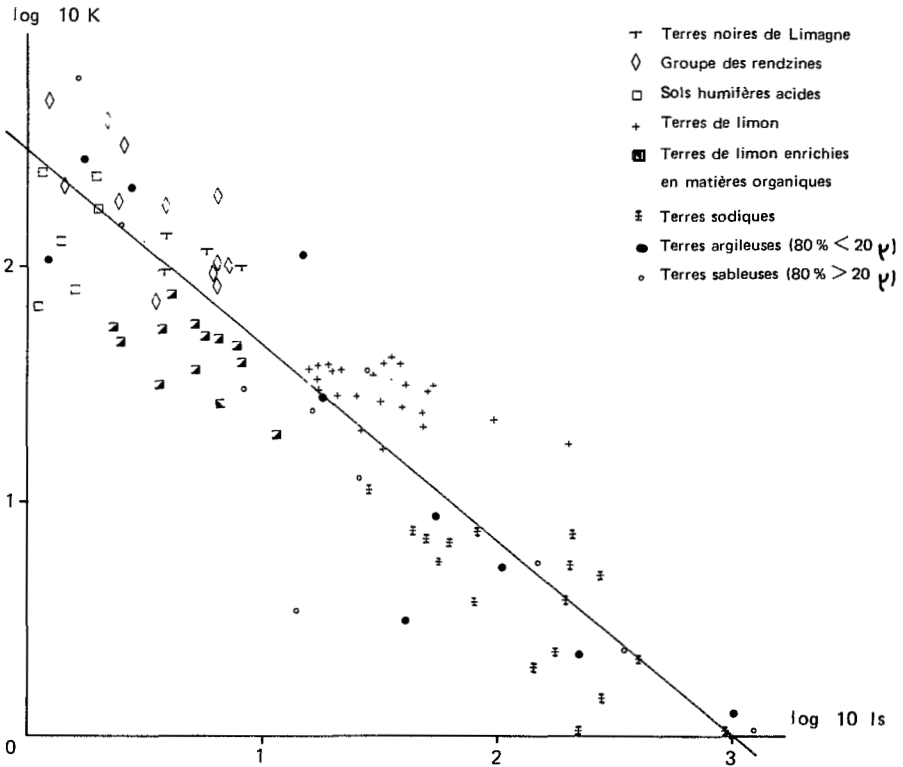


Fig. 16

En conclusion, si la corrélation existant entre l'indice I_s et l'indice K montre bien que l'on met en oeuvre une même propriété des matériaux, les écarts conduisent à mettre en évidence l'action d'un facteur particulier. De ce point de vue, il semble y avoir des complémentarités entre les divers processus physicochimiques qui interviennent pour assurer la stabilité ou la dégradation de la structure.

4. Indices de stabilité, comportement des sols et prélèvement des échantillons

Nous avons insisté, à plusieurs reprises, sur le fait que non seulement la technique expérimentale mais la valeur des données prises comme références, pouvaient modifier le sens d'un test.

En plus de ces réserves inhérentes aux méthodes, il faut se poser la problème de la date et des conditions de prélèvement. En effet, comme nous l'avons fait

remarquer à plusieurs reprises, l'histoire récente du sol en place (sécheresse, humidité) modifie le comportement des échantillons vis-à-vis des tests (SEBILOTTE 1968). Il en résulte que toutes les techniques, quelle que soit la logique de leur principe, ont un caractère plus ou moins arbitraire. En définitive, ce qui justifie une technique quant à son principe, ses normes de référence et les modes opératoires qui, eux, restent plus ou moins arbitraires, c'est la possibilité de porter un jugement sur le comportement des sols en place. Mais à part la comparaison d'échantillons prélevés sur des terrains ayant fait l'objet de traitements différents, il est très difficile de définir objectivement les critères permettant de caractériser le comportement des sols en place. C'est pourquoi, en ce qui concerne notre propre méthode, nous l'avons tout d'abord appliquée à un certain nombre de matériaux dont le comportement est extrêmement différencié, allant des terres sodiques à des matériaux argilo-calcaires riches en matière organique.

Nous avons ensuite vérifié que les matériaux prélevés dans des parcelles d'essais où le comportement d'un même sol était dû à des traitements connus, se différenciaient dans cet ensemble ; c'est-à-dire que la méthode était encore assez fine pour permettre de les distinguer.

Nous nous sommes ensuite efforcé d'utiliser cet ensemble de tests pour prévoir le comportement des terrains vis-à-vis de phénomènes particuliers dont l'action pouvait être relativement définie. C'est le cas, par exemple, de l'aptitude à supporter un drainage-taupe, ou de la sensibilité à l'érosion.

Enfin, il a été possible de classer certains terrains en fonction de la fréquence de phénomènes d'asphyxie. Quelques-uns de ces résultats sont regroupés dans le tableau 46.

TABLEAU 46

Problème étudié	Valeur des indices		Auteur
Drainage en poterie dans la Brenne	$I_s > 4$ $K < 0,4$	drainage peu efficace	S. Périgaud (1963)
	$1,5 < I_s < 3$	drainage sans effet immédiat, mais ...	
	$0,5 < I_s < 1,5$...s'améliore rapidement	
	$I_s < 1,2$ $K > 1,5$	drainage efficace	
Drainage-taupe en France	$\log(10 I_s) > 1,4$	galerie instable	S. Hénin
	$\log(10 I_s) < 1,2$	galeries stables	A. Féodoroff (1958)
Croissance ou enracinement du pommier dans la Sarthe	Sols sableux		R. Gras (1961)
	$\log(10K) < 1,4$	accidents de végétation	
	$\log(10K) > 1,4$	bon développement	
	Sol limoneux et argileux		
	$\log(10 I_s) < 1,3$	bonne croissance	
	$\log(10 I_s) > 1,3$	accidents de végétation	
Comportement des terres blanches de Champagne	$\log(10 I_s) < 0,7$	bon comportement terres difficile à travailler	G. Monnier (non publié)
	$\log(10 K) > 2,2$		
	$\log(10 I_s) > 1$		
	$\log(10 K) < 1,7$		

Par ailleurs, QUANTIN et COMBEAU (1962) ont établi les relations suivantes avec les phénomènes d'érosion:

$$\text{Erosion ajustée (tonnes/hectares)} = 4,9 \cdot \log 10 I_s - 0,5 \quad (R = 0,902)$$

$$\text{Charge solide du ruissellement (gr/l)} = 2,47 \cdot I_s - 0,1 \quad (R = 0,904)$$

D'autres chercheurs ont effectué des comparaisons de même nature ; c'est ainsi que DOWNES et LEEPER (1940) ayant confronté les résultats de leurs analyses d'agrégats avec le jugement des agriculteurs, ont abouti à la correspondance suivante (fig. 17):

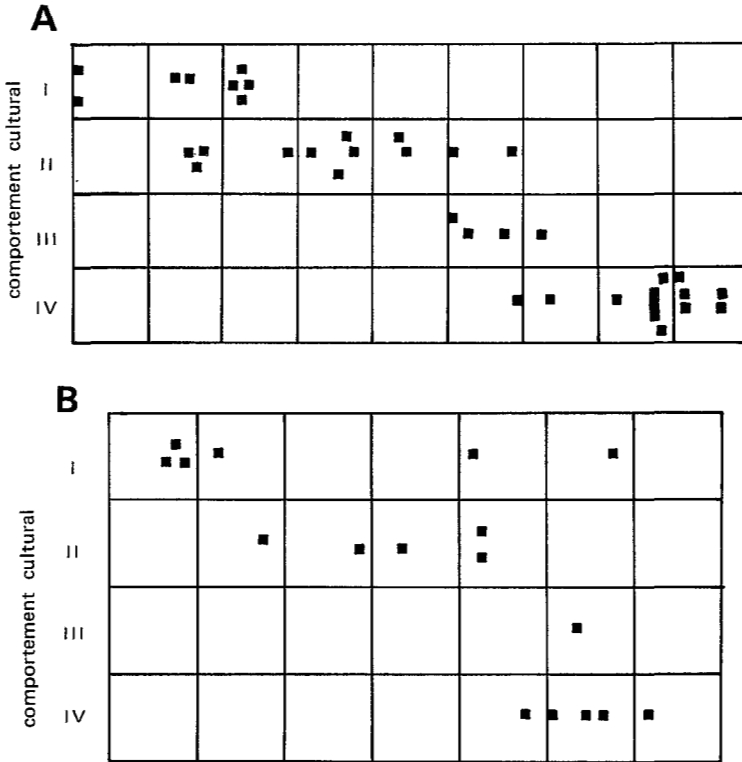


Fig. 17 **Corrélation entre le comportement culturel (de I - bon à IV - mauvais) et le pourcentage de désagrégation.**

A méthode MEYER

B méthode à l'hydromètre

Si l'on dégage ainsi des relations générales, il est plus difficile d'établir des corrélations entre le rendement des cultures et ces indices. En effet, il faut tenir compte de l'état du sol en place, les indices de stabilité ne permettant que de prévoir une tendance à une certaine dégradation. Les chercheurs ont alors essayé d'associer des valeurs tenant compte de l'état structural du sol et des indices de la stabilité. DE LEENHER et DE BOODT (1958) ont utilisé, comme indice, le produit de la porosité et d'un indice tiré de leur technique d'analyse d'agrégat. DABIN (1962), partant de ce principe, a proposé toute une série d'indices adaptés aux cultures tropicales, mais

dans ce cas il ne fait pas intervenir les propriétés du sol en place, mais des propriétés limites et en particulier la capacité maximale à saturation, qui est mesurée par la porosité de l'échantillon de terre après mesure de la valeur de K.

Il fait intervenir un indice de structure égal à: $S_t = \sqrt{P_u \cdot E_u}$
avec $S_t = 20 (2,5 + \log 10K - 0,837 \log 10 I_s)$

P_u = porosité totale à saturation - humidité à pF 4,2 de l'échantillon

E_u = (eau utilisable) = humidité à pF 3 - humidité à pF 4,2 de l'échantillon

A (capacité pour l'air) = porosité totale à saturation - humidité à pF 3 de l'échantillon.

Il utilise également l'indice d'humidité = $\sqrt{\frac{P_u \cdot E_u}{S_t}}$

et l'indice de ressuyage = $A \cdot \log 10 K$

En comparant ces résultats et les rendements de différentes cultures, il apparaît que l'indice de structure est en très bonne corrélation ($R = 0,989$) avec les rendements du riz. La production des bananes est également en bonne corrélation ($R = 0,9$) avec l'indice de structure et la porosité de rétention ($R = 0,87$). La corrélation avec les rendements du cacao est moins bonne, quoique R soit encore égal à 0,81. Le rendement du coton est en excellente corrélation ($R = 0,991$) avec l'indice de ressuyage.

Il apparaît donc que les techniques proposées font bien intervenir l'ensemble des facteurs qui, dans le sol en place, et en dépit de conditions climatiques variées, sont en relation directe avec l'état physique, et par là, avec le rendement des cultures.

C. REGENERATION DE LA STRUCTURE

Les processus de dégradation de la structure ont été étudiés dans le chapitre précédent, mais il est évident que la structure ne pourrait pas se dégrader de manière sensible pendant un temps très long, le processus devant nécessairement arriver à une limite.

Le sol en place est en réalité l'objet de deux séries de processus ayant des effets opposés, les uns provoquant une détérioration des propriétés physiques (ils viennent d'être étudiés), les autres permettant au contraire leur amélioration. Une porosité élevée, des agrégats très stables ne sont pas des propriétés nécessairement souhaitables, tant vis-à-vis de problèmes agronomiques tels que la croissance des végétaux, que vis-à-vis de processus physiques plus simples tels que la résistance au passage des charges ou la stabilité vis-à-vis de l'érosion.

Pour permettre de simplifier le raisonnement, nous admettrons que tous les accroissements de propriétés physiques liées à une meilleure circulation des fluides, et toute propriété amenant la stabilité des particules de sol, sont favorables. Leur évolution dans le sens d'une diminution sera comptée comme dégradation et leur évolution inverse comme une régénération.

Ces préliminaires étant posés, nous allons étudier les phénomènes concernant successivement l'amélioration de la structure et ceux concernant l'amélioration de sa stabilité.

a) AMELIORATION DE LA STRUCTURE

Ici encore nous distinguerons successivement l'évolution de la porosité et celle de la dimension des agglomérats de terre.

1. Variation de la porosité

D'une façon générale la porosité du sol peut varier systématiquement avec l'humidité, du moins dans la mesure où le matériau est assez argileux.

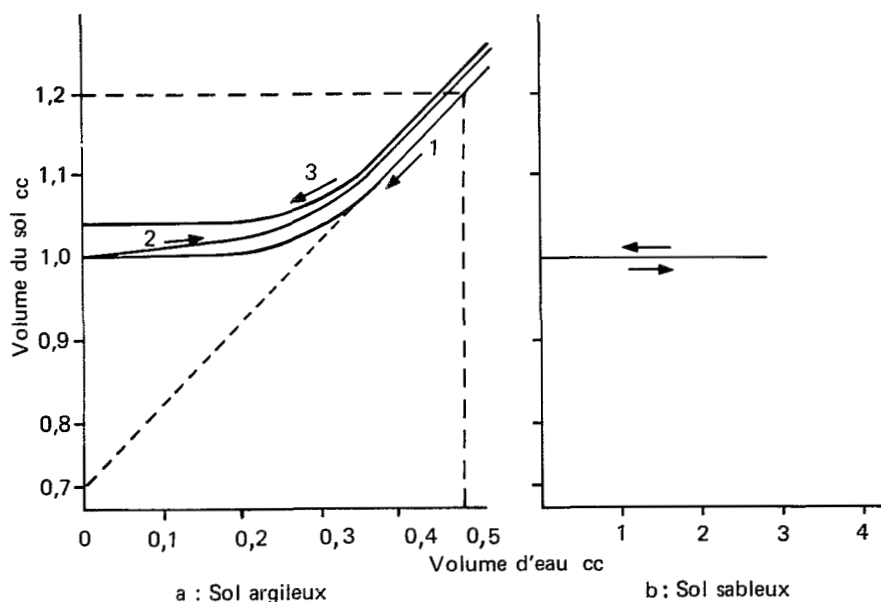


Fig. 18

Effets de dessiccations et humectations alternées sur le volume d'un bloc de sol.
(D'après HAINES, modifié)

HAINES (1923) a étudié l'évolution de la porosité pour le système argile-eau. Les résultats sont schématisés sur le graphique de la fig. 18. On constate que partant d'un matériau très humide, un peu au-dessous de la limite de liquidité, les variations de volume du système sol-eau sont d'abord égales à la perte d'eau. Donc le milieu reste saturé.

Si l'on prolonge cette courbe jusqu'à la dessiccation totale, le volume de l'échantillon correspond à celui de la terre sèche, puisque ce résultat signifie qu'il n'existe aucun vide entre les grains. Dans la réalité, il arrive un moment où les variations de volume de l'échantillon deviennent inférieures à la quantité d'eau perdue. Il se constitue donc à ce moment un système triphasé sol-eau-air. Ceci se produit vers pF 5,0-6.

Enfin, dans une dernière phase, le volume total de l'échantillon ne varie plus, bien qu'il y ait encore perte d'eau. Cette phase existe même pour les matériaux argileux comme MERING (1946) l'a montré pour la montmorillonite. L'humidité pour laquelle le volume du sol ne varie plus proportionnellement à la perte d'eau est appelé «limite de retrait».

Ces trois étapes du processus de dessèchement ont des amplitudes très variables suivant la composition granulométrique, la nature de l'argile présente et les cations échangeables qu'elle a fixés. Avec un sable pur ou légèrement argileux, le processus se limite à la troisième étape, la variation de poids n'est jamais accompagnée d'une variation sensible de volume.

C'est vrai encore pour des matériaux sableux renfermant de petites quantités d'argile. Ce fait implique que même si la porosité totale ne varie pas, il y a modification de la distribution des pores en fonction de leur dimension, car l'argile, en se gonflant, occupe les espaces de relativement grande taille en diminuant leur section utile. Nous verrons les conséquences de ce fait en étudiant les processus de filtration.

Si maintenant on procède à une ré-humectation très ménagée de l'échantillon, ce qui est nécessaire si l'on veut éviter qu'il ne se délite, on obtient une courbe inverse de la première, mais qui passe un peu au-dessus. Cela signifie que de l'air est piégé dans le matériau malgré les précautions prises.

On peut alors faire se succéder dessiccation et humectation, les points se situent sensiblement sur la même courbe, le processus est réversible : il semble donc exister une porosité minimale. Ce comportement est absolument fondamental; il va permettre de comprendre l'évolution du sol en place.

Du fait de l'humectation et de la dessiccation, le niveau de la terre varie sensiblement. AITCHISON et HOLMES (1953) ont pu ainsi mettre en évidence des variations de l'ordre de 3,7 centimètres entre le niveau du sol en saison sèche et en saison humide, pour un sol fortement argileux. Mais cette variation est réduite au 1/5 environ à 1,2 mètre de profondeur. Cette extension en profondeur varie d'ailleurs avec les sols.

Ce fait est liée à deux causes:

— d'une part la pression exercée par le sol qui limite l'absorption d'eau par les argiles: CRONEY et COLEMAN (1953) ont en effet montré que la succion Z en centimètres d'eau exercée par un sol soumis à une pression P_r est telle que :

$$Z = Z_r - P_r, Z_r \text{ étant la succion exercée par le sol vis-à-vis d'une réserve d'eau libre.}$$

— d'autre part les variations d'humidité s'atténuent considérablement avec la profondeur et, par voie de conséquence, il en va de même du volume.

Bien que nous soyons amenés à revenir sur cette question (chapitre des Propriétés mécaniques), rappelons que sous l'effet d'une pression, le sol voit sa porosité décroître. En principe, si le sol était dans la phase I (fig 18) (proportionnalité entre variation de volume et perte d'eau), la suppression de la pression devrait entraîner un gonflement permettant le retour au volume initial. En fait, il y a une certaine hystérésis qu'on peut attribuer à une modification de la structure qui peut atteindre dans certains cas l'assemblage élémentaire.

Quand on se trouve dans les phases II et III (figure 18) le pourcentage de diminution de volume affecte partiellement la volume d'air et partiellement le volume d'eau. Quand on supprime la pression, le volume du sol ne revient pas à son état initial, bien qu'il se soit re-imbibé.

Toutefois ces opérations semblent réversibles quand l'échantillon ayant subi une première pression, n'est pas rechargé dans un 2^o cycle par une deuxième pression supérieure à la première.

Rappelons enfin que, sous l'influence du gel, la terre subit des variations de niveau, équivalentes à un gonflement, qui peuvent atteindre 4 et 5 cm. Alors que dans le même sol tassé, cette augmentation de niveau est un peu inférieure à 2 cm au dégel, si celui-ci se produit dans les conditions sèches, le sol conserve une partie de l'accroissement de niveau qu'il a subi en période de gel.

Toutes ces observations sur le sol en place sont basées sur les variations du niveau du sol que l'on appelle "foisonnement" lorsqu'il s'agit d'une augmentation. Ce foisonnement correspond nécessairement à une variation de porosité. Toutefois, les variations de volume amènent dans le plan horizontal des fissurations lors des dessiccations et des compressions qui ont été signalées. Lors des réhumectations, il peut également se produire des compressions si les fissures ont été plus ou moins comblées par de la terre fine. La terre glisse verticalement, donnant naissance à un relief mamelonné dit *gilgai*, alors qu'il se forme dans la masse des structures lamellaires ; ce mécanisme caractérise les vertisols.

Parmi les agents susceptibles de modifier la porosité, il faut enfin signaler la faune du sol. Nous y reviendrons à la fin de ce chapitre pour traiter généralement de l'action de ces agents sur le milieu. Quant aux effets du travail du sol, ils ont été traités dans "Le Profil Cultural", ouvrage auquel nous renvoyons le lecteur (HENIN, GRAS et MONNIER, 1969).

2. Fragmentation du sol

La contraction du sol résultant de sa dessiccation amène des tensions dans sa masse. Etant donné que la couche superficielle se dessèche plus vite que les couches profondes, c'est donc elle qui est affectée la première. A partir d'une certaine composition granulométrique, les sols ont tendance à se fissurer spontanément, et ce phénomène peut être prévu approximativement à l'aide de la formule suivante proposée par HENIN et BOSQUET (1964) :

$2A + L > 60$ où A est la teneur en argile, L la teneur en limon; si la valeur du membre de gauche de l'inégalité est supérieure à 60, il y a fissuration.

Si l'on imagine que le matériau est homogène, les tensions se manifestent dans toutes les directions. Le système de rupture le plus simple permettant de supprimer les tensions dans toutes les directions, est une étoile à trois branches orientées à 120° les unes par rapport aux autres. Effectivement, si l'on distribue au hasard des étoiles de ce type en plaçant les centres à peu près à équidistance les uns des autres, on fait apparaître une série de polygones représentant assez bien l'aspect de sol argileux structuré après dessiccation.

Dans la plupart des cas, il subsiste dans le sol des éléments d'hétérogénéité (racines, cailloux, trous de vers de terre) qui faciliteront l'amorce des fissures ou modifieront leurs formes, lesquelles, de rectilignes, deviennent plus ou moins sinusoïdales.

Si l'on considère ce qui se passe quand il existe un élément de dissymétrie, par exemple le bord d'une ornière, on constate que toutes les fissures s'orientent perpendiculairement à cette zone, puis à mesure que l'on s'en éloigne, l'aspect polyédrique décrit précédemment se développe.

Après cette première phase, la dessiccation continue et, à l'intérieur du système de polygones définis par les fissures primaires, s'amorcent perpendiculairement à elles, des systèmes de fissures secondaires et tertiaires parmi lesquelles se constituent parfois de nouveaux systèmes polyédriques.

L'action du gel est équivalente à une dessiccation puisque l'eau est extraite du sol pour s'accumuler dans des cristaux de glace de différentes formes qui vont

s'élever. Contrairement à la dessiccation, il y a foisonnement de la surface qui s'accompagne d'une fissuration perpendiculaire à la surface du sol. La forme de ces fissures est extrêmement variable.

Quand il y a soulèvement et formation de cristaux allongés, les fissures ou fentes de retrait sont analogues à celles provoquées par l'évaporation de l'eau. Quand le sol est compact, il se forme des séries de minces cristaux. Quand ceux-ci apparaissent à la surface du sol, ils donnent l'impression d'une plume. On peut souvent les observer en période de gel dans les dépôts boueux, au voisinage de mares ou au fond de fossés.

La cristallisation des sels dans le sol produit des effets comparables à la formation des cristaux de glace. Ils tendent à donner des particules polyédriques. Divers auteurs dont SERVANT (1974), ont mis clairement le phénomène en évidence.

Perpendiculairement à la surface du sol, la dessiccation va continuer de manifester ses effets, mais cette fois avec une orientation très nette, les parois se desséchant plus vite que l'intérieur. Néanmoins le gradient de dessiccation a comme direction principale la verticale. Il s'amorce donc un système de formes perpendiculaires à cette direction, c'est-à-dire parallèles à la surface.

Suivant la composition granulométrique du matériau, son histoire, sa structure, ces fissurations sont plus ou moins nombreuses, découpant ainsi des prismes ou des plaquettes, éléments structuraux que nous avons appris à décrire et à classer dans la première partie du chapitre sur la structure. La classification adoptée est d'ailleurs la réplique de ces processus de formation.

Ces observations conduisent à rappeler des expériences de KHEYRABI et MONNIER (1968) qui ont observé une fissuration spontanée de mélanges argile + squelette pour des teneurs de 40 - 45 % d'éléments argileux. BUI HUU TRI (1973) a mis en évidence l'influence des discontinuités et plus particulièrement celles des racines. Dans une première étape, et en travaillant dans des conditions tout-à-fait artificielles, cet auteur a dégagé certains mécanismes de la granulation.

Le matériel expérimental était constitué par des gâteaux obtenus par ressuyage sur Buchner, soit d'une pâte de terre et d'eau, soit de mélanges de pâtes d'argile et de squelette sableux. Ces gâteaux étaient perforés à l'état humide par des fils de fer ou de nylon. Ceux-ci amorçaient une dessiccation en profondeur, accélérée dans le cas des fils métalliques par chauffage de leurs extrémités. L'auteur a obtenu les résultats suivants en traitant le gâteau de terre par l'alcool (tableau 47):

TABLEAU 47

Taille des fragments visibles sur le gâteau séché à l'air (en mm)	% des agrégats > 3 mm après traitement à l'alcool		
	Nombre de fils pour 20 cm ²		
	0	30	60
10	58,0	0	0
10 - 5	21,0	45,0	10,4
5 - 0	11,2	41,5	68,8

Il apparaît clairement que, sans fil métallique, il reste de très gros fragments agglomérés. A mesure que le nombre de fils métalliques croît, les dimensions des particules décroissent.

Ces résultats ont pu être vérifiés en faisant développer du ray-gras sur des mottes pétries pour leur conférer une compacité élevée. Deux matériaux ont été mis en expérience : un limon de Versailles à 30 % d'argile et un limon léger à 12 % d'argile de Bernay.

Après 6 mois de culture de l'herbe, la densité apparente est passée de 1,8 à 1,5 correspondant à une augmentation de porosité de 31 à 43 pour le sol de Versailles, alors que la variation de densité 1,53 à 1,52 pour le limon de Bernay, correspondait à une augmentation de porosité de 38,5 à 40 %. L'immersion dans l'alcool a permis d'obtenir la distribution des agrégats pour le matériel constitué par les 4 cm supérieurs du sol (tableau 48).

TABLEAU 48

Taille des agglomérats (en mm)	Versailles		Bernay	
	sans herbe	avec herbe	sans herbe	avec herbe
> 3	86,5	54,0	98,0	95,0
3 - 2	2,1	2,8	-	-
2 - 0,5	2,8	12,1	-	0,3
0,5 - 0,2	0,7	12,7	-	-
0,2 <	7,9	18,4	-	-

Il est évident que la présence des racines de ray-gras a considérablement réduit dans le sol de Versailles le pourcentage des agrégats de plus grosse taille et qu'il s'est développé une structure constituée par des particules de plus petite taille. Au contraire, le limon de Bernay n'a pratiquement pas évolué ; enfin, l'ensemble des données expérimentales permet de mettre en évidence une relation entre la taille des particules et la longueur spécifique des racines.

BUI HUU TRI et MONNIER (1973) ont ensuite examiné ce qui se passait en plein champ en partant d'une centaine d'échantillons ayant porté depuis moins de deux ans, une prairie temporaire. Ces résultats conduisent à nuancer les observations précédentes en ce sens que la matière organique, présente dans les terres provenant des champs en expérimentation, modifie leur comportement et que le système racinaire intervient d'une façon moins déterminante dans le développement de granulation exprimé par le taux de particules de taille > 10 mm.

Par contre, il intervient beaucoup sur la taille moyenne, déduite de la courbe de distribution des agrégats qui décroît à mesure qu'augmente la longueur volumique L_v des racines, suivant une fonction telle que

$$\varphi = 15,3 L_v^{-0,425} \text{ dans les terres normales}$$

$$\text{et } \varphi = 1.304 L_v^{-1,554} \text{ dans les terres légères (peu argileuses).}$$

Quant à la matière organique, elle intervient directement sur le taux de granulation, ainsi que la capacité d'échange.

L'action agrégeante des racines peut s'interpréter facilement quand on examine celles qui sont extraites avec précaution d'un matériel sableux : les grains de sables paraissent collés aux racines. Toutefois, il faut comprendre les raisons de l'adhérence entre le tissu et les particules minérales, et aussi le fait qu'il se forme des agrégats. On doit vraisemblablement attribuer cet effet à la couche mucilagineuse dont l'existence autour de la racine a été bien démontrée, en particulier par JENNY (1963).

Cette action des racines n'a pas de raison d'être limitée au seul cas des matériaux sableux, et vraisemblablement cette couche mucilagineuse formée de mucopolysaccharides permet un apport de longues molécules aux matériaux argileux, dont on a vu antérieurement l'action sur la cohésion des sols et la stabilité de la structure.

Pour les terres formées de petits agrégats au départ, les racines ont donc tendance à exercer un effet de granulation, probablement par la pression exercée par celles-ci, et par l'action de recouvrement qu'elles peuvent avoir. Quant aux terres très légères, nous avons vu qu'elles sont compactes, mais que lorsqu'elles sont meubles, elles présentent aussi une tendance à se granuler. Ces observations rejoignent celles de divers auteurs, HARRIS et COLL (1966), ainsi que SKREPINSKY (1961). Elles permettent également de comprendre les conclusions parfois discordantes de certains auteurs.

Aucune expérience systématique n'a précisé l'action des constituants de type gravier ou cailloux. On peut dire, a priori, qu'ils ont un effet positif dès que la terre est fissurable (FIES et MONNIER, communication personnelle). En effet, pour une perte d'eau homogène, la contraction est proportionnelle à la longueur de l'échantillon. Si l'on compare deux tracés rectilignes parcourant une motte, l'un de longueur L rencontrant uniquement de la terre fine, l'autre de même longueur rencontrant un caillou sur une longueur L_c , la contraction devient aL dans un cas et $a(L - L_c)$ dans l'autre. Il y a différence de contraction, donc rupture.

L'effet des éléments grossiers organiques est plus difficile à prévoir, car ils subissent également des variations de volume en fonction de leur teneur en eau, et ils sont ailleurs déformables. Néanmoins, en favorisant soit le dessèchement local, soit la pénétration de l'eau, ils sont à l'origine de variations de volume différentes, et par là, causes de rupture.

3. Influence de la faune du sol

La faune du sol agit très efficacement sur la structure par le travail que les animaux effectuent pour creuser leurs galeries. Ils mélangent aussi intimement matières organiques et matières minérales. Leur action va dépendre étroitement du pH quand il s'agit de vers de terre. Toutefois, les effets sont plus ou moins évidents : par exemple, JEANSON (1968) a pu évaluer la longueur des galeries creusées par *Allobophora icterica*: en un mois, les animaux ont pu forer plus de 3 mètres de galeries en milieu favorable (à pH 8), alors qu'à pH 4,2, cette longueur n'était que de 0,54 m. A la surface du sol, ces effets sont également plus ou moins visibles par l'apparition de turricules. Ainsi *Allobophora icterica* rejette 5 gr de terre environ

pour des pH compris entre 7 et 8, alors que *Lumbricus terrestris* en rejette de 50 à 100 gr dans les mêmes conditions et le même temps. Les études fines effectuées par les zoologistes mettent bien ces faits globaux en évidence, mais ils sont extrêmement nuancés par d'autres conditions, telles que la nature des sols, la répartition et la nature des aliments présents dans le terrain.

Il faut également tenir compte de l'action exercée au niveau des assemblages élémentaires et des agrégats. Autour des galeries, en plus de l'action de tassement résultant du passage des animaux, on observe une nouvelle distribution du plasma. En fonction de l'aération d'une plus ou moins grande masse de terre, on peut constater une redistribution des oxydes de fer, de matières organiques et enfin l'apparition de dépôts de calcite plus ou moins localisés.

Les déjections des animaux présentent des aspects particuliers, elles constituent en elles-mêmes des agrégats. Quand l'activité de la faune est intense, une fraction importante de constituants de la texture est organisée par leur action.

Dans les milieux non fissurables ou peu fissurables, ce sont probablement les animaux qui sont responsables de la granulation du milieu. Il faut rappeler que tous les groupes zoologiques peuvent intervenir, depuis les petits mammifères fouisseurs jusqu'aux vers de terre, en passant par l'ensemble des arthropodes. Les formes parfaites et les larves peuvent agir. En dehors du fouissage proprement dit, on doit également considérer les actions de façonnage, usure des arêtes vives, formation d'enduits de matières organiques. Ces actions tendent à la formation de structures à éléments grenus, grumeleux ou polyédriques fins.

Précisons les données générales du problème, suivant A. BESSARD (1961), en rappelant un exemple de distribution des composants vivants et inertes d'un sol:

Matières organiques mortes	85 %
Racines	10 %
Edaphon	5 %

Constitution de l'Edaphon (pour cent du total) :

Champignons et algues	40 %
Bactéries et actinomycètes	40 %
Vers de terre	12 %
Autres macrofaunes	5 %
Mésafaune et microfaune	3 %

Il s'agit d'un terrain riche en matières organiques : l'ensemble de l'Edaphon représente plus d'une tonne d'organismes à l'ha. On comprend qu'une telle population puisse avoir une action notable sur le milieu, en particulier les vers de terre.

G. BACHELIER (1971), par ailleurs, a présenté dans une mise au point assez récente une vue générale de l'action de la faune du sol sur l'humification et il a inclus dans ses remarques les aspects particuliers aux sols tropicaux.

b) AMELIORATION DE LA STABILITE DE LA STRUCTURE

L'étude critique des mécanismes conduit à faire ressortir la caractère souvent très contingent des propriétés susceptibles de la déterminer. C'est le cas tout

particulièrement de la mouillabilité. HENIN (1938) en mesurant la proportion d'agrégats stables à l'air provenant d'échantillons prélevés régulièrement au cours de l'année sur les mêmes parcelles d'un sol nu, a pu mettre en évidence une variation saisonnière de la proportion d'agrégats $> 0,2$ mm. Ce fait a été vérifié par LOW.

HENIN et TURC (1949) ont repris cette étude à l'aide de 3 tests: pourcentage d'agrégats grossiers ($> 0,2$ mm), vitesse de filtration sur échantillons remaniés et vitesse de dépôt de suspensions concentrées. Les trois tests ont réagi dans le sens attendu et mettent toujours en évidence un maximum de stabilité pour les prélèvements de mai à septembre, et un minimum pour les échantillons d'hiver. Dans le cas d'une terre rendue sodique par application systématique de NO_3Na , on obtient une courbe déformée, mais ayant en gros la même allure.

Par contre, les éléments fins ($< 0,02$ mm) passent par un minimum pour les mois de mai, septembre, et un maximum pour les mois d'hiver.

COMBEAU et QUANTIN (1963) (1964) ont fait des observations de même nature sur des sols africains et noté que la variation de stabilité montre une amplitude d'autant moins grande que la terre était plus riche en matières organiques. Cette observation vient confirmer, s'il en était besoin, le rôle de ce facteur. Bien entendu, ces résultats posent un problème concernant l'époque de prélèvement des échantillons qui doivent être soumis à des tests de stabilité.

Le fait que l'on utilise des matériaux séchés à l'air atténue ces différences, les effets mis en évidence traduisent donc bien une propriété intrinsèque du matériau.

Ceci conduit donc à recommander d'effectuer les prélèvements soit systématiquement en période d'été, soit en période de demi-saison, en particulier à l'automne, c'est-à-dire avant que la période humide n'ait exercé son effet (SEBILOTTE, 1968).

1. Formation de particules cohérentes

La simple floculation d'argile ou d'un complexe argilo-humique sur un matériau ne suffit pas à assurer la formation d'agrégats. Certes, en effectuant une séparation par lévigation, l'argile n'est pas redispersée, c'est-à-dire ne donne pas une suspension stable, mais on la récupère dans la fraction inférieure à 20μ .

DEMOLON et HENIN (1932) avaient insisté sur le fait qu'il est indispensable de sécher ou l'argile ou l'humus, et que ces colloïdes portent au moins des cations bivalents pour obtenir des assemblages stables. On peut se demander quels sont les processus mis en oeuvre. Il semblerait qu'au cours de la dessiccation, il y ait rapprochement de micelles argileuses, rapprochement qui peut aller jusqu'à une orientation de celles-ci. En effet, des fragments d'argile desséchés deviennent biréfringents, ainsi que l'ont montré HENIN (1937), ALBAREDA et MUNOZ (1947). D'après ces résultats, ce serait la tension superficielle de l'eau qui appliquerait les cristallites de phyllite les uns contre les autres, ceux-ci tendant à s'orienter de manière que leurs surfaces soient parallèles à la surface du liquide. De telles plaquettes sont stables, bien que l'orientation interne se modifie au cours du gonflement, comme le montre l'évolution des figures observées en lumière convergente. HOYOS DE CASTRO (1950) a d'ailleurs montré que la réhumectation de ces plaquettes présentait certaines particularités confirmant qu'il y avait modification de l'arrangement relatif des micelles.

Mais ces phénomènes d'orientation ne font qu'améliorer les contacts entre les particules : il faut imaginer le mécanisme qui assure leur liaison. Il semble que ce soit les cations échangeables et leur couche d'eau d'hydratation qui assurent la cohésion des cristallites d'argile suivant une hypothèse imaginée par E.W.RUSSELL (1934). Un argument en faveur de ce mécanisme est fourni par les travaux de E.W.RUSSELL (1934) et de HENIN (1939), qui ont montré que, si l'on plongeait des agrégats humides dans l'alcool et si on remplaçait ensuite par un lessivage progressif l'alcool par d'autres liquides organiques non polaires, on n'obtenait plus d'agrégats mais une poudre extrêmement fine. Cette hypothèse est d'autre part en accord avec la relation existant entre la nature des cations échangeables et la cohésion des agglomérats de terre. Cependant, le mécanisme proposé ne peut guère être admis que pour les échantillons aux très faibles humidités. En effet, lors du gonflement, les micelles s'écartent et les cations échangeables sont libérés. Il faut alors faire appel, pour expliquer la cohésion, aux forces de dispersion se manifestant à grande distance entre les fragments de matière

TABLEAU 49

Influence des conditions de traitement sur l'efficacité des conditionneurs du sol. Agrégats % > 0,2 mm.

	Boules confectionnées avec matière active ajoutée à l'état sec	Boules confectionnées avec matière active apportée dans la solution	Vaporisation sur agrégats
Témoin	1.5	1.5	2.5
3/10.000 aérotol	0.5	2.2	30.7
6/10.000 aérotol	1.5	6.2	37.2
10/10.000 aérotol	2.7	9.0	40.5

solide, théorie développée par VERWEY et OVERBEEK (1946), ou à des structures en "château de cartes".

A côté des matériaux phylliteux, il faut tenir compte du rôle des hydroxydes de Fe et Al, des gels silicoalumineux ou ferriques, dont la cohésion résulte de plusieurs types de liaisons chimiques (celles qui assurent la cohésion des cristaux). La force de ces liens est peu dépendante de l'hydratation du milieu : ils s'établissent lors de la précipitation de ces corps et sont stabilisés par la dessiccation.

2. La fixation de matières organiques: ses conséquences sur la cohésion et l'abaissement de la mouillabilité

Il faut traiter à part le rôle des matières organiques, car si elles interviennent bien pour conférer une certaine cohésion aux particules de terre, ces actions diverses vont dépendre de la nature des matières organiques et aussi des conditions de leur application. Voici les résultats d'une expérience de HENIN *et al.*, (1955) montrant que les boules de terre constituées avec des molécules organiques actives (krilium) ont un comportement extrêmement différent suivant :

— que la matière organique est d'abord mélangée à la terre à l'état sec, les boules étant pétries ultérieurement,

— que les boules sont constituées en utilisant la solution de matière active comme liquide plastifiant,

— ou enfin que les boules de terre étant constituées avec de l'eau, séchées, broyées pour être, comme les autres matériaux, soumises à l'analyse des agrégats, les fragments tamisés sont enrobés de matière active par vaporisation (tableau 49, p. 130).

Il est évident que la localisation de la matière active à l'extérieur des particules leur a conféré le maximum de stabilité.

Une observation allant dans le même sens peut être faite en utilisant des fermentations. HENIN (1944), en appliquant à des agrégats tamisés entre 2 et

TABLEAU 50

Nature du traitement	% d'éléments stables > 0,2mm		
	Parcelles enrichies par apport répétés de C1Na	Témoin	Parcelles avec scories alcalines pH 8
Témoin humecté à 30 % d'eau	8	8.5	6
+ 3,3 % glucose, humecté à 30 % d'eau.	21	19	20
Témoin (immérgé dans 5 fois son poids d'eau)	5	4	5
+ 3,3 % de glucose, immérgé dans 5 fois son poids d'eau	4	4	5

0,2 mm, des solutions glucosées renfermant un poids de $\text{SO}_4 \text{NH}_4$ égal à 10 % du poids du soluté sucré, a obtenu les résultats ci-dessus (tableau 50) après fermentation de 30 jours, dessiccation puis immersion dans l'eau.

Ces résultats montrent que, en comparant les lignes 1 et 2, quel que soit le pH, cette terre de limon a été améliorée par les microorganismes qui s'y sont développés à la suite d'un apport de solution sucrée. Il s'agit de *Penicillium*, *Cytophaga* et *Azotobacter* qui dominaient dans les espèces présentes. Mais cet effet n'est obtenu que si, du fait d'une humidité adaptée (capacité de rétention), on provoque le développement des microorganismes au contact du sol. Dans un excès d'eau, les corps microbiens qui peuvent se développer dans un liquide ne stabilisent plus la terre qui s'y trouve immergée (comparaison entre lignes 2 et 4) D'ailleurs, en pétrissant les échantillons immédiatement après l'apport de solution, on supprime également l'effet stabilisant, car on change la nature de la microflore qui se développe ultérieurement, le milieu étant anaérobie.

Ces effets sont toutefois provisoires et SWABY (1950) a montré que si l'on faisait refermenter les terres ainsi traitées en leur ajoutant un peu d'eau et d'azote, la stabilité acquise diminuait considérablement.

MONNIER (1965) a confirmé ces données, soit en faisant fermenter des matières organiques de diverses natures au contact de la terre, soit en provoquant des lessivages de matières organiques en cours de fermentation, de manière à

imprégner les masses de terre voisines avec les jus renfermant des produits organiques solubles ou pseudo-solubles résultant de l'action des micro-organismes.

Lorsque les produits organiques fermentent au contact du sol, leur efficacité est plus grande en milieu anaérobie qu'en milieu aérobie. Ils agissent aussi bien sur l'augmentation de la cohésion que sur la mouillabilité qui est considérablement diminuée. Par contre les produits solubles, donc susceptibles de se distribuer dans une plus grande quantité de terre, ont un effet beaucoup moins marqué, bien que là encore l'action sur la mouillabilité soit plus sensible en milieu anaérobie qu'en milieu aérobie. Ceci conduit à interpréter toute une série de résultats observés à partir de techniques culturales.

En particulier, suivant que des racines de graminées se décomposent pendant la vie de la plante (ray-grass) ou ont tendance à rester vivantes (dactyles), la stabilité due à l'action d'engrais verts produit un effet maximum au bout de quelques semaines, qui décroît rapidement en quelques mois. Ceci est vrai également pour les matières organiques moins fermentescibles comme les pailles ou les matières organiques accumulées sous prairie, mais leur évolution est décalée dans le temps. Il reste, au bout de durées de l'ordre de 1 ou 2 années, un accroissement sensible de la stabilité. Ceci n'est pas le cas quand il s'agit de l'addition de matières organiques aisément fermentescibles. Après une stabilisation rapide de la structure, l'effet produit disparaît.

Ces diverses remarques sont schématisées sur la figure 19 (MONNIER, 1965).

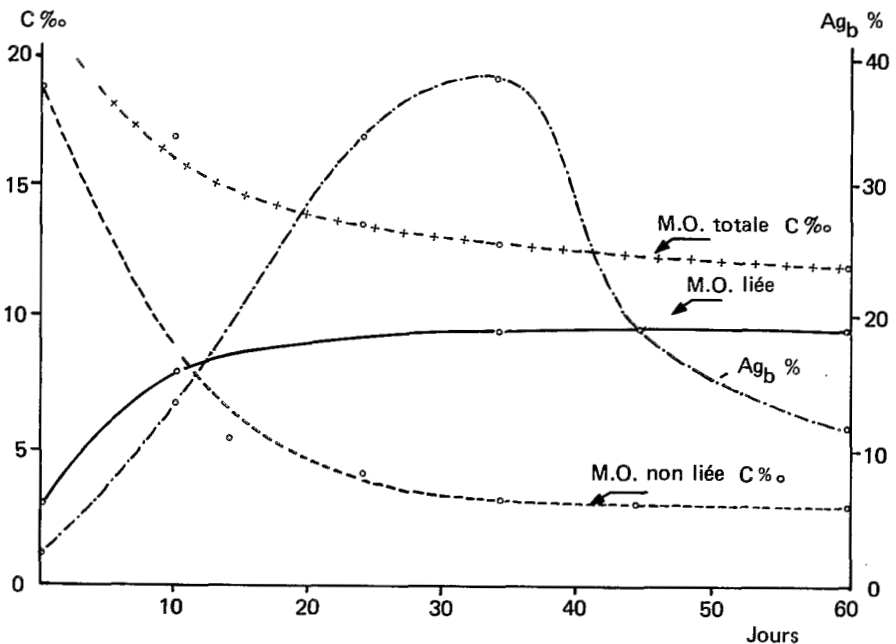


Fig. 19
Evolution d'un sol au cours de la fermentation de farine de foin de Luzerne.
 (MONNIER 1965)

Un mélange de terre et de matière organique a été abandonné à la fermentation. De temps en temps, un échantillon en est prélevé pour analyse : la matière organique libre décroît puis disparaît rapidement, une part étant détruite par fermentation, l'autre se fixant sur la matière minérale, ainsi qu'on peut le constater par l'augmentation de la matière organique liée.

Quant au pourcentage d'agrégats stables au benzène, il augmente d'un peu plus de 20 fois au bout de 30 jours, pour diminuer et se retrouver après 60 jours à environ 6 fois le pourcentage primitif. Après une période plus longue, il se stabilise à 3 ou 4 fois la valeur primitive.

Ceci montre que, dans une première phase, des corps microbiens se fixent sur la fraction minérale et la stabilisent, puis ceux-ci se détruisent et il apparaît une matière organique plus stable, liée, qui assure encore une certaine stabilisation de la structure.

A côté de l'évolution spontanée des matières organiques sous l'influence de la microflore, il faut envisager aussi l'action plus complexe de la faune du sol (vers de terre en particulier), qui fait intervenir simultanément des actions mécaniques et des actions de la flore microbienne.

MONNIER (1965) a montré que le brassage des matières organiques et minérales par les vers de terre assure un accroissement important de la stabilité. C'est ce que montre le tableau 51.

TABLEAU 51
Influence du mélange des couches du sol par les vers de terre sur la stabilité de la structure

Sologne	Ag _a %	Ag _c %	Ag _b %	I _s	K	Mat.org. liée ‰
Sol (surface)	10.9	5.0	10.6	1.12	5.12	25.6
Sous-sol (moyenne)	4.8	2.7	0.8	4.25	1.85	—
Sous-sol (déjection des vers)	15.3	8.1	10.5	1.00	2.80	32.9
Sous-sol (sans déjection)	3.5	1.9	0	5.17	1.63	10.4

Il apparaît d'ailleurs clairement que les déjections sont nettement plus stables que le matériel environnant, et il est très caractéristique que les déjections du sous-sol soient à la fois plus riches en C lié et un peu plus stables que le sol lui-même.

Les résultats publiés par JEANSON (1968) mettent également bien en évidence le mécanisme élémentaire de ces phénomènes, montrant par exemple que l'association matière organique — matière minérale dépend de l'activité des animaux et de la nature des aliments fournis; ces modalités expliquent les résultats assez variés signalés dans la littérature au sujet de l'action de nombreuses variétés de vers de terre.

BIBLIOGRAPHIE

- AITCHISON G.B. et HOLMES J.W. 1953 Aust. J. of App. Sc. V. 4 p.244
ALBAREDA J.M., HERRERA et CRUZ RODRIGUEZ MUNOZ 1947 Ann. Inst. Edaf. V.B p.475
ARNDT W. 1965 Austral. Journ. of Soil Res. V. 3 p.55
- BACHELIER G. 1971 Rev. d'Ecol. et de Biol. du Sol V. 10 p. 453
BAVER L.O. et RHOADES H.F. 1932 J. Amer. Soc. of Agron. V. 24 p.920
BECKETT S.H. 1928 Soil Sc. T. 25 p. 481
BESSARD A. 1961 Rev. de Zool. et App. n°1 1-3 et 4-6
BONZON B. et PICARD D. 1969 Cahiers de l'ORSTOM Série Biologie (agronomie) n° 9 p. 3
BOTHELHO DA COSTA J.V. et LOBO AZEVEDO A. 1943 Ann. do Inst. Sup. de Agr. V. 14 p. 83
BRIDGE B.J. et COLLIS GEORGE N. 1973 Aust. J. Soil Res. 11 p. 83
BRYSSINE G. 1954 Bull. Sc. Nat. et Phys. du Maroc - Rabat - T. 8 et 9 p. 33
BURGEVIN H. et HENIN S. 1939 Ann. Agr. 9ème année p. 771
- CAILLEUX A. et TRICARD J. 1963 1 Vol. CDU Paris
CASTET J. et SANGLERAT G. 1969 Cours Pratique de Mécanique des Sols 1 Vol. Dunod Paris
CHILDS EC. 1940 Soil Sc. T. 50 p. 239
CHRETIEN J. 1971 Ann. Agr. T. 22 p. 615
COMBEAU A. et QUANTIN P. 1963 Cahiers ORSTOM Série Pédologie p. 17
COMBEAU A. 1964 Cahiers ORSTOM Série Pédologie p. 123
CONCARET J. 1967 Ann. Agr. T. 18 p. 65
CRATON L.C. et FRASER H.J. 1935 J. of Geology T. 43 p. 785
CRONEY D. et COLEMAN J.D. 1953 Proc. Conf. Int. Soil Mech. Found Eng. T. 1 p. 13
Cité par T. J. MARSHALL Tech. Com. n° 50 - Imp. Bureau of Soil Sc. Harpenden
C.R. 2ème Congr. Int. AISS 1930 Léningrad-Moscou V. 1 p. 262
- DABIN B. 1962 Ann. Agr. V. 13 p. 111
DECROIX M. - MARCESSE J. - MERIAUX S. - NORMAND. M. - PANINE M. - RUTTEN S.
1975 C.R. Ac. Agri. T. 61 p. 137
DA SILVA A., GOMES P. et DA FRANCIA A.L. 1961 Missao de Estudo Agronomicas do Ultramar
n° 11 Lisboa-Portugal
DE BOODT M. - DE LEENHER L. 1958 Proc. Int. Symp Soil Str. GHENT
DEMOLON A. et HENIN S. 1932 Recherches sur le Sol T. 3 p. 1
DEMOLON A. 1944 La Dynamique du Sol 1 Vol. Dunod Paris
D'HOORE J. et FRIPIAT J. 1948 Recherches sur les Variations de Structure du Sol à Yangambi - Pub.
I.N.E.A.C. Serv. Scientifique n° 38
DOJARENKO A.G., cité par A.N. SOKOLOWSKY 1933 1ère Comm. AISS Sov. Sect.
DOWNES R.G. et LEEPER G.W. 1940 Proc. Roy. Soc. Victoria T. 52 p. 1
ELLISON W.O. 1954 C.R.5ème Congr. AISS T. 2 p. 380
EMMERSON W.W. 1967 Aust. J. Soil Res. T. 7 p. 47
ES SIFAOUÏ A. 1971 Thèse Toulouse

- FEODOROFF A. 1960 Ann. Agr. T. 11 p. 651
- FIES J.C., HENIN S. et MONNIER G. 1970 C.R. Ac. Sc. T. 271 p. 1960
- FIES J.C. 1971 Ann. Agr. T. 22 p. 635
- FIES J.C., HENIN S. et MONNIER G. 1972 Ann. Agr. T. 23 p. 621
- FREAR W. et ERB 1920 J.Ass. of Agric. Chem. V. 4 p. 103
- Cité par E.W. RUSSELL Imp. Bur. of Soil Sc. Tech. Comm. n° 37 1938 Harpenden
- FRIPIAT J., CHAUSSIDON J. et JELLI A. 1972 Physico-Chimie des Phénomènes de Surface I Vol. Masson Paris
- FURNAS C.C. 1929 Bur. of Mines Bull. 307 p. 1-139
- GLOSSAIRE DE PEDOLOGIE 1969 Description des Horizons en Vue du Traitement Informatique - Paris ORSTOM
- GRAS R. 1961 Ann. Agr. T. 12 p. 207
- GRAS R. 1972 Ann. Agr. T. 23 p. 197
- HAINES W.B. 1923 J. of Agric. Sc. T. 57 p. 296
- HARRIS R.F., CHESTER G. et ALLEN O.N. 1966 Ad. in Agron. V. 18 p. 107
- HENIN S. 1936 Recherches sur le Sol T. 5 p. 1
- HENIN S. 1936 Ann. Agr. T. 5 p. 723
- HENIN S. 1937 C.R.Ac. Sc. T. 204 p. 1498
- HENIN S. 1938 Etude Physico-dimique de la Stabilité Structurale des Terres —Thèse Paris Imp. Nat.
- HENIN S. 1939 Ann. Agr. 9ème année p. 301
- HENIN S. 1944 C.R. Ac. Agr. T. 30 p. 373
- HENIN S. 1948 Plant and Soil T. 1 p. 167
- HENIN S. et TURC L. 1949 C.R. Ac. Agr. p. 37
- HENIN S. et TURC L. 1949 C.R. Ac. Agr. p. 597
- HENIN S. et ROBICHET O. 1950 Ann. Agr. T. 20 p. 732
- HENIN S., ROBICHET O. et JONGERIUS A. 1955 Ann. Agr. T. 6 p. 537
- HENIN S., CARDEY F. et ROESCH A. 1956 VIème Congr. AISS Paris T. 1 p. 53
- HENIN S. et MONNIER G. 1956 C.R. VIème Congr. Int. AISS V.B. p. 49
- HENIN S. et FEODOROFF A. 1958 Ann. Agr. 3 p. 555
- HENIN S. et BOSQUET 1964 C.R.Ac. Agr. p. 842
- HENIN S. et HUTTER W. 1964 Science du Sol n° 2 p. 77
- HENIN S., GRAS R. et MONNIER G. 1969 Le Profil Cultural I Vol. Masson Paris
- HOOGHOUTD S.B. 1934 C.R. Ière Comm. AISS Versailles p. 213
- HOYOS de CASTRO 1950 4ème Congr. Int. AISS Amsterdam T. 2 p. 73
- HUGUET J.G. 1973 Ann. Agr. V. 24 p. 707
- HUMBEL F.X. 1974 Cahiers ORSTOM Série Pédologie T. XII n° 1 p. 73
- HUTTER W. 1966 Ann. Agr. V. 17 p. 37
- JEANSON C. 1968 Essai de Pédozoologie Expérimentale - Thèse I Vol. Paris Ed. du Muséum
- JONGERIUS A., SCHOONDERBEEK D., JAGER A. et KOWALINSKI ST. 1972 Geoderm. p. 177 et The Microscope 1972 p. 243
- JENNY H., GROSSENBACHER K. 1963 Proc. Soil Sc. So. of Amer. Vol. 27 p. 273.
- KEEN B.A. 1931 The Physical Properties of the Soil I Vol. p. 278
Longmans - London
- KHEYRABI D.J. 1966 Influence de la Composition Granulométrique des Sols sur leur Stabilité Structurale - Thèse Paris et Ann. Agr.
- KHEYRABI D.J. et MONNIER G. 1969 Ann. Agr. T. 19 p. 129
- KUBIENA W.L. 1938 Micropedology Collegiate Press. I Vol. Ames Iowa University
- KUIPERS H. et C. VAN OUWERKERK 1963 Neth. J. Agric. Sc. V. 11 p. 45
- KVASNIKOFF 1927 Tech. Comm. Sov. Sect. A.I.S.S., p. 2
- LOW A.J. 1954 Journ. of Soil Sc. V. 5 p. 57

- MARTY J.R. 1969 Contribution à l'Etude des Boulbènes - Thèse Paris
MARTY J.R. et COURAU M. 1969 Ann. Agr. V. 20 p. 361
MERIAUX S. 1958 C.R. Ac. Agri. V. 45 p. 799
MERING G. 1946 Trans. Far Soc. V. 42 B p. 205
MEYER L. et RENNENKAMPFF V.V. 1936 Zeit Pflanz und Düng T. 43 p. 268
MIDDLETON 1930 Prop. of Soils Which Influence Soil Erosion - Dep. of Agric. Tech. Bull. n° 178
MIHARA Y. 1952 C.R. 6ème Congr. Int. des Herbages p. 987
MONNIER G. 1965 Thèse Paris Pub. INRA
MONNIER G. 1967 C.R.Ac. Sc. Série D T. 264 p. 2188
MONNIER G., TURC L. et JEANSON C. 1962 Ann. Agr. T. 13 p. 55
MONNIER G., STENGEL P. et FIES J.C. 1973 Ann. Agr. T. 24 p. 533
- NEWMANN E.I. 1966 J. App. Ecol. 3 (1) 139 Cité par TRI Ann. Agr. 1973 T. 24 p. 401
NIKIFOROFF C.C. 1961 Soil Sc. T. 52 p. 193
- PERIGAUD S. 1963 Contribution Agronomique à la Mise en Valeur de la Brenne - Thèse Clermont-Ferrand - Pub. INRA
PURI A.N. et KEEN B.A. 1925 J. of Agr. Sc. T. 15 p. 147
- QUANTIN P. et COMBEAU A. 1962 B.I.S. Bull. n° 59 p. 124
QUIRCK J.P. et SCHOFIELD R.K. 1955 J. of Soil Sc. T. 6 p. 163
- RID H. 1959 Zeits. Pflanz. Bod. 133 p. 216
RINGELMANN M. et BOURDELLE J. 1931 Ann. Agr. p. 82
RUSSELL E.W. 1938 Techn. Comm. Imp. Bureau of Soils
RUSSELL E.W. 1934 Trans. of the Royal Soc. A p. 361
RUSSELL E.W. et BALCEREK W. 1944 J. of Agr. Sc. 34-3 p. 123
- SCHLOESING TH. 1885 Encyclopedie Fremy T.X. Chimie Agricole I Vol. Dunod Paris
SCHURMAN J.J. et GOEDEWAAGEN M.A.J. 1965 Methods for the Examination of the Root Systems I Vol. Centre for Agricultural Publications and Documentation Wageningen
SEBILOTTE M. 1968 Ann. Agr. T. 19 p. 403
SEKERÁ F. et BRUNNER A. 1943 Bod. und Pflanz T. 29 p. 169
SERVANT J. 1974 C.R.Ac. Sc. Série D T. 278 p. 589
SKREPINSKY B.I. 1961 Pochovedenie p. 26
SOKOLOVSKY A.N. 1933 The Problem of Soil Structure - C.R. 1ère Comm. AISS Sect. Sov. Moscou-Leningrad p. 34
SWABY R.J. 1950 J. of Soil. Sc. T. 1 p. 182
- TALINEAU C. 1968 Cahiers ORSTOM Série Biologie p. 49
TIULIN A. 1927 C.R. 1ère Comm. AISS Sect. Sov. Moscou-Leningrad p. 110
TIULIN A. 1928 Question on Soil Structure Perm. Agric. Exp. Sta. (Div. Agric. Chem) Cité par E.W. RUSSELL - Tech. Com. n° 37 Imp. Bureau of Soil Sc. 1938
TIULIN A. 1933 C.R. 1ère Comm. AISS Sect. I Vol. The Problem of Soil Structure - Moscou p. 111
TORSTENSSON G. et ERIKSSON S. 1936 Soil Sc. T. 42 p. 405
TRI (BUI HUU) 1968 Ann. Agr. T. 19 p. 415
TRI (BUI HUU) 1969 Dynamique de la Granulation Sous Prairie -Thèse Paris INRA
TRI (BUI HUU) et MONNIER G. 1973 Ann. Agr. T. 24 p. 401
- VAGELER P. 1932 Der Kationen und Wasserhaushalt des Mineralbodens I Vol. Springer Berlin
VAN BAVEL C.H.M. 1949 Soil Sc. Soc. Am. Proc. T. 14 p. 20
VATAN A. 1967 Manuel de Sédimentologie Ed. Tech. Paris
VOMOCIL J.A. Agr. Engin. T. 35 p. 299
VERWEY J.W. et OVERBEEK J.T.R.G. 1946 Trans. Far. Soc. p. 117
VILENSKY D. 1934 C.R. 1ère Comm. AISS Versailles p. 97

CHAPITRE III
ATMOSPHERE ET AERATION

A. POROSITE ET AERATION

Le sol en place est un système triphasé comprenant une phase solide, une phase liquide et une phase gazeuse.

On appelle couramment "air" le constituant de cette dernière phase, bien qu'en fait, la constitution de ce gaz puisse s'écarter très sensiblement de celle de l'air.

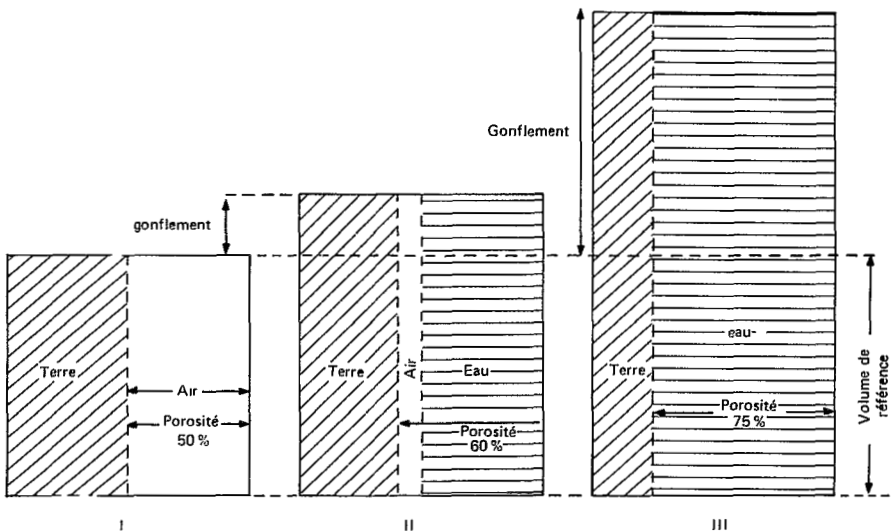


Fig. 20

Schéma de la variation du volume apparent d'un pàton de terre argileuse en fonction de la teneur en eau.

- I terre sèche ;
- II terre très humide : la teneur en air est déjà faible ;
- III terre gorgée d'eau : la teneur en air est nulle.
- Le volume de terre est constant dans les trois cas (les surfaces hachurées sont égales), mais sa proportion va en diminuant. Ceci apparaît nettement par comparaison avec le volume de référence ; celui-ci correspond au volume de la tarière servant à extraire l'échantillon dont on doit mesurer la porosité.

Nous avons vu dans les chapitres précédents, comment étaient disposés les constituants de la phase solide, et comment l'arrangement qui en résultait comportait des espaces libres formant la "porosité" P. C'est cette porosité qui est occupée plus ou moins par de l'air ou de l'eau.

Si le matériau solide n'était constitué que par des éléments grossiers comme le sable, il n'y aurait pratiquement pas d'interaction entre l'eau et la phase solide ; la porosité serait constante et la somme du volume d'air A et du volume d'eau H_v serait également constante et égale à P.

Malheureusement, les choses sont beaucoup plus compliquées, puisqu'une partie de l'eau est absorbée par la fraction colloïde. Il en résulte que le volume apparent des mottes de terre augmente lors de l'humectation. Comme la quantité de substances solides reste constante, la porosité d'un volume unitaire de référence géométriquement constante croît, puisque le volume occupé par la matière solide décroît (fig 20-1).

Pour caractériser un tel système et rendre compte de son évolution, on utilise une représentation triangulaire, la teneur en chacun des constituants étant proportionnelle au volume qu'il occupe dans un volume de référence supposé constant, par exemple un dm³ (fig 21).

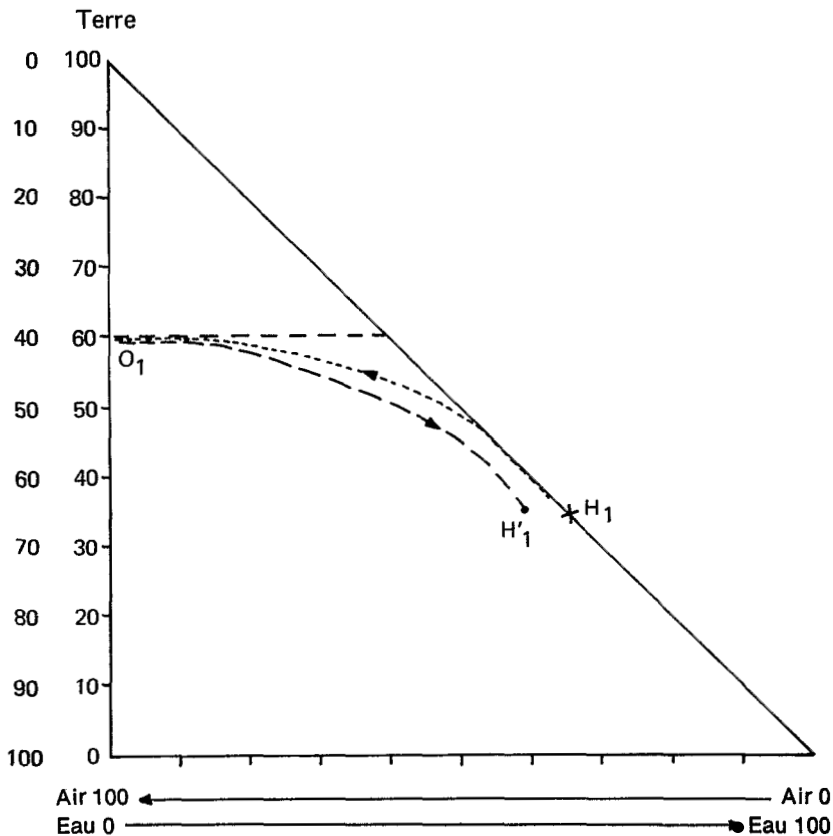


Fig. 21

Dans le triangle rectangle isocèle utilisé pour cette représentation rappelons que tous les points situés sur l'un des 3 côtés expriment la composition d'un système biphasé. L'ordonnée correspond à la composition d'un système solide-gaz, l'abscisse à celle d'un système gaz-liquide, et l'hypothénuse à celle d'un système solide-liquide. Rappelons également que tous les points correspondant à une égale teneur en une phase donnée, sont situés sur des droites parallèles à la droite d'ordonnée zéro pour ce constituant.

Ainsi, une terre qui a une porosité de 40 % par exemple sera représentée par un point d'ordonnée 60 correspondant à la teneur en terre. La droite perpendiculaire à ce point indique que la porosité est constante, mais celle-ci sera occupée par des volumes d'eau ou de gaz variables. Le point situé sur l'ordonnée correspond à un milieu sec, toute la porosité est alors occupée par de l'air. Le point situé sur l'hypothénuse caractérise un système dont la porosité est entièrement occupée par de l'eau.

Si l'on représente une courbe de HAINES (1923) sur un tel système, les résultats se situent suivant la courbe pointillée. Le point H_1 sur l'abscisse correspond au pâton initial de terre saturée d'eau. Dans la première phase de dessèchement, la variation de volume étant égale à la perte en eau, la porosité reste saturée d'eau, la teneur en terre du système augmente, l'ordonnée des points va en augmentant; la courbe reste confondue avec l'hypothénuse. Puis, la variation de volume devient inférieure à la perte d'eau, il rentre de l'air dans le système. C'est ce qu'exprime la courbe pointillée en se séparant de l'hypothénuse ; enfin, cette courbe se confond avec la droite parallèle à l'axe des abscisses, l'ordonnée est constante, et le déplacement des points sur cette droite correspond au remplacement de l'eau par de l'air à porosité, donc à teneur en terre, constante.

Si, comme l'a fait HAINES, le pâton est réhumecté puis desséché avec précaution, les points s'aligneront sur une seconde courbe (courbe tiretée). Puisqu'il y a piégeage de l'air, cette courbe ne rejoindra jamais l'hypothénuse, mais s'alignera parallèlement à elle jusqu'au point H'_1 correspondant au gonflement maximal.

Un tel phénomène peut se manifester sans que l'arrangement et la dimension des agglomérats en soient modifiés. On peut dire que la porosité est variable et la structure constante.

S'il y avait diminution de la porosité, le nouvel état physique de la terre sèche serait représenté par un point d'ordonnée $O_2 > O_1$ (valeur O_1 que nous avons prise comme référence en considérant le matériel initial).

Il est ainsi évident que, sauf pour une terre sableuse, la teneur en air pour une même structure, ne varie pas inversement proportionnellement à la teneur en eau: elle diminue moins vite puisque la porosité augmente avec l'humidité si, encore une fois, la dimension des éléments constitutifs de la structure et leur arrangement restent constants.

On a cherché à fixer des teneurs en air caractéristiques pour un milieu donné. Il fallait pour cela prendre une unité de référence : on a choisi suivant les auteurs, la "capacité de rétention" (C R) ou "l'humidité équivalente". Nous verrons, dans le chapitre concernant l'eau et le sol, la définition de ces grandeurs. Cette référence (C R) est relativement stable parce que, au moins pour les sols bien structurés, chaque fois qu'on apporte un supplément d'eau sur un terrain à la capacité de

rétention, celle-ci s'infiltré assez rapidement en profondeur, alors que l'eau retenue par le sol circule beaucoup plus lentement. Le milieu ainsi défini n'est certes pas constant, mais relativement stable.

Certains auteurs ont essayé de rattacher la croissance des végétaux à la capacité minimale pour l'air. Voici quelques valeurs proposées par KOPECKY (1914). Notons que la capacité minimale, pour l'air, correspond à certaines définitions de la "macroporosité", c'est à dire à la différence "porosité moins volume d'eau à la capacité de rétention" (tableau 52).

TABLEAU 52

Macroporosités minimales pour différentes cultures

Blé, avoine	10 - 15 %
Orge, betterave à sucre	15 - 20 %
Graminées fourragères	6 - 10 %

Au dessous de ces valeurs, la croissance est ralentie. BAVER (1972) a établi une relation entre la récolte de betteraves et la macroporosité : à partir de 12 %, la récolte est constante ; au-dessous de cette valeur, la récolte tombe rapidement, passant de 12 tonnes/acre à 2 tonnes/acre pour une macroporosité de 3 %. A cette diminution de la récolte correspond un accroissement très rapide du parasitisme.

Nous verrons également l'intérêt que présente cette notion de macroporosité ou capacité minimale pour l'air, parce que c'est aussi l'espace disponible pour permettre l'écoulement de l'eau sous l'influence de la gravité. Pour KOPECKY (1914) quand cette valeur est inférieure à 10 %, le sol doit être drainé.

Précisons que cette macroporosité doit être mesurée sur une terre au voisinage de la capacité au champ. En effet, si l'on opérât sur de la terre plus sèche, la porosité du système serait plus faible (comme nous l'avons vu au début de ce chapitre) et en soustrayant de la porosité déterminée dans ces conditions, le volume d'eau occupé à la capacité de rétention, on minimiserait la macroporosité et l'on pourrait même avoir des valeurs négatives. Quand on obtient de semblables résultats, cela correspond toujours à des terres à faible porosité, donc à mauvaise structure.

De LEENHEER (1953) a proposé un test pour évaluer la teneur en air. Il détermine le temps nécessaire pour faire écouler dans le sol, sous faible pression, un volume d'air donné. L'air arrive à la partie supérieure d'un cylindre enfoncé dans le sol sur une certaine longueur. Il a pu mettre en évidence une corrélation entre l'"aération" mesurée par ce test et le rendement de certaines cultures.

On pourrait penser que la teneur en air mesure le volume de gaz disponible pour la respiration des racines et l'activité biologique du sol, comme c'est le cas pour la teneur en eau. Nous allons donc comparer la quantité de CO₂ qui se forme dans un sol en fonction du temps, à la quantité d'air présente. Voici quelques valeurs de CO₂ dégagé par m² et par jour, ainsi que de O₂ absorbé (tableau 53).

Comme ces quantités sont assez constantes dans le temps, on peut considérer que ces valeurs, déterminées au niveau du sol, correspondent sensiblement à la production journalière. Admettons que le sol ait une teneur en air de 20 %, l'atmosphère comprise dans une couche de 10 cm d'épaisseur représente 20 l/m², soit 4 l d'O₂. C'est-à-dire que cette réserve d'O₂ serait épuisée sensiblement en une journée sous le champ de blé, en un peu moins de 2 jours dans le champ ayant reçu

TABLEAU 53

	CO ₂ dégagé par m ² et par jour		O ₂ absorbé en litres par m ² à 15°C
	en grammes	en litres	
Champ de Broad- balk avec fumier	4,2	2,14	2
Champ de blé	7,5	3,8	4
Sol nu	1,6 - 4,8	0,8 - 2,45	-
Seigle	5,4 - 10,2	2,8 - 5,3	-
Pommes de terre	11,8 - 12,7	6,0 - 6,4	-

(d'après E.J. RUSSELL, 1915)

du fumier, et en 2/3 de jour dans le champ de pommes de terre. Il faut donc que l'atmosphère soit renouvelée. Nous allons voir par quel mécanisme. Mais auparavant, rappelons quelles sont les techniques de détermination de la composition de l'atmosphère du sol et les variations de celle-ci.

a) ANALYSE DE L'ATMOSPHERE DU SOL

Les techniques de détermination relèvent de l'analyse de gaz. Il faut d'abord prélever un échantillon de l'atmosphère du sol. Le principe consiste à enfoncer dans le terrain une canne métallique percée par un canal dans sa longueur. Au moment où l'on enfonce la tige métallique, on enfile dans le canal intérieur un fil qui occupe le vide et empêche la terre de pénétrer à l'intérieur. Une fois l'extrémité de la sonde engagée à la profondeur choisie, on retire le fil métallique et l'on ajuste à la partie supérieure de la canne un tuyau de caoutchouc relié à un appareil permettant d'exercer une succion. Sur le circuit, on a disposé une ampoule de verre reliée à deux tubes qui sont branchés sur la canalisation. Le courant de gaz traverse ainsi l'ampoule qui est généralement pleine de liquide à l'origine, et lorsqu'on estime qu'un volume de gaz suffisant a balayé l'ampoule, on la scelle en chauffant à la flamme les deux tubes de verre qui la rattachent au circuit. L'ampoule est transportée au laboratoire, plongée dans un bain de mercure sous une cloche remplie de ce liquide ; on casse les extrémités de l'ampoule, le gaz est alors recueilli dans la cloche au-dessus du mercure. On mesure exactement son volume, puis on fait pénétrer de la potasse pour absorber CO₂. On mesure la réduction de volume. Le gaz est transféré dans un autre récipient où l'on absorbe O₂ avec l'acide pyrogallique. On mesure à nouveau le volume restant. Il renferme N₂ et éventuellement H et CH₄. Ceux-ci peuvent être déterminés à l'eudiomètre (voir DEMOLON et LEROUX, 1936).

La technique dont nous venons de rappeler brièvement le principe, nécessite une certaine quantité de gaz, (de l'ordre de 100 à 150 cm³). Il est difficile de prélever cette quantité en étant sûr qu'il n'y a pas pollution par les gaz de l'extérieur ou que le gaz recueilli ne provient pas de plusieurs niveaux du sol. (voir VILAIN et DRUELLE, 1967).

Grâce à l'analyse chromatographique, on peut maintenant opérer sur des

quantités de l'ordre de 1 à 2 cm³ de gaz. Les prélèvements se font toujours à l'aide d'une canne que l'on enfouit dans le sol, et on attend quelque temps pour qu'un équilibre s'établisse.

On peut également disposer dans le sol, à demeure, un tube d'aspiration terminé par une petite crépine. Le tube est fermé à la partie supérieure et on prélève avec une seringue en aspirant très lentement le volume de gaz à traiter. Remarquons que pour des volumes de cette importance (1 cm³ par exemple) le volume de sol en place concerné par le prélèvement est de 5cm³ pour une teneur en air de 20 %. Les risques de contamination sont ainsi très réduits.

On injecte alors les gaz prélevés dans une chambre chromatographique. Celle-ci est montée sur un circuit où se trouve à l'amont une réserve de gaz-vecteur, l'hélium, et à l'aval le chromatographe. Celui-ci est constitué par deux colonnes remplies d'hexaméthylphosphore/amide (HMPA) et de tamis moléculaire 13 X.

Ce système permet d'analyser un mélange renfermant CO₂, O₂, N₂, CH₄, et H₂S. Le passage de ces gaz à travers le dispositif retarde plus ou moins la traversée de chacun d'eux, suivant les caractéristiques de sa molécule. A la sortie, l'hélium qui s'écoule est d'abord pur, puis apparaît un mélange d'hélium et d'un premier gaz, puis de l'hélium, un mélange avec un second gaz etc... La composition des mélanges est déterminée par une mesure de conductibilité thermique, par l'intermédiaire d'une thermistance, l'appareil mesurant l'effet produit en millivolts. La hauteur des pics fournis par les détecteurs thermiques sert à mesurer la teneur de chacun des gaz. Il faut étalonner l'appareil en fonction en particulier de la vitesse de balayage par l'He. Ce qui est remarquable, c'est que ces appareils permettent en quelques minutes d'effectuer une analyse de gaz avec une précision de l'ordre de 0,5 à 2 %.

Voici, par exemple, les résultats d'une analyse d'air effectuée à l'aide de cet appareil (VILAIN et DRUELLE, 1967) (tableau 54):

TABLEAU 54

	Valeur enregistrée par l'appareil	Composition %
CO ₂	1.2 ± 0.01	0.61
O ₂	34 ± 0.2	20.05
N ₂	81.6 ± 0.4	79.50
	Total	100.16

b) COMPOSITION DE L'ATMOSPHERE DU SOL

Disposant de méthodes pour effectuer l'analyse des gaz, voyons les résultats trouvés par les auteurs. Le teneur en CO₂ des sols arables se situerait vers 0,4 % suivant KEEN (1931). DEMOLON (1938) donne une valeur s'approchant de 1,0 %. Sous prairie, KEEN donne 1,5 de moyenne, mais on a signalé des valeurs de 3,0 % dans des conditions qui ne paraissent pas anormales. Toutefois, les valeurs réelles sont susceptibles de varier considérablement en fonction de divers facteurs.

La température et l'humidité ont une action évidente ainsi que la profondeur, celle-ci pouvant intervenir à la fois en fonction des différences de température avec

la surface, et du fait que le renouvellement de l'atmosphère y est plus difficile.

Voici, à titre d'exemple, des données évaluées d'après les résultats de D. BOYNTON et O.C. COMPTON (1944) pour la période de mai à septembre où se présentent les teneurs en CO₂ les plus élevées (tableau 55).

TABLEAU 55

Profondeur (cm)	Teneurs exprimées en pourcentage volumique			
	Sol sablo-limoneux (bien drainé)		Sol argilo-limoneux (mal drainé)	
	CO ₂	O ₂	CO ₂	O ₂
25	1 à 2	19 - 20,5	2,0 - 5	10 - 10
75	1 - 3,5	17 - 20,5	2,5 - 6	5 - 17,5
125	2 - 5	14 - 19,5	5 - 8	2 - 12

Les techniques culturales exercent également une influence sensible. Par exemple, pour un apport de fumier, on a trouvé comme valeur maximum 3 % de CO₂ contre 0,38 au témoin. La présence de plantes cultivées exerce un effet notable comme l'ont observé E.J. RUSSEL et A. APPLEYARD (1915). C'est ainsi que de mai à juillet, ils ont observé sous sol nu, des teneurs variant de 0,07 à 0,08 % de CO₂. Dans le même sol nu ayant reçu du fumier, de 0,32 à 0,36 %, et le même sol sans fumier, mais portant du blé, de 0,32 à 0,48. D'une façon générale, on considère que la présence des racines d'une plante cultivée en cours de croissance, contribue à multiplier par 1,5 ou 2 la teneur en CO₂ du sol nu. Quant au tassement et à la couverture du sol, les mesures anciennes de MANGIN (1930) ont donné des concentrations en CO₂ de l'ordre de 10 %.

D'une manière générale, comme CO₂ croît quand O₂ décroît, on a tendance à admettre que l'on a 1 CO₂ dégagé pour 1 O₂ absorbé, ce qui paraît souvent être le cas. Mais ce point de vue ne correspond pas aux valeurs trouvées dans les cas extrêmes : il serait évidemment intéressant d'étudier plus en détail les variations de la composition de l'atmosphère du sol en fonction des phénomènes qui peuvent s'y produire.

Le rapport CO₂/O₂ = 1 correspond soit à l'oxydation de carbone pur, soit à celle d'un alcool secondaire de formule CHOH pour lequel l'oxydation donnerait 1 CO₂ et 1 H₂O. L'oxydation d'un hydrocarbure de type CH₂ conduit à l'absorption de 1,5 O₂ et à la production de 1 CO₂ et 1 H₂O. Comme il peut y avoir dans les matières organiques du sol des groupements aminés qui se transformeront en nitrate et en eau sans formation de CO₂, il existe donc de nombreux cas où l'on peut prévoir qu'il y aura nettement plus d'O₂ absorbé que de CO₂ dégagé. La somme CO₂ + O₂ peut donc être nettement inférieure à 20,5. C'est bien ce que font apparaître les observations de BOYNTON et COMPTON (1944).

Il existe toutefois d'autres mécanismes qui peuvent, dans une certaine mesure, compenser ces rapports déficitaires. Le coefficient de diffusion de O₂ est 1,25 fois supérieur à celui de CO₂ (BAVER 1972) et d'autre part la solubilité de CO₂ dans l'eau est supérieure à celle de O₂. De ce point de vue, il faut également tenir compte

du pH de l'eau et de sa teneur en ion Ca^{++} . Voici les résultats donnés par GARRETT (1936) (tableau 56).

TABLEAU 56

pH	CO ₂ libre %	CO ₂ combiné %
5.5	90	10
6.0	74	26
6.45	50	50
7.0	22	78
7.5	8	92
8.0	4	96

Voici d'autre part quelques données établies par GRAS, rattachant la pression de CO₂ à la concentration en Ca^{++} des solutions du sol (1974) (tableau 57).

TABLEAU 57

Période	Pression en CO ₂ (10 ⁻² at.)	Concentration en Ca^{++} (en mg/l)
Octobre 71	0,57	70
Mai-juin 72	0,30	52
Mai-Juin 73	0,13	44
Mai-Juin 73	0,16	42
Mai-Juin 73	0,14	40

Ces données illustrent la précision des relations existant entre ces deux groupes de valeurs.

En sol calcaire, il y a donc entraînement du CO₂ avec les solutions du sol, et il peut y avoir modification de la composition de l'atmosphère. Toutefois, cet effet doit être en moyenne peu important si l'on en juge par les analyses d'eaux de drainage. La quantité de Ca exporté étant de l'ordre de 300 Kg/an, cela représenterait au maximum, si tous les ions Ca étaient sous forme de bicarbonates, 500 Kg de CO₂ en chiffre rond par hectare et par an, soit de l'ordre de grandeur de 250 m³ par hectare et par an ou 25 l de CO₂/m². Cela représente donc 6 à 12 jours environ de la production de CO₂ par m² pendant la période estivale. Si les conséquences pédologiques et physiologiques du phénomène peuvent être importantes, il n'y a pas à en tenir compte en ce qui concerne le contrôle de l'atmosphère.

Il reste donc de cet ensemble de considérations que dans la couche superficielle, la teneur en CO₂ est, en moyenne, de l'ordre de grandeur de 0.5 à 1 % et que cette concentration tend à augmenter avec la profondeur. Il faudrait donc reprendre le calcul effectué précédemment et se demander par quel processus une production de CO₂ de l'ordre de 4 l/m²/jour, représentant sensiblement la quantité d'O₂ contenue par m² et sur 10 cm dans un sol ayant une teneur en air de 20 %, peut se trouver évacuée. Par ailleurs, pour maintenir une teneur en CO₂ constante, il faut que

l'atmosphère soit renouvelée fréquemment. KEEN (1931) estime comme une bonne valeur le remplacement de l'atmosphère en 1 heure, soit 24 remplacements par jour.

B. MECANISME DU RENOUVELLEMENT DE L'ATMOSPHERE DU SOL

Les chercheurs ont imaginé pratiquement toutes les hypothèses qui pourraient être formulées, compte tenu des phénomènes susceptibles de provoquer le déplacement des gaz (KEEN, 1931) ; ces travaux sont anciens ; on les doit à BUCKINGHAM (1904) et à ROMELL (1923 et 1935). Les chercheurs modernes ont surtout apporté des précisions à leurs résultats. D'après KEEN (1931) on peut envisager deux groupes de processus : ceux qui font intervenir des mouvements de masse d'une part et la diffusion d'autre part.

a) PROCESSUS FAISANT INTERVENIR LES MOUVEMENTS DE MASSE

- *Effet de la température*

Il existe deux types de différences de température systématiques :

a) pendant le jour, la température de la surface du sol est plus élevée que celle de l'air ;

b) il existe systématiquement dans le sol un gradient de température, la surface étant plus chaude que la profondeur pendant le jour, et l'inverse pendant la nuit. Quand l'atmosphère du sol est plus chaude que celle de l'extérieur, l'air du sol étant plus léger tend à passer dans l'atmosphère et à être remplacé par de l'air plus froid venant de l'extérieur. Le processus est très complexe : ROMELL l'a étudié sur un modèle simplifié et ses calculs aboutissent à des vitesses de circulation variant de 2,4 à 100 cm/heure dans les conditions les plus favorables. L'efficacité de ce phénomène est en moyenne insuffisante.

- *Brassage de l'atmosphère par l'eau*

On peut penser au brassage dû à l'évaporation de l'eau du sol. C'est un effet qui est difficile à évaluer, mais qui a été jugé faible. L'effet de déplacement dû aux précipitations est plus facile à préciser : ainsi, pour 1 m d'eau infiltrée, le renouvellement de l'atmosphère, avec une teneur en air de 10 %, représente 100

fois le remplacement de l'atmosphère d'une couche de 10 cm pour l'année. Cet effet est donc insuffisant.

● *Action du vent*

Deux types d'action peuvent être envisagés :

a) des effets de succion dus à l'effet BERNOULLI: on sait en effet, d'après les lois fondamentales établies par cet auteur, que si la vitesse d'un fluide varie, il gagne ou perd en pression ce qu'il perd ou gagne en vitesse. Le vent soufflant à la surface du sol, aspire donc de l'air (c'est l'effet mis en oeuvre dans les pulvérisateurs) ;

b) on peut également penser à l'action du vent sur les surfaces obliques qui exercent une pression directe sur l'atmosphère du sol.

ROMELL (1923) a pu, à l'aide de modèles assez complexes, estimer approximativement ces effets. C'est seulement dans les conditions extrêmes, pour les sols poreux, que le vent exerce des effets sensibles sur l'aération, fait d'ailleurs confirmé par l'observation directe. Mais les conditions nécessaires à des effets de cette importance sont exceptionnelles.

● *Effet des variations de la pression barométrique*

Chaque fois que la pression barométrique augmente, l'atmosphère du sol est repoussée vers la profondeur : chaque fois qu'elle diminue, les gaz tendent à sortir du sol. BUCKINGHAM (1904) a étudié ce phénomène : il constate que pour un sol ayant 3 m de profondeur, la pénétration serait de 15,4 cm pour un changement de pression de 4 cm de mercure, c'est-à-dire pour une valeur considérable. Le renouvellement de l'atmosphère serait ainsi assuré sur à peine 20 cm dans un sol cependant profond. Pour de plus petites profondeurs, cet effet est négligeable.

b) LA DIFFUSION

On a tendance à sous-estimer les effets de la diffusion qui paraissent lents. C'est cependant ce mécanisme qui est seul susceptible d'assurer l'aération du sol.

D'après la première loi de FICK,

$$\frac{dQ}{dt} = AD \frac{dc}{dz}$$

D étant le coefficient de diffusion et A le volume relatif occupé par l'air.

On peut imaginer un régime permanent : il correspondrait à une production constante de CO₂ à une certaine profondeur, et à un renouvellement rapide de l'atmosphère à la surface du sol, maintenant la concentration en CO₂ constante. Expérimentalement, on peut mesurer la vitesse avec laquelle le CO₂ traverse une couche de sol d'épaisseur donnée, la teneur de l'air en CO₂ étant différente mais constante de chaque côté de la couche du sol. La pression totale des mélanges de gaz doit être la même. BUCKINGHAM (1904) a calculé les valeurs correspondant à

TABLEAU 58

Gradient de concentration de CO ₂ en % /cm	Porosité (sol sec, donc A = P)		
	0,2	0,3	0,4
	Volume de CO ₂ atteignant la surface en litre/m ² /jour, à 760 mm et 25°		
0,02	1,3	2,9	5,3
0,08	5,1	11,5	20,5
0,16	10,2	23,0	40,9
0,32	20,5	46,5	80,6

certaines gradients de CO₂ et différentes porosités du sol. Voici quelques résultats obtenus (tableau 58).

On constate que même les faibles gradients assurent déjà une diffusion du CO₂, de l'ordre de grandeur de ce qui est observé dans le milieu naturel. Si l'on suppose qu'on est en régime permanent, c'est-à-dire qu'il y a équilibre entre la quantité de CO₂ produite et la quantité de CO₂ qui s'échappe vers l'atmosphère et que le gradient est constant, on peut écrire que la quantité Q de CO₂ présente dans le sol, en excès sur celle présente dans l'air extérieur, est égale à :

$$Q = \int_0^z az \, dz = \frac{az^2}{2}$$

a étant le gradient de concentration.

Dans le cas du régime permanent,

$$\frac{dQ}{dt} = DA \frac{dc}{dz} = Q_t \quad Q_t \text{ est le débit.}$$

$$\text{et comme } \frac{dc}{dz} = a \quad Q_t = DAa$$

On peut alors calculer le temps t nécessaire pour renouveler la teneur en CO₂ comprise dans une couche d'épaisseur z : cette quantité est égale à :

$$t = \frac{Q}{Q_t} = \frac{\frac{az^2}{2}}{DAa} = \frac{z^2}{2DA}$$

Pour DA = 0,1 cm/seconde, ROMELL (1935) donne les valeurs suivantes:

Profondeur (X) (cm)	Temps
0,1	0,05 sec
1	5 sec
10	8 min 18 sec
30	1 heure 15 min

Ces calculs montrent donc que le processus de diffusion peut assurer l'essentiel de l'aération du sol.

Il faut bien se rendre compte du sens de ces calculs. Si, pour les mêmes conditions physiques, la production de CO₂ venait à augmenter, le temps de renouvellement resterait identique, mais le gradient de concentration croîtrait et la concentration de CO₂ en profondeur serait plus élevée.

Examinons comment la variation des conditions physiques peut modifier le processus. D'après la formule précédente, celui-ci dépend du produit D.A. A est la teneur en air du milieu. Si celle-ci diminue, le produit diminue et pour une même production de CO₂ la concentration augmente. Or, A dépend de la teneur en eau et de la porosité. On se rend compte de l'intérêt de l'évaluation de la macroporosité, qui fait donc ressortir la tendance du milieu à avoir une concentration en CO₂ plus ou moins élevée.

Reste à étudier la valeur de D et ses variations.

BUCKINGHAM (1904), à la suite d'une série d'expériences, avait établi la relation suivante : $D \cdot 10^4 = 2,16 A^2$

D représente le coefficient de diffusion utilisé dans les formules précédentes. La valeur 2,16 correspond au coefficient de diffusion libre de CO₂ dans l'air (D₀). Les valeurs trouvées variant de 2,20 · 10⁻⁴, à 2,13 · 10⁻⁴, l'équation précédente peut donc s'écrire :

$$D = D_0 \cdot A^2$$

PENMAN (1940), à la suite d'une série d'expériences, a montré qu'entre des porosités de 0,1 et 0,5

$$D = D_0 \cdot 0,66 A$$

Comme il s'agissait de milieu sec, la valeur de A était égale à la porosité.

Quant au coefficient 0,66 il représenterait l'influence de la tortuosité, c'est-à-dire du rapport de la longueur L de la couche traversée, à la longueur L₀ du chemin réellement parcouru par les molécules.

De nombreux chercheurs ont essayé d'évaluer, à partir de diverses considérations, la valeur de cette tortuosité, ce qui les conduit à écrire des formules du type

$$D = D_0 \cdot A^\alpha$$

α variant de 3/2 à 4/3.

Il en résulte d'une façon générale que D est plus petit pour les faibles porosités que pour les fortes porosités.

En opérant sur des massifs de billes de verre dont les variations de porosité étaient dues à des mélanges de particules de différentes tailles (cf. Effet Texture), VILAIN et DRUELLE (1970) estiment que l'équation de PENMAN est valable. Ils ajoutent ensuite des quantités variables d'eau dans le milieu et arrivent à la relation suivante:

$$D = 0,66 D_0 (1 - H_p) \frac{T}{T_e}$$

dans laquelle H_p représente le volume d'eau présent dans le sol, mais exprimé en % de la porosité.

La tortuosité T_e est égale à

$$T_e = \frac{1}{0,0153 x - 0,05}$$

x représentant le pourcentage de la porosité occupé par la phase liquide.

Les valeurs ainsi calculées sont en très bon accord avec l'expérience.

Bien que le problème de l'évaluation a priori du coefficient de diffusion d'une terre plus ou moins humide ne soit pas résolu, on peut dire, en tenant compte de l'ensemble de ces résultats, que la valeur de D tend à baisser quand la porosité décroît ou que la teneur en eau croît. Ainsi, on retrouve le fait bien connu que lorsque la teneur en eau augmente, l'aération est plus faible, ce qui se traduit par des teneurs en CO_2 plus élevées.

Pour effectuer leurs mesures, VILAIN et DRUELLE (1974) ont utilisé la diffusion de l' O_2 dans N_2 en mesurant les variations de la concentration en O_2 d'un massif de billes préalablement remplies d' N_2 . Grâce à l'analyse par chromatographie, ils ont pu effectuer des mesures suffisamment ponctuelles pour avoir une image de cette répartition en fonction du temps. Pour interpréter les résultats, ils ont alors utilisé la 2ème loi de FICK:

$$\frac{\partial c}{\partial t} = \frac{D}{A} \frac{\partial^2 c}{\partial z^2}$$

qui donne par intégration

$$\frac{C_{zt}}{C_0} = 1 - \frac{4}{\pi} \sum_{n=1}^{n=\infty} \left[\frac{1}{2n-1} (\sin \beta) \right] e^{-\beta^2 \frac{D}{A} t}$$

$$\text{avec } \beta = \frac{2n-1}{2L}$$

Dans cette équation C_{zt} représente la concentration C à une distance z de la surface au temps t, L l'épaisseur du massif de billes, n le numéro du terme de la série de FOURRIER, C_0 la concentration initiale.

C. L'AERATION, LES CONDITIONS D'OXYDO-REDUCTION ET LA RESPIRATION DES PLANTES

a) AERATION ET PHENOMENES BIOLOGIQUES

Il est évidemment logique d'imaginer qu'il existe une certaine relation entre l'aération du sol et l'activité des processus biologiques qui s'y développent. Toutefois, les processus d'aération qui viennent d'être étudiés se manifestent au niveau des pores de grande dimension, les plus fins étant toujours remplis d'eau. Il s'ensuit que les conditions, là où agissent les processus biologiques, ne se relient qu'indirectement à l'atmosphère du sol.

WINOGRADSKY (1926), par exemple, a pu montrer par des techniques microbiologique directes qu'il existait simultanément dans un sol bien aéré des processus aérobies et anaérobies, les derniers se produisant évidemment à l'intérieur des mottes.

RUSSELL et APPLEYARD (1915) ont constaté qu'après avoir extrait l'atmosphère d'un sol, on pouvait, en maintenant l'aspiration, en retirer encore un gaz comprenant de fortes proportions de CO_2 et un peu d' N_2 .

L'étude des relations directes entre aération et développement biologique conduit donc à des résultats parfois difficiles à interpréter. On sait par exemple que l' O_2 existant dans l'eau courante est suffisant pour permettre l'aération des racines. Toutefois, le développement de celles-ci est fonction inverse de la teneur en CO_2 , du moins dans une certaine mesure. Néanmoins, il est parfois difficile d'arriver à asphyxier des végétaux. Il semblerait que l' O_2 peut atteindre les racines à partir des organes aériens, alors qu'au contraire, un semis dans l'eau stagnante amène la mort des graines ou des plantules. Pour citer des travaux récents, PERIGAUD (1967) a constaté par exemple que des plantes cultivées dans un sol ressuyé sous N_2 (maïs, tomates) voyaient leurs parties aériennes réduites à 36 %. Mais les réactions dépendent beaucoup de l'insolation (le besoin en O_2 étant plus important sous forte insolation). La croissance des racines semble plus affectée que celle des parties aériennes par le remplacement de O_2 par N_2 . Par contre, lorsque les plantes sont ennoyées, les effets sont beaucoup plus marqués et, d'autre part, on tend à voir se développer de nouvelles racines au collet des plantes. On pourrait penser que la

différence entre l'atmosphère contrôlée d'un sol ressuyé (1er cas) et l'atmosphère contrôlée d'un sol inondé (2ème cas) est due à un moins bon isolement dans le premier cas que dans le second. Mais il est possible aussi qu'à l'insuffisance d'O₂ vienne s'ajouter la stagnation ou la non-destruction de produits provenant du métabolisme de la plante au niveau des racines.

Quoi qu'il en soit, ces observations montrent la nécessité de préciser les conditions régnant à l'intérieur des mottes et au voisinage des racines. Nous appellerons les déterminations utilisées "Indicateurs des états d'aération".

b) INDICATEURS DES ETATS D'AERATION

Ceux-ci sont de trois natures différentes : les tests chimiques, la mesure du potentiel d'oxydo-réduction et celle de la VDO.

— *Les test chimiques* sont peu utilisés. Ils n'auraient probablement qu'une valeur qualitative, mais ils pourraient être assez faciles à mettre en oeuvre, tels que, par exemple, des tests mettant en évidence l'existence d'H₂S ou de Fe²⁺. La présence de ces corps est un indice de l'état réduit du sol.

— De nombreuses études ont porté sur la mesure du *potentiel d'oxydo-réduction* : si l'on plonge dans un sol un fil de Pt convenablement nettoyé, il existe entre la surface du métal et la solution du sol une différence de potentiel qui caractérise le rapport des activités des éléments oxydants aux éléments réducteurs dans le milieu. On a ainsi:

$$E_h = E_o + \frac{RT}{NF} 2.3 \frac{\log \text{ox}}{\log \text{red}}$$

Plus la valeur de E_h est grande et plus le milieu est oxydant. La gamme de variation dans les sols va de + 0,7 (oxydant) à — 0,3 (réducteur), milliVolts. Le phénomène est sensible au pH. En fait le potentiel lui-même de l'électrode E peut être comparé à un système de référence où pression de H₂ et concentration en H⁺ sont connus. Il vient:

$$E_h = \frac{RT}{2F} \cdot 2,3 \log \frac{1}{pH_2} - \frac{RT}{F} \text{pH}$$

Le terme pH₂ correspond à la pression moléculaire d'H₂ en équilibre avec le système. Rappelons que

$$\log \frac{1}{pH_2} = rH$$

Ainsi, pour les mêmes conditions d'oxydo-réduction, E_h est plus faible en milieu alcalin et plus élevé en milieu acide.

Ce bref rappel des phénomènes d'oxydo-réduction doit malheureusement s'accompagner de nombreuses réserves. En effet, on mesure le potentiel créé au niveau du fil de Pt par comparaison avec une électrode de référence, par exemple au calomel : c'est la valeur E_o de la formule. Cela suppose donc qu'il y ait un excellent contact entre les siphons raccordant la solution de l'électrode de référence et la solution du sol, que l'environnement du fil de Pt soit bien défini, enfin, que le système soit à l'équilibre. Ces mesures ne sont donc possibles que dans des milieux

très humides, c'est-à-dire inondés ou presque saturés: ainsi leur portée est donc assez réduite.

— *La mesure de la vitesse de diffusion de l'oxygène VDO (en anglais ODR) ne correspond pas à des exigences expérimentales aussi étroites. Rappelons-en le principe : il s'agit d'une mesure de polarographie. Une électrode au calomel sert d'anode, une électrode de Pt de cathode. Les deux sont plongées dans le sol. On fait passer un courant dans le système et l'on mesure l'intensité en fonction du potentiel appliqué. Dès 0,2 volt, la réduction de l'O₂ commence : celle de l'H₂ au delà de 0,8 volt. Le nombre de molécules d'O₂ réduites augmente avec le potentiel. Il est fonction de la diffusion de l'O₂ dans le milieu. On écrit en définitive :*

$$V D O = \frac{0,5 I}{S_e}$$

où I est l'intensité du courant en microampère, S_e la surface active de l'électrode en cm². VDO mesure la vitesse de diffusion de l'O₂ exprimée en 10⁻⁸ gr/cm²/min.

Bien que cette méthode soit d'une application moins difficile que la mesure du potentiel redox, elle implique quand même que l'électrode soit entourée d'un film d'eau. Le milieu doit d'autre part présenter une certaine continuité assurant la conductivité électrique. Il faut signaler aussi que les électrodes peuvent s'empoisonner et doivent être fréquemment nettoyées.

Etant donné la forme cylindrique de l'électrode, on admet que celle-ci représente une image de la racine, et que la mesure peut donc refléter le transfert d'O₂ à ses organes.

Les résultats de VILAIN et DRUELLE (1974) montrent qu'il y a une certaine corrélation entre les mesures de VDO et de rH, mais la VDO apparaît comme un critère beaucoup plus sensible. Dans leurs expériences, cette valeur a très bien réagi aux conditions d'aération du milieu, à des enfouissements d'engrais verts, et un parallélisme a pu être établi entre les variations de VDO et la présence de Fe²⁺ et Mn²⁺ dans les solutions du sol.

En résumé, l'aération du sol est en première approximation sous la dépendance directe de la structure. En réalité, celle-ci intervient dans la mesure où elle commande la teneur en air. Cette teneur dépend de la teneur en eau qui occupe plus ou moins la porosité. Cette porosité intervient par sa valeur et par sa forme sur le coefficient diffusion des gaz.

Mais les mécanismes réels de l'aération et de l'oxydation dépendent de facteurs plus complexes, en particulier des fermentations qui se développent dans le sol, et des échanges qui se produisent entre les films d'eau ou les masses d'eau englobées dans les mottes, et l'atmosphère extérieure.

Sous ce dernier aspect, il faut également tenir compte, non seulement de la porosité, mais de sa distribution en fonction de la dimension des fissures et des pores.

BIBLIOGRAPHIE

- BAVER L.D. - 1972 - Soil Physics I vol. 4ème éd. John Wiley and Sons New-York
- BOYNTON D. and COMPTON O.C. - 1944 - Soil Science Tome 57 p. 507 (cité par RUSSELL E.W.)
- BUCKINGHAM E. - 1904 - U.S. Dept. Agric. Bur. of Soils Bull. n° 25 "Contributions to our knowledge of the aeration of soils"
- DE LEENHEER L. - 1953 - Revue de l'Agric. vol. 6 sept. p.2.
- DEMOLON A. - 1938 - La Dynamique du Sol 1 vol. Dunod Paris
- DEMOLON A., LEROUX J.L. - 1936 - Guide expérimental pour l'Etude du Sol 1 vol. Gauthier Villars Paris
- GARRETT J.D. - 1936 - Annals of Applied Biology p. 688
- GRAS R. - 1974 - Science du Sol p.33
- HAINES W.B. - 1923 - J. Agric. Sci. vol. 13 p. 296
- KEEN B.A. - 1931 - The Physical Properties of the Soil 1 vol. Longmans, Green and C° London
- KOPECKY J. - 1914 - Intern Mitteil für Bodenkunde vol. 4 p. 138
- MANGIN (cité par ANDRE) - 1930 - Le Sol 2 vol. Baillères Paris
- Consulter par exemple MERKLE in Bear - 1959 - Soil Chemistry Tech. Ser. n° 129 1 vol. Reinhold New-York
- PENMAN H.L. - 1940 - J. Agr. Sci. tome 30 p. 437 et p. 570
- PERIGAUD S. - 1967 - Ann. Agr p. 485
- ROMELL L.G. - 1923 - Rev. int. de R. Agric. vol.1 (N.S.) p. 300
- ROMELL L.G. - 1935 - Ann. Agr. 5 p.373
- RUSSELL E.J. - APPLEYARD A. - 1915 - J. Agr. Sci. vol. 7 p. 1
- RUSSEL E.W. - 1961 - Soil Conditions and Plant Growth 1 vol. 9ème ed. Longmans London
- VILAIN M. - DRUELLE J.P. - 1967 - Ann. Agron. 18 p. 507
- VILAIN M. - DRUELLE J.P. - 1970 - C.R. Ac. Sc. 271 p. 2269 et p. 2090
- VILAIN M. - DRUELLE J.P. - 1974 - Ann. Agr. 25 p. 1
- WINOGRADSKY - 1926 - Ann. de l'Inst. Pasteur 40 p. 455

Imprimé en Belgique

