

H. van Buren

**Verhandlungen der Ersten Kommission der Inter-
nationalen Bodenkundlichen Gesellschaft.**

**Comptes Rendus de la Première Commission de
l' Association Internationale de la Science du Sol.**

**Transactions of the First Commission of the Inter-
national Society of Soil Science.**

Volume A.

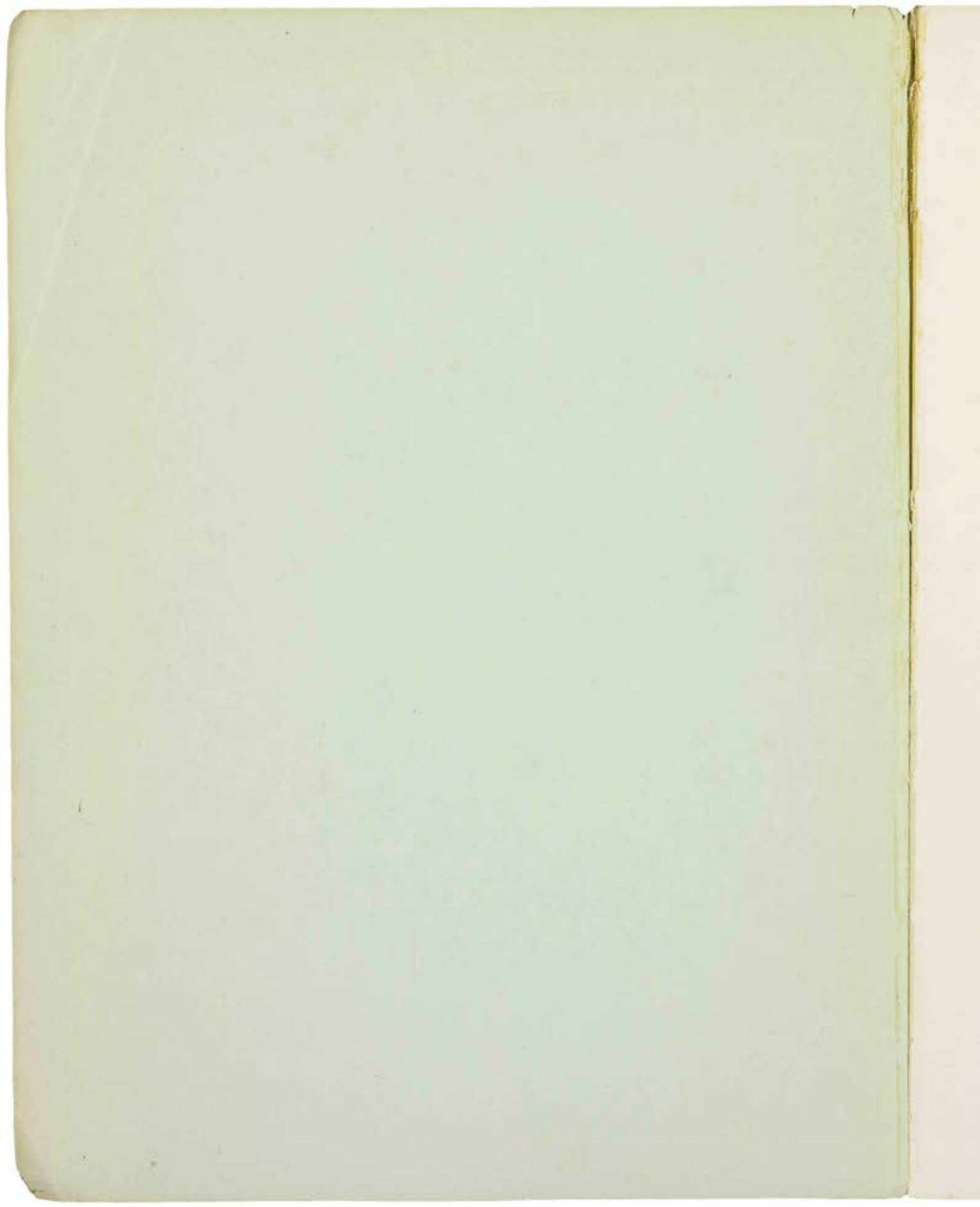
BANGOR :: WALES.

1938

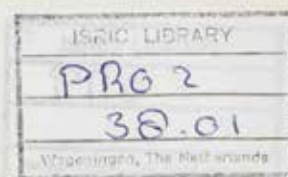
ISRIC LIBRARY

PRO2 - 38.01

Wageningen
The Netherlands



Kommission I der International Bodenkundlichen Gesellschaft.



Commission I de l' Association Internationale de la Science
du Sol.

Commission I of the International Society of Soil Science.

PRESIDENT :

Professor G. W. ROBINSON, (Bangor).

VICE-PRESIDENTS :

PROFESSOR V. NOVÁK (past President), Brno.

DR. A. DEMOLON, Versailles.

PROFESSOR M. GRAČANIN, Zagreb.

AKAD. A. F. JOFFE, Leningrad.

DR. L. B. OLMSTEAD, Washington.

PROFESSOR G. TORSTENSSON, Uppsala.

SECRETARIES :

PROFESSOR F. ALTEN, Berlin.

DR. R. K. SCHOFIELD, Rothamsted, Harpenden.

Edited by
Professor G. W. Robinson, M.A., Sc.D.,
University College of N. Wales, Bangor

PRINTED BY THE
CAMBRIAN NEWS (ABERYSTWYTH), LTD.
ABERYSTWYTH, GREAT BRITAIN

INHALTSVERZEICHNIS

TABLE DES MATIÈRES

CONTENTS

	PAGE
Preface, G. W. ROBINSON (President)	6
Mechanical analysis, especially with a view to an agreed international classification and nomenclature. D. J. HISSINK, Groningen, Holland	7
Note on the separation of fractions by sieving in mechanical analysis. G. W. ROBINSON, Bangor, Wales.	14
La structure des sols. S. HÉNIN, Versailles, France.	15
Die mineralogische Zusammensetzung der Sand-fraktionen. V. NOVÁK Brno, Tschechoslowakei.	30
Pore-size distribution as revealed by the dependence of suction (pF) on moisture content. R. K. SCHOFIELD, Rothamsted, Harpenden, England.	38
Zur Beurteilung des pflanzenaufnehmbaren Wassers aus dem Boden mit Hilfe des pF-Wertes. F. ALTEN, Berlin-Lichterfelde, Deutschland.	46
The establishment of soil colour standards. C. F. SHAW, Berkeley, Cal., U.S.A.	51
The representation of soil colour by means of the C.I.E. co-ordinates. R. K. SCHOFIELD, Rothamsted, Harpenden, England.	54

PREFACE

The proposal to hold a meeting of Commission I at Bangor in 1939 has already been announced in the Proceedings of the International Society of Soil Science. In order that the work of the Commission shall be directed along systematic lines, reports have been prepared beforehand dealing with the principal subjects of study. It is hoped that these reports, published in the present volume, will stimulate further work and that a group of contributions on each of these subjects will be forthcoming for next year's meeting. Such contributions should be sent in to me not later than March 1939, in order that the reporter for each subject may have an opportunity of examining them with a view to arranging discussion when the Commission meets.

Owing to the illness of Professor Torstensson it has not been possible to include his report on "Soil Aeration." It is hoped that Professor Torstensson will be able to prepare a report for next year's meeting.

I take this opportunity of thanking those who have kindly undertaken to act as reporters and of expressing the hope that their valuable contributions will form the starting points of further useful collaboration in the different subjects concerned.

G. W. ROBINSON,
President.

BANGOR,
MARCH, 1938.

Mechanical Analysis, especially with a view to an agreed international classification and nomenclature.

By DR. D. J. HISSINK.

Institute of Soil Science, Groningen (Holland).

In many countries an initial classification and nomenclature of agricultural soils is made on the basis of the mechanical or granular composition of the soil. It is desirable to make an attempt to achieve international uniformity in this matter. The following is to be regarded merely as a first step in this direction, as was also the case with the procedure in 1923 in respect of the methods of mechanical soil analysis. On most points I have confined myself to what I have learned from my own experience and study in the Netherlands.

§1. SOME REMARKS ON THE METHODS OF MECHANICAL SOIL ANALYSIS.

The first steps towards international co-operation in the matter of the methods of mechanical soil analysis were taken by me in 1923, in sending out a couple of Dutch soil samples to various Institutes (1); this was followed by the distribution of 4 soil samples by Prof. Novák (2). Then followed the Meeting of the First Commission of the International Society of Soil Science at Rothamsted (Harpenden, England), in October 1926, where methods A and B were formulated (3). Part of the meeting at Versailles in 1934 was also devoted to this subject (4). Finally, Novák, at the Third International Soil Science Congress at Oxford, in 1935, gave a review of the development of mechanical soil analysis (5). Notwithstanding all this, there are still a few points to be dealt with in regard to the method of mechanical soil analysis. I will confine myself here to the experience gained at the Institute of Soil Science at Groningen.

The decantation of the smaller particles is carried out in the Atterberg cylinders, in standing water; for settling velocities of 10 cm./7½ min. and smaller and particles smaller than 16 μ , see *inter alia* §2. With these cylinders figures were invariably obtained which agreed admirably with one another. In some cases larger particles than 16 μ were separated with the Atterberg cylinders; with settling velocities of from 30 cm./60 sec. upwards the results, however, were uncertain. When Kopecký cylinders (running water) were used widely divergent results were obtained with some of the largest cylinders (internal diameter 168.5 mm.; 1 litre per 202 seconds; velocity of current 0.0222 cm. per second); this is evidently to be accounted for by defects in construction. It is necessary to check the Kopecký cylinders before use. This, by the way, should also be done in the case of the Atterberg cylinders.

At Groningen the particles larger than 16 μ , remaining in the Atterberg cylinders, are dried and weighed at 105° C; this gives the sand fraction (particles of 16-2000 μ). This dry sand fraction is then sieved in a "Ro-tap" testing sieve shaker with the aid of sieves, and split up into various sub-fractions. The use of sieves smaller than 0.2 mm. was condemned at Versailles. It is, however, a fact that sieves as small as 43 μ are employed for various purposes (6). Our experience is that it is necessary to compare the sets of sieves of the same mesh before use, with the aid of standard soil samples. When the mesh of a sieve corresponds with the position of a steep rise of the summation curve, fairly widely divergent duplicate figures are sometimes

obtained. This remark also applies to the results obtained with the Atterberg cylinders.

§2. GROUPING OF FRACTIONS.

The fraction smaller than 0.002 mm., that is, the clay fraction (Ton, argile), is determined by decantation in an Atterberg cylinder, settling velocity 10 cm./8 hours (at 20° C). With this figure as a starting point, the Stokes formula is therefore $V = 34720r^2$. With the aid of this latter formula the diameters $2r$ are calculated from the V values (settling velocities with Atterberg cylinders and current velocities with Kopecký cylinders). In the case of the upper limit of the silt fraction (Schluff, limon) the essential point in Atterberg's instructions was considered at Groningen to be the settling velocity, that is, 10 cm./7½ min., which gives a diameter of 0.016 mm. The silt fraction then ranges from 2 to 16 μ . Other institutes adhered to the limit of 0.020 mm. and altered the settling velocity of 10 cm./7½ min. to 10 cm./4 min. 48 sec. There are, however, some institutes which employ the Atterberg settling velocity (10 cm./7½ min.) and indicate 0.020 mm. as the upper limit of the silt fraction. This is to be condemned.

At Groningen the sand fraction, that is the particles of 16-2000 μ , is separated with the aid of sieves into the following 12 sub-fractions (diameter in thousandths of a millimetre): 16-43, 43-74, 74-104, 104-147, 147-208, 208-295, 295-417, 417-589, 589-833, 833-1168, 1168-1651, 1651-2000. By means of Zunker's formula

$$U = \frac{0.4343}{\log d_1 - \log d_2} \left(\frac{1}{d_2} - \frac{1}{d_1} \right)$$

the specific surface U is calculated for each sub-fraction; the sum gives the specific surface for the entire sand fraction, which is calculated on 100 grams sand fraction (16-2000 μ) (U value). The limits of the first sub-fraction (16-43) are somewhat far apart for an accurate calculation of the specific surface. Where the contents of this sub-fraction are small the specific surface = 397 may be used; for soils with high contents of this sub-fraction it is, however, necessary to sub-divide sub-fraction 1 into two parts. The division chosen was 16-32 and 32-43. The separation at 32 μ is made by means of the Atterberg cylinder or with the Kopecký cylinder (settling and current velocity 10 cm./112.5 sec.).

RECOMMENDATIONS.

The international investigations mentioned in §1 were with regard to the particles smaller than from 16 to 20 μ . Two international methods of preliminary treatment, A and B, were agreed upon. It will be advisable also to compare the results obtained with A and B with each other. For this purpose it is especially necessary to test the sand fractions (particles from 16-20 to 2000 μ) obtained by both methods with regard to their sandy structure. Even with the heaviest clay soils this sandy fraction, according to method A, is actually without any cohesion; it is as loose as sand. With method B this was not the case with heavy clay soils; the "sand particles" according to method B still stuck together, which points to the presence of non-sandy material. It should also be determined whether the lower limit for the sand fraction (20 μ or 16 μ) can safely be lowered. Where particles of from 8 to 16 μ were present the sandy fraction was already found to have a certain cohesion.

It is further advisable to extend the scope of the international investigation with regard to the sandy fraction (particles from 16-2000 μ), the mechanical composition of this fraction being expressed in the U value.

§3. THE FUNCTIONS AND SIGNIFICANCE OF MECHANICAL ANALYSIS.

In some countries the results of mechanical analysis are applied for the determination of the depth and distance of drains (7). Now these quantities depend on the permeability of the soil for water (value K), and it is only for practically pure

sandy soils, with a very small percentage of non-sand (clay + humus + CaCO_3), that there is a connexion between the values U (mechanical composition) and K (permeability for water). For all other soils the K value is to a great extent governed by what is known as the structure of the soil, and the significance of mechanical analysis recedes more into the background. The heavy Dollard clay soils, for example (8), all possess practically the same mechanical composition. In the muddy stage they are still practically impermeable to water. After reclamation by "end-tying" more or less broad fissures and numerous root and worm holes are formed, which give the soil a high degree of permeability for water, so that drainage can take place at distances of from 40 to 50 metres, and even more. In the older Dollard soils the fissures disappear more and more, and the permeability for water decreases, so that drainage at shorter intervals (10 metres and in some cases less) is necessary. It is evident that mechanical analysis cannot provide a basis for advice regarding drainage in the case of these soils. I am not clear as to how far the results of any method of mechanical soil analysis, and especially of that according to the International Method B, could be used in this case (9).

To what extent the results of mechanical analysis can be used for aggregate analysis the future will show. It is possible that this will furnish a field of work in the region of international co-operation for Commission I (10).

My present purpose is to set out how far the results of mechanical soil analysis can be used for the classification and nomenclature of soils. The task of soil classification is to determine and to define the differences which occur between various soils. If a classification of this kind is to be of service to agriculture, the differences according to which soils are distinguished must have an agricultural significance. Seen from this point of view it is advisable that the classification should correspond as closely as possible with what is already known in practice. One of the most important distinctions made in practice is in the heaviness of the soil. The heaviness of the soil is an expression of the difficulty of working the soil. Besides being a property of culture this heaviness is at the same time correlative for a number of other qualities which are of prime importance in the agricultural judgement of the soil. The choice of crops, the yield, manuring, the price of the land, are all more or less closely governed by heaviness; this correlation applies, of course, only to certain ranges of heaviness. It is therefore seen that the heaviness of the soil is a very important property in the classification of soils. It is further desirable to subdivide this heaviness into a number of gradations. These gradations have already been made in practice; terms such as sand, sandy loam, clay, heavy clay, and so forth are already in use. The differences noted and introduced in practice are, however, unfortunately often vague and badly defined, so that they do not lend themselves at once to a generally valid classification. But there is a correlative for this heaviness of the soil which can be determined analytically with great exactitude: viz., the clay content. Furthermore there are various soil values which are connected on the one hand with this clay content, and which on the other hand govern many of the principal agricultural properties of the soil, so that there is a correlation between these properties and the clay content. In the Dutch arable marine clay soils, for instance, a fairly close relationship has been noted between the clay content and the humus content, a relationship which is maintained for hundreds of years. Clay substance and humus substance together form the seat of the adsorptive power of the soil, and in this adsorption complex the most important reactions for plants take place. This adsorption complex determines the binding power for water, partly also the water capacity, and to some extent also the nutritive value of the soil (N , P_2O_5 , K_2O). In the Dutch marine clay soils the clay substance possesses a fairly homogeneous composition, which practically does not change at all in the course of centuries. The composition of the sand fraction also correlates with the clay content (see below).

All this makes a classification and a nomenclature based on the clay content quite possible from an agricultural point of view in the case of the Dutch sea-clay soils. The first question which then has to be put is: what is to be understood by the clay substance? I have defined the conception—*clay substance* as opposed to the conception—*sand fraction*, and have drawn the dividing line between clay substance and sand fraction at 16μ ; that means, therefore, that I have called the particles smaller than 16μ (fraction I + fraction II) clay substance. I am quite well aware that what I have called clay substance is in no way a uniform substance, but the question is where the upper limit of the clay substance must then be drawn, and what criteria are to be employed as a starting point. A study of four Dutch soil types (12) showed that the seat of the mineral base-binding capacity is, to the extent of more than 80 %, to be found in the mineral particles smaller than 0.25μ , whilst the surface of these particles forms as much up to about 90 % of the total surface of all the mineral particles. In a graph the "knee" of these two curves is more or less in the neighbourhood of 0.25μ , and certainly not, for instance, at 2μ . Robinson (13) has even put the question whether it may not be desirable to take the limit for clay at 0.64μ ($\log v = -5$) in order to show up more clearly the difference between plastic substances as clay soils and materials such as kaolin which, although in a fine state of division, lack the characteristic properties of clays (14).

I have made the division into 5 main groups as given below only provisionally for Dutch marine clay soils, by investigating soil samples furnished by farmers, and defined by them as very heavy, heavy, light, sandy, etc. And there is the very fortunate circumstance that the fraction (I + II) possesses a very homogeneous composition for all soils of this type. More especially is it of importance that Dutch marine clay soils possess fairly exactly 70 grammes fraction I (particles smaller than 2μ) and 30 grams fraction II (particles from 2 to 16μ) per 100 grams clay substance (fraction I + II) (15). Should it later be found desirable to replace the division shown below, which is based on the clay substance (fraction I + II, particles smaller than 16μ) by one based on the clay fraction (= fraction I, particles smaller than 2μ), then the figures given below have simply to be multiplied by 0.7.

Table.

Classification of Dutch marine clay deposits according to the content of clay substance (fraction I + fraction II).

Name.		Content of clay substance (fraction I + II = particles smaller than 16μ) in % per 100 clay + sand	Specific surface (value U) of the sandy fraction	s. d. value of the sand fraction (in thousandths of a millimetre)
Dutch	English translation			
I. zware tot zeer zware kleigronden	heavy to very heavy clay soils	larger than 60	comparatively fairly uniform with the clay content ranging from 250 to 350	of approx. 40 to 30
II. kleigronden	clay soils	60-40		
III. lichte kleigronden tot zware zavelgronden	light clay soils to heavy silt soils	40-20		
IV. lichte zavelgronden	light silt soils	20-10	Approx. 275 to 175	Approx. 36 to 57
V. zandige gronden	sandy soils	smaller than 10	Approx. 175 to approx. 60-50	Approx. 57 to approx. 167-200

It is now more than 10 years since I made the above division into 5 main groups. It has since been found that main group IV (light silt soils) especially contains soils which from an agricultural point of view perhaps differ too widely to be kept in one group; soils with 12-13 % clay are too far removed from soils with 17-18 % clay. It has been suggested that main group III should range from 40 to 25 % clay; that this group should be followed by a main group IVa from 25 to 15 % clay (light silt soils), and a main group IVb from 15 to 8 % clay (very light silt soils), whilst main group V of the sandy soils should begin at 8 % clay. This division would also seem to apply to the loam soils, so that main group IVa would comprise the light silt and light loam soils, and main group IVb the very light silt and very light loam soils.

A word more as to the sand fraction (particles from 0.016 — 2 mm.). In the heavier clay soils, from about 30 to 35 % clay, the subfractions from 16-43 μ and 43-74 μ dominate to such an extent that the U value of the sand fraction (calculated on 100 grams of the sand fraction) does not fall below about 300. For the marine deposits of 0 to 30 % clay substance Ir. Zuur (16) has made a curve in which the contents of clay, sand subfractions 16-43, 43-74, 74-104, 104-147 and larger than 147 μ , as also the contents of humus + CaCO₃, are set up on the y axis and the clay soils on the x axis. This graph shows that the fineness of the sand decreases with the fall of the clay content. Yet the sand, even in the marine sandy soils with only 1 to 2 % clay substance (dune sand), remains still fairly fine; the U value does not fall below from 60 to 50. Even in the practically pure marine sand, particles larger than 0.2mm. diameter only occur in very small percentages.

The other Dutch soil types have not yet been sufficiently studied to permit of our proceeding to a general classification and nomenclature. So far as the loam soils are concerned, these investigations lead in the same direction as that of Ed. Jouis (17), who calls the "limons proprement dits, les sols contenant de 5 à 15 % argile (fraction I) et 70 % minimum de limon (fraction II) et de sable fin réunis; ils sont pauvres en sable grossier et contiennent 95 à 100 % de terre fine." The sandy fraction of the Dutch loam soils investigated, and also those of the loess soils may be very rich in particles from 22.6-43 μ (71 % and 72 % respectively of the total sand fraction in the loam soils and in the loess soils) and especially in particles from 32-43 μ (57 % and 47 % of the total sand fraction); the U values being very high (329 and 271 respectively).

I think I have shown that for the Dutch marine clay deposits—and possibly also for all Dutch soils—an initial classification and nomenclature according to the clay content is to be recommended. Subsequently, classification may take place with the aid of other soil values (CaCO₃, humus, etc.).

§4. FURTHER CLASSIFICATION AND NOMENCLATURE OF SANDY SOILS.

In collaboration with a Dutch Commission for the classification and nomenclature of soils (President W. F. J. M. Krul) a detailed investigation of the mechanical composition of sandy soils in the Netherlands was instituted. The main point to be decided was at what content of clay substance (fractions I and II) the dividing line between the sandy soils and the other soils (loamy and clayey soils) is to be drawn. Here the limit of 10 % clay substance (per 100 mineral substance), already adopted for the marine deposits, was adhered to. The objections inherent in every boundary figure are also obviously applicable to this figure. The criteria adopted here were in the first place the workability of the soil and the dependence of the soil properties on the rainfall and other agricultural criteria, such as amount of manure required etc.

The classification of the sandy soils was further made in accordance with the U value (specific surface). For those to whom this value at first seems somewhat

strange, the value s.d. (specific diameter) was introduced, which is defined as

$$\text{s.d.} = \frac{1}{U} \text{ cm.} = \frac{1000}{U} \mu. \quad \text{The following } U \text{ values refer in all cases to 100}$$

grams of the sand fraction (particles from 16 to 2000 μ diameter). The boundary between the fine sandy soils and the coarse sandy soils is assumed to be $U = 50$, i.e. s.d. = 200 μ . The first group is subdivided into fairly fine (U from 50 to 80; s.d. of 200-125 μ); medium fine (U from 80 to 120; s.d. from 125 to 83 μ) and very fine or extremely fine (U larger than 120; s.d. smaller than 83 μ); the second group into fairly coarse (U from 50 to 30; s.d. from 200 to 333 μ); medium coarse (U from 30 to 20; s.d. from 333 to 500 μ) and very coarse to extremely coarse (U smaller than 20; s.d. larger than 500 μ). The U values of the dune sand along the coast of the Netherlands lie between 50 and 70. It is therefore a fairly fine sand. During the classification of the dune sand a difference of opinion occurred between those members of the Commission who regarded the matter more from the geological and hydrological points of view and the Soil Science Institute at Groningen. This Institute originally desired to place the dune sand, on the strength of its agricultural properties (mainly its dependence on the rainfall) in the class of fairly coarse sandy soils; for the geologists and hydrologists, who approach the sandy region from the side of gravel, the dune sand belongs rather to the finer sands.

Of this classification of the Dutch sandy soils on the basis of the U values it may also be said that it is to be regarded as a first step. In addition to the value U , other factors, more especially the humus content, may have a great and even predominant influence on the agricultural properties.

It may be pointed out here that the sandy soils were further classified according to the homogeneity of their sand fraction. The Dutch dune sand, of which about 75 to 90 % comes within the subfraction 150 to 300 μ , or 100 to 200 μ , is the type of a very homogeneous sand.

§5 FINAL REMARKS.

The conclusion to which I have come is therefore that an initial classification of the Dutch soils on the basis of their mechanical composition, and more especially of their clay content, should be made. But the classification in accordance with the content of clay substance can obviously no more be applied to all soils than is the case with the method for mechanical soil analysis, whether in its A form or in its B form. This will partly be due to the fact that what I have called the clay substance (particles smaller than 16 μ) may have a different composition in different soil types. I have already pointed this out in 1915, in connexion with a discussion of Java soils (18). These were clay soils which were rich in finely divided iron oxide, and, partly owing to this, possessed a very high content of particles smaller than 2 μ , whilst they nevertheless belonged to the agriculturally less heavy soils. Without doubt a purely mechanical investigation gives an erroneous picture of the agricultural properties of this type of soils. This remark, however, also applies to other soil values, such, for instance, as the hygroscopicity figures of these Fe_2O_3 -containing soils. In this connexion I would further call attention to a publication by Frosterus (19), in which he describes a soil (No. 6; table 1, page 12-13), the fraction I (particles smaller than 2 μ) of which consisted to a great extent of fine quartz powder; this soil consequently possessed quite different properties from soils with an equally high content of fraction I. And in a lecture recently given (meeting of Commission V, Vienna, September 2nd, 1937) Prof. Till called attention to the occurrence in Austria of soils with a high content of silt (fraction II), which soils are also said to have agricultural properties differing from the usual type.

It is, of course, possible that soils of this kind do not fit into the system of classi-

fication outlined above. This will, however, have to be demonstrated by means of statistical material. The question must then be put forward how far such deviating soil types occur to such an extent as to render it necessary to build up an entirely new system of classification based on other criteria. And finally those who have done this latter will have to show that the criteria selected by them in actual fact deserve the preference.

Groningen, November 1937.

Notes.

- (1) Actes de la IV ième Conférence Internationale de Pédologie, Rome, 12-19 mai, 1924, Vol. II, page 11-38.
- (2) Proceedings and Papers of the Second International Congress of Soil Science, Leningrad-Moscow, USSR, July 20-31, 1930; Vol. I., Commission I, pp. 14-40; and pp. 196-261.
- (3) See note (2), pp. 17-18, and pp. 262-304.
- (4) Comptes Rendus de la Conférence de la Première Commission (Physique du Sol), Versailles, 2-5 juillet 1934.
- (5) Transactions of the Third International Congress of Soil Science, Oxford, England, 1935, Vol II, pp. 24-37.
- (6) The Groningen Institute uses sieves supplied by the firm W. S. Tyler Company, Cleveland, Ohio, U.S.A., and shakes these in a Ro-tap testing sieve shaker. As proposed by a Netherlands Commission sieves down to 0.050 mm diameter mesh are made and used.
- (7) See NOVÁK (note 5), page 34.
- (8) De bodemkundige gesteldheid van de achtereenvolgens ingedijkte Dollardpolders, door Dr. D. J. HISSINK; Verslagen van Landbouwkundige Onderzoekingen, No. 41, B, 1935; pp. 1-126; see especially Table II, page 138.
- (9) Russian Congress (see note 2), Vol. I, Commission I; joint meeting of the I and VI Commissions, page XXI.
- (10) See NOVÁK (note 5), page 35.
- (11) D. J. HISSINK: Bijdragen tot de nomenclatuur en de klassificatie van de minerale gronden in Nederland. 1. Definitie van de begrippen klei, leem, zand; Verslagen van Landbouwkundige Onderzoekingen, No. 30 (1925), pp. 169-202, with an English summary (Definition of the terms clay, loam and sand).
- (12) D. J. HISSINK, S. B. HOOCHOUDT en JAC. VAN DER SPEK: Der mineralische Bodenkomples, Bodenkundliche Forschungen, Band V (1936) pp. 21-56.
- (13) G. W. ROBINSON: The form of mechanical composition curves of soils, clays, and other granular substances; The Journal of Agricultural Science; Vol. XIV, 1924, page 631.
- (14) Robinson states as the lower limit of particle size: of clay $\log v = -7$, i.e., 0.064μ and of kaolin $\log v = -5$, i.e., 0.64μ . Our investigations (see paper note 12) show this limit as 0.03μ for the clay particles and approx. 0.13 to 0.24μ for the kaolin particles.
- (15) Bodemkundig Instituut Groningen; Twintig Jaar Bodemkundig Onderzoek (1916-1936), Tien Jaar Bodemkundig Instituut (1926-1936); page 34.
- (16) Ir. A. J. ZUUR: Over de bodemkundige gesteldheid van de Wieringermeer. Directie van den Wieringermeerpolder, Afdeling onderzoek (1936).
- (17) Bulletin de l' Association Française pour l' Étude du Sol, Tome III, No. 2. juin 1937, page 122'.
- (18) Beschrijving der grondsoorten in Banjoemas. Cultura, 1915, 27ste Jrg.
- (19) Zur Frage nach der Einteilung der Böden in Nordwest-Europas Moränengebieten, I-V, von Benj. Frosterus und K. Glinka, Helsingfors, 1913; III, pages 1-125.

Note on the Separation of Fractions by Sieving in Mechanical Analysis.

G. W. ROBINSON,

Bangor.

In the mechanical analysis of soils by the A-method, no precise directions have hitherto been given as to whether wet or dry sieving should be used. A recent paper by B. E. Beater ⁽¹⁾ shows that, using the 0.2 mm. sieve, considerable amounts of fine sand (0.2 mm.) are retained by surface tension with wet sieving. In one case over 20 % of fine sand was thus retained. To avoid this error the material remaining on the 0.2 mm. sieve after wet sieving should be dried and then shaken on the sieve until no further material passes. The material thus liberated after drying is added to the fine sand.

⁽¹⁾ Beater, B. E., Improved technique in grading of coarse and fine sands during mechanical analysis of soils. J. Agric. Sci., 1937, **27**, 123-125.

La Structure des Sols.

S. HÉNIN

Laboratoire des Sols, Versailles.

Lors de sa première Réunion à Versailles, la I^{ère} Commission de l' Association Internationale de la Science de Sol a inscrit à son programme le problème de la "Structure du Sol" ; elle a même indiqué dans ses résolutions les points qui lui semblaient mériter le plus d'attention. Dans le but de fournir une base aux travaux de cette Commission, nous nous sommes efforcés de donner une vue d'ensemble des connaissances que nous avons de ce problème. Nous avons adopté pour cela le plan suivant :

I — DESCRIPTION DE LA STRUCTURE :

- 1° — La notion de structure
 - a) la porosité (macroporosité et microporosité)
 - b) le diamètre des mottes
 - c) la forme des mottes
- 2° — La notion de stabilité de la structure (l'agrégat)
- 3° — La notion d'ameublissement
- 4° — Comparaison de ces diverses caractéristiques dans un cas particulier
- 5° — Conclusions

II — LA DYNAMIQUE DE LA STRUCTURE :

- 1° — Dégradation de la structure
 - a) Mouillabilité
 - b) Cohésion
 - c) Dispersion des ciments
- 2° — Régénération de la structure
 - a) Augmentation de la porosité
 - b) Apparition de la cohésion

III — METHODES D'AMÉLIORATION DE LA STABILITÉ DE LA STRUCTURE :

- 1° — Diminution de la mouillabilité
- 2° — Augmentation de la cohésion
- 3° — Diminution de la dispersion
- 4° — Drainage.

IV — LES CARACTÉRISTIQUES DE LA STRUCTURE ET LES EXIGENCES DE LA PRATIQUE

- 1° — Relation entre la structure et le travail du sol
- 2° — Structure et croissance des plantes
- 3° — Expression caractérisant la stabilité de la structure

V — CONCLUSIONS

On constatera que nous n'avons pas examiné la question des méthodes de mesures. Nous renvoyons pour cela à une mise au point très complète de E. W. Russell en préparation au moment où nous rédigeons ce rapport.

I. DESCRIPTION DE LA STRUCTURE.

La Notion de Structure.

Le mot structure signifie "manière dont les parties d'un tout sont assemblées entre elles." La caractérisation de la structure revient donc à décrire le mode d'assemblage des particules terreuses.

Comme les particules de terre : mottes, grains de sable, etc., constituant le sol sont irrégulières, les seules mesures possibles traduiront un effet moyen.

La première conséquence de l'existence d'une structure c'est la création d'un milieu plus ou moins compact, c'est-à-dire que les éléments terreux peuvent être disposés dans un volume plus ou moins grand. Aussi la mesure de la porosité totale, c'est-à-dire de la différence entre le volume apparent occupé par le sol et le volume réel occupé par la matière terreuse, constitue la mesure la plus directe de la structure.

Cependant, il importe pour des raisons pratiques de savoir si les pores sont dûs à des interstices existant entre des grosses ou des petites mottes ; aussi la description de la structure comprendra en plus de la mesure de la porosité, la mesure du diamètre des mottes.

Enfin, la forme même des mottes peut être intéressante à connaître car elle implique la forme des pores du sol ; aussi nous ajouterons la notation pédologique de la structure (structure grumeleuse, lamellaire, prismatique, etc.) aux deux mesures indiquées plus haut. Par conséquent, nous pensons que la structure du sol peut être parfaitement définie par les trois données suivantes : porosité, diamètre des mottes, forme des mottes.

Les caractéristiques qui permettent la description de la structure ne sont pas forcément indépendantes. En particulier, il est certain qu'un sol vierge à structure grumeleuse, aura une porosité relativement élevée et des mottes de petites dimensions. Au contraire, la structure prismatique coïncidera avec une faible porosité et de grosses mottes. Mais dans le cas des sols agricoles, on peut très bien concevoir une porosité élevée associée à de petites mottes (terre bien préparée pour un semis) ou à de grosses mottes (terre après labour). Aussi est-il nécessaire, au moins dans ce dernier cas, de définir l'état initial de la structure par les trois caractéristiques que nous avons indiquées.

Cependant, étant donné la corrélation des propriétés existant dans les sols vierges, il suffira pour suivre l'évolution de la structure de mesurer la variation d'une seule des caractéristiques ; porosité ou diamètre des mottes.

La porosité :

La porosité totale que nous avons définie précédemment est souvent divisée en deux : la porosité capillaire ou micro-porosité et la porosité non-capillaire ou macro-porosité. Nous allons examiner successivement ces trois notions de la porosité.

La *porosité totale* est donc la différence entre le volume apparent occupé par le sol et le volume réellement occupé par la matière solide. Nous n'insisterons pas sur les méthodes de mesure. Cependant, signalons la méthode directe de Torstensson et Erickson (1) dans laquelle la mesure de la porosité découle de la détermination de la compressibilité du volume d'air contenu dans l'échantillon. Ce volume qui est justement celui des pores peut être connu par application de la loi de Boyle-Mariotte. On peut également déterminer la teneur en air d'un volume de sol donné ; c'est à dire le volume du sol en place qui n'est pas occupé par la matière solide (terre) ou liquide (eau) à une date quelconque.

La microporosité :

La structure telle que nous l'avons envisagée jusqu'à maintenant intéresse tous les pores du sol. Cependant tout le volume de ces pores ne joue pas le même rôle, en particulier vis à vis de la rétention de l'eau, c'est pourquoi de nombreux auteurs [Doyarenko (2), Kopecky (3) etc.] ont introduit la notion de micropores en entendant par microporosité le volume des pores susceptible de retenir l'eau.

Mais la méthode utilisée par ces auteurs pour mesurer le volume d'eau retenue ne correspond pas à la capacité réelle de la terre. Elle consiste en effet à mesurer la quantité d'eau retenue par un sol égoutté naturellement. Or, on sait depuis les travaux de Veihmeyer (4) que la quantité réelle d'eau retenue par le sol en place après ressuyage (bon drainage) est égale à la quantité d'eau retenue sous un vide de une atmosphère (humidité équivalente). Aussi, nous trouvons plus correcte de déterminer la microporosité suivant Sigrist (5) qui emploie le ressuyage sous le vide.

La macroporosité :

Il faut entendre par macroporosité la différence entre la porosité totale et la microporosité. Cette différence est également appelée "capacité minima pour l'air" [Braun-Blanquet (6)]. D'autre part, les hydrauliciens de l'École franco-suisse [Porchet (7), Diserens (8)] définissent une grandeur appelée "perméabilité" (μ), c'est la différence entre la porosité totale (noté μ_t par ces auteurs) et l'eau d'adhésion. Or, l'eau d'adhésion peut s'identifier avec l'eau des micropores. En effet Hooghoudt (9) a employé pour déterminer cette dernière grandeur une méthode qui est justement celle utilisée pour déterminer l'humidité équivalente. La macroporosité est donc considérée de deux points de vue différents : pour les physiologistes, c'est le volume d'air présent dans le sol ressuyé, pour les hydrauliciens c'est le volume d'eau à enlever pour ressuyer ce sol.

Diamètre des mottes :

Pour déterminer ce diamètre il faut effectuer le tamisage de la terre. On détermine ainsi le poids des mottes dont le diamètre est compris entre deux limites fixées. Étant donné que l'on est obligé de manipuler le sol pour effectuer cette opération, il est possible que le diamètre des mottes ainsi déterminé ne soit pas tout à fait identique au diamètre des mottes du sol. On peut d'ailleurs palier à cet inconvénient en adoptant une méthode standard. Jusqu'ici, cette détermination se fait sur le sol sec ou humide, le tamisage s'effectuant dans l'air (Keen) (10) ou dans un liquide non-polaire [Tiulin (11)].

Signalons que certains auteurs ont défini la structure comme la capacité que possèdent les constituants du sol de se cimenter pour former des mottes. Selon eux la macrostructure, correspondant à la macroporosité, est constituée par la juxtaposition des mottes qu'ils considèrent comme des assemblages d'agglomérats terreux plus petits, doués d'une grande stabilité, qu'ils nomment "agrégats." La disposition de ces agrégats conditionnerait une microstructure. [Tiulin (11), Sokolovsky (12)]. Evidemment cette microstructure ne peut plus être identifiée avec la microporosité

telle que nous l' avons définie car lorsque les agrégats sont gros ils laissent entre eux des espaces de grandes dimensions.

Forme des mottes :

Cette caractéristique échappe probablement à la mesure, néanmoins il n' est pas inutile de la noter. Par exemple, l' existence de fissures profondes peut conférer à un sol de faible porosité une aération ou des propriétés hydrodynamiques très supérieures à celles que l'on pourrait en attendre [Katchinsky (13), Zakharov (14)]. On peut donc en notant les caractéristiques morphologiques de la structure éliminer certains cas exceptionnels.

La notion de stabilité de la structure — l'agrégat.

Jusque maintenant nous avons considéré des valeurs susceptibles de se modifier ; en effet, sauf peut-être dans le cas de sols vierges à structure très stable, tels que les tchernozyms, la porosité, le diamètre des mottes se modifient au cours de l' année [Keen, (10), Apsits (15)]. C' est spécialement le cas des sols de culture.

Le praticien qui sait travailler sa terre peut, dans une certaine mesure, lui donner la structure qu' il désire. Ce qu' il demande alors c' est que cette structure se maintienne pendant la période de végétation. Il est donc capital de définir le degré de constance des caractéristiques de la structure. C' est ainsi que se présente la notion de " stabilité de la structure."

Le procédé de mesure le plus simple consiste à mesurer la variation de la porosité en fonction du temps. On peut alors, d' après l' allure de la courbe porosité/temps, mesurer la stabilité. Mais cette méthode est longue. Il est infiniment plus commode d' employer une méthode de laboratoire.

Le principe est le suivant : Puisque c' est principalement les pluies qui détruisent la structure, on traitera la terre par l' eau et l' on mesurera la quantité d' éléments de chaque diamètre obtenue par ce traitement. Plus on obtiendra d' éléments grossiers, plus la structure sera jugée stable.

Divers auteurs [Bouyoucos (16), Tiulin (17)] considèrent que les éléments obtenus par ce procédé représentent des éléments stables existant dans le sol : la distribution, de ces éléments caractérisant ce dernier. Ce serait, suivant l' expression de Bouyoucos, " l' ultime structure du sol." Kubiena (18) a décrit systématiquement ces éléments en utilisant un microscope à réflexion. Il a donné le nom de " structure élémentaire" au mode d' assemblage des ciments et des sables, et a défini 8 types d' assemblages différents. Bien que cet auteur, à l' aide de sa méthode microscopique, ait décrit dans les sols de prairies de petits agglomérats terreux répondant aux caractéristiques des agrégats au sens de Tiulin et de Bouyoucos, les résultats obtenus par les méthodes employées sont tellement contingents qu' on ne peut leur attribuer que la valeur d' un test conventionnel [Achromeiko (19), Hénin (20)].

Nous pensons que l' étude de la structure au laboratoire constitue un test ou, si l' on préfère, un essai comparable à celui des modèles réduits de navires ou de constructions. Ceci n' enlève d' ailleurs rien à l' utilité de la méthode.

Vageler (21), Sokolovsky (12) se contentent de déterminer la fraction d' éléments inférieurs à un diamètre donné. En comparant cette fraction, avec celle fournie par l' analyse mécanique après dispersion, ils obtiennent un rapport qu' ils appellent " coefficient de dispersion."

Il existe d' autres méthodes pour déterminer la stabilité de la structure. Citons, en particulier, celle qui consiste à mesurer la variation du coefficient de filtration. [Vernander, (22), Tsyplenkin (23)] etc.

Tsyplenkin, en particulier, ayant montré que la variation du coefficient de filtration pouvait s' exprimer par la formule $\log K = \log K_0 - a \log t$, propose le

coefficient 'a' comme mesure de la stabilité de la structure. Evidemment, par cette méthode, on ne peut apprécier qu'un effet global.

Notons que la détermination du coefficient de filtration à un moment donné, même effectuée sur un échantillon non remanié, doit être considérée comme un indice de la macroporosité et non comme un indice de la stabilité de la structure. Par contre, si on l'applique à divers parcelles d'un même sol traité de façons différentes mais soumis aux mêmes conditions de climat, on aura une mesure de la variation relative de la porosité de ceux-ci, c'est-à-dire une mesure de la stabilité relative de la structure.

La notion d'ameublissement.

Nous avons vu que la structure n'était généralement pas stable. Quand elle se détruit, les éléments fins provenant de la destruction des mottes de surface s'accumulent entre les interstices des mottes plus profondes. Ils viennent donc cimenter ces mottes. Il en résulte que ces dernières sont de plus en plus liées les unes aux autres, on ne peut plus les séparer, on dit que le sol est de moins en moins meuble. Le mot "meuble" (du latin *mobilis*), définit la propriété par laquelle un corps est susceptible de se déplacer relativement à un autre. Nous envisagerons donc la mobilité du sol, comme la possibilité de déplacement des mottes les unes par rapport aux autres. Cette notion semble échapper à la mesure. Nous avons cependant montré (24) que l'on pouvait mesurer ce degré de mobilité en étudiant les courbes "résistance opposée par le sol à la pénétration d'une pointe en fonction de la profondeur." Il semble que Scott Blair (25) soit parvenu à un résultat semblable par l'étude des courbes de compressibilité du sol.

On peut également avoir une mesure de l'ameublissement en mesurant l'augmentation de la cohésion des mottes d'un même sol en fonction du temps, ou en comparant la cohésion des mottes de diverses parcelles d'un même sol traitées de façon différente. Il faut alors opérer sur la terre sèche et mesurer la résistance d'une motte de terre d'assez grandes dimensions (plusieurs cm. de diamètre). Cette motte de terre doit être prise en place et séchée avec sa structure initiale. Insistons sur le fait que cette méthode ne peut donner qu'une mesure relative de l'état d'ameublissement.

Comparaison des différentes mesures

Comme nous l'avons dit plus haut, toutes les notions définies ne sont pas indépendantes. Il est certain qu'un sol dont la structure est très instable et qui se caractérisera comme tel à l'analyse des agrégats, aura un certain temps après avoir été travaillé ou en tout temps s'il est vierge, une faible porosité, il sera peu mobile etc . . . Si au contraire il apparaît comme stable, ce sera l'inverse.

A titre d'exemple, nous donnons ci-dessous les résultats de diverses mesures effectuées à Versailles sur des parcelles recevant des engrais différents. La nature de l'engrais est indiquée dans le tableau ; les chiffres sont significatifs entre nitrate de soude et témoin et entre témoin et CO_2Ca ou fumier.

Variations des caractéristiques de la structure sous l'influence des engrais apportés.

Caractéristiques mesurées	Nature de l'engrais appliqué.				
	Nitrate de soude 1000 Kg. à l'Ha.	Chlorure de potassium 500 Kgs à l'Ha.	Témoins	Carbonate de chaux 1800 Kgs à l'Ha.	Fumier. 100T. par ha et par an
Porosité totale (mesurée en Octobre 1937)	0,465	0,49	0,505	0,56	0,54
Microporosité d'après humidité équivalente (mesurée en Octobre 1936)	0,37	0,35	0,34	0,305	0,42
Capacité minima pour l'air	0,095	0,14	0,165	0,255	0,12
p. cent d'agregats > 0,2 mm. (sur terre humide, mesurée en Octobre, 1937)	7,25	9,2	9,4	19,6	20,0
K (50 heures) (sur une terre K (0) prélevée en Mars 1936)*	0,43	—	0,50	0,69	0,68
Résistance à l'écrasement (kg) (Mars 1935) (pour des mottes de 2 à 2,5cms. de diamètre)	54,2	41,6	30,9	19,2	16,5
Travail nécessaire pour enfoncer une pointe à 20 cm. (kgm) (déterminé à la sonde dynamométrique (24)	3,8	3,4	2,5	2,3	2,2
Indice d'ameublissement d'après Hénin (24) valeur moyenne pour 1935	0,6	0,6	0,67	0,88	0,85

Le sol initial est un sol de limon contenant 16 p. cent d'argile. pH 6.4 ne renfermant pas de CaCO_3 .

On constate un excellent parallélisme entre les valeurs observées. Ces résultats montrent donc que les méthodes employées permettent un contrôle réel des modifications des propriétés physiques d'un sol.

Conclusions

Toutes les grandeurs définies dans ce chapitre ne permettent de caractériser le sol qu' à un moment donné. Ceci est évident pour la porosité, l'ameublissement, etc . . .

En particulier, si l'on examine les variations de la macroporosité d'un sol dont la structure est instable, on constate que celle-ci s'abaisse continuellement tendant vers 0. À ce moment, les conditions de vie dans le sol sont anaérobies, ainsi que l'ont constaté divers auteurs. On peut dire, par conséquent, que la porosité minima d'un sol humide mais ressurji est égale à sa microporosité.

C'est moins évident pour la stabilité de la structure. Cependant, Winokurov (26) et nous même (20) avons montré qu' au cours de l'année, la stabilité de la structure variait.

Nous allons donc envisager maintenant la variation des caractéristiques décrites jusque maintenant.

*Nous prenons comme indice de stabilité le rapport :

$$\frac{K(50)}{K(0)} = \frac{\text{Vitesse de filtration après 50 heures}}{\text{Vitesse de filtration initiale}}$$

Si ce rapport est égal à 1 la stabilité est totale, plus il est petit plus la stabilité est faible.

II. LA DYNAMIQUE DE LA STRUCTURE.

Nous diviserons l'évolution de la structure en deux phases : la phase de dégradation qui correspond à l'affaissement du sol après destruction des mottes et la phase de régénération qui correspond à la reconstitution d'une structure stable.

La dégradation de la structure.

La destruction des agglomérats de terre plongés dans l'eau est due à deux facteurs :

1° — compression de l'air à l'intérieur des mottes par pénétration d'eau dans les capillaires ;

2° — dispersion des colloïdes. Ce mécanisme que l'on avait cru unique à la suite des travaux de Schloesing, ne peut tout expliquer. Il existe en effet des sols qui se dispersent peu et donnent cependant une faible quantité de particules grossières, alors que si la dispersion seule intervenait on devrait obtenir la même quantité d'éléments grossiers. Il faut ajouter à la dispersion, la destruction due aux tensions produits par les différences de gonflement.

Le premier mécanisme fait intervenir : 1. la mouillabilité des éléments terreux qui conditionnent la pression sous laquelle l'eau pénètre dans les capillaires ; 2 la résistance mécanique qui permet à l'agglomérat de résister à la pression de l'air intérieure.

Le second mécanisme concerne seulement la capacité de gonflement et de dispersion des diments.

Mouillabilité :

Bien que l'on ne puisse pas mesurer cette variable, on peut montrer qualitativement que les terres qui se mouillent difficilement par l'eau (terres riches en sesquioxides ou en humate de Ca) ont une structure plus stable.

Le mécanisme du phénomène est le suivant : quand il y a mouillabilité parfaite, l'angle de contact entre le liquide et le solide est nul. La force de pénétration de l'eau dans un capillaire de rayon r formé dans le solide est $\frac{2\sigma}{r}$. Si la mouillabilité n'est pas parfaite, le liquide et le solide ont un angle de contact de valeur α la force n'est plus alors que $\frac{2\sigma}{r} \cos \alpha$ elle peut d'ailleurs être négative ($\alpha > 90^\circ$).

Si les pores de l'élément terreux sont pleins d'eau ce mécanisme ne joue pas. On explique ainsi la stabilité relativement élevée des terres humides [Achromenko (19), Kvasnikoff et Timofeiva (27), Hénin (28), Yoder (29)]. Cependant Novák (30) n'a pas trouvé de différence entre la stabilité d'un sol sec et celle du même sol humide.

Résistance mécanique :

La résistance mécanique d'un sol s'accroît par pétrissage [Vilensky (31)]. Corrélativement, la stabilité dans l'eau augmente. C'est peut être par l'augmentation de la cohésion qu'il faut expliquer la stabilité dans l'eau des sols riches en argile [Schloesing (32), Wollny (33), Tuilin (11), Demolon-Hénin (34), etc. . .]. Notons à ce propos que le pouvoir ciment de l'argile augmente avec sa finesse [E. W. Russell (35)].

Dispersion :

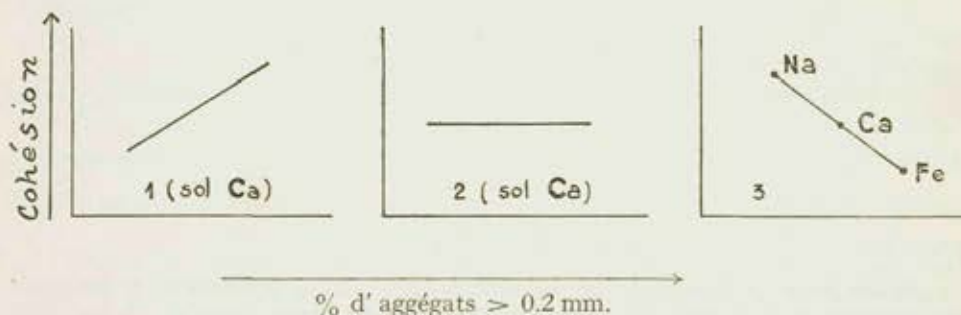
Il y a dispersion quand les forces d'hydratation détruisent la cohésion. Il peut se faire que, à cohésion égale, des forces d'hydratation égales n'aient pas la même

influence sur les colloïdes. Ceci doit tenir à la disposition des groupes hydrophiles dans le complexe. Notons d'ailleurs que nous n'envisageons pas uniquement la dispersion des colloïdes, c'est-à-dire la formation d'un sol stable, mais plus généralement la séparation des ciments et du squelette minéral. Dans ces conditions, l'action mécanique de la pluie doit s'ajouter à l'action physio-chimique propre de l'eau. *Les forces d'hydratation*: On sait qu'elles dépendent de la quantité et de la nature des ions fixés par le milieu. De ce fait, les ions interviennent suivant leur hydratation [Gedroïz (36), Kotzman (37), Lutz (38)]. Kotzman a, de plus, montré l'influence de la variation du rapport $\text{Na}/\text{Ca} + \text{Na}$. D'après ses résultats, de petites quantités de Na suffisent déjà pour diminuer la stabilité ainsi qu'il est possible de le constater pratiquement.

Comme nous l'avons dit plus haut, l'antagonisme entre les forces d'hydratation et de résistance à la dispersion ne joue pas de la même manière pour tous les types d'argile. Il est bien connu que des procédés de dispersion différents (méthode internationale et méthode au citrate par exemple) n'ont pas toujours une efficacité identique. Aussi Tiulin (39) a fractionné les divers types de ciments à l'aide de procédés de dispersion plus ou moins énergiques et il a montré qu'il y avait un rapport direct entre la stabilité de la structure et l'inertie des ciments. Il explique cette inertie par le mode de floculation (isoélectrique, par électrolyte, etc. . .).

C'est par ces considérations que l'on peut expliquer l'action stabilisante des hydrates de fer et d'alumine et des colloïdes humiques riches en Ca [Lutz (40)].

Il est possible de faire ressortir nettement l'influence de tous les facteurs envisagés en comparant la résistance à l'écrasement (cohésion), et le pourcentage d'aggrégats > 0.2 mm. que nous prendrons comme criterium de la stabilité dans l'eau (pour divers échantillons d'un même sol)



La courbe 1 correspond à une augmentation de la stabilité par pression; la courbe 2 correspond à une augmentation de la stabilité par fixation d'un corps hydrophobe (matières humiques). Cette augmentation est due à une diminution de la mouillabilité. La courbe 3 correspond également à une diminution de la mouillabilité par fixation d'ions de plus en plus hydrophobes, mais en plus la cohésion diminue (1).

Notons enfin que les deux phénomènes causant l'instabilité de la structure, c'est-à-dire l'éclatement des mottes et la dispersion des ciments correspondent à

(1) Il faut donc distinguer 2 cas: 1°) Toutes choses étant égales d'ailleurs, la dégradation est fonction inverse de la cohésion; 2°) si la variation de la cohésion est due à la variation d'un autre facteur (force d'hydratation par exemple), alors la cohésion, l'hydratation et la mouillabilité seront modifiées; ce sera évidemment la propriété dont la variation sera la plus ample qui conditionnera le sens du phénomène. Dans le cas présent les forces d'hydratation doivent croître plus vite que celles de cohésion; il s'ensuit que l'augmentation de l'hydratation du milieu par fixation de cations hydratés diminue la stabilité de la structure. Remarquons enfin que la cohésion que nous mesurons n'est pas réellement celle qui intervient en pratique puisque le sol est mouillé et que la cohésion est diminuée; cette comparaison n'est donc qu'une approximation.

une affinité de plus en plus élevée du sol pour l'eau. Le tableau suivant concrétisera cette idée.

Propriétés du colloïde	Non-mouillable	Mouillable.			
		Cohésion > force de pression capillaire	Cohésion < aux forces de pression capillaire	Forces d'hydratations < résistance à la dispersion	Forces d'hydratations > résistance à la dispersion.
Mécanisme agissant. . .	..	..	Éclatement des mottes.	Éclatement des mottes.	Éclatement des mottes + dispersion.
Stabilité	totale	totale	Pas de gros agrégats.	Pas de gros agrégats	Dispersion des ciments, pas d'agrégats.
Cas pratique correspondant au phénomène envisagé.		sols riches en mat. org. saturés par Ca.	Sols pauvres en matières organiques mais saturés par Ca		Sols sodiques.

Il n'est donc pas surprenant qu'un même facteur agisse à fois sur la mouillabilité et sur la dispersion.

Régénération de la structure

Dans la régénération de la structure, il faut considérer deux phénomènes différents :

Augmentation de la porosité :

L'augmentation de la porosité s'accompagne d'une absorption de travail mécanique due à l'élévation du centre de gravité de la couche de terre. Cette augmentation de la porosité peut résulter de l'action de force naturelle comme le gel [Kokkonen (41), Bourdelle (42)], hydratation du sol [Woodruff (43)] le travail des vers [Baldwin (44)], ou du travail de l'homme (façons aratoires). Nous n'examinerons pas l'ensemble de ces processus, malgré tout l'intérêt qu'ils présentent. Nous réserverons notre attention au deuxième phénomène.

Apparition de la cohésion :

Une fois la porosité donnée au sol, il faut que cette porosité se maintienne. Il est par conséquent indispensable que les mottes formant les pores aient acquis en même temps qu'elles se formaient une certaine stabilité. Cette stabilité n'apparaît qu'avec la cohésion, les autres conditions restant constantes, aussi les facteurs nous permettant de donner de la stabilité aux mottes seront ceux qui augmentent leur cohésion. Ils peuvent se déduire des observations du chapitre sur "la dégradation" :

a—*application d'une pression* : On peut montrer que la cohésion obtenue par ce processus dépend de l'intensité de la pression et de l'humidité du sol. Nous avons montré en collaboration avec Arena (20) que l'humidité optimum mise en évidence par Vilensky correspondait sensiblement au point d'adhésivité. Cette pression est appliquée en pratique par les instruments aratoires. Zyganof (45) en travaillant le sol en place à divers états d'humidité a vérifié les résultats de Vilensky. Notons toutefois que certains sols ne voient pas leur stabilité augmenter, bien que la cohésion ait été accrue par le pétrissage.

b—*L'hydratation des micelles argileuses* : Il est bien connu, en effet, que la résistance mécanique des colloïdes argileux séchés est en relation directe avec leur capacité d'hydratation. Des travaux récents [Kovaleskaya (46), Moisseiev (47)] ont montré que les gels ayant des propriétés thixotropiques étaient susceptibles de fournir les éléments secs d'une grande stabilité. Or les propriétés thixotropiques n'apparaissent d'une façon nette qu'avec les colloïdes hydratés par fixation de cations monovalents.

Mais l'augmentation de stabilité vis à vis de l'eau ne peut se faire qu'une fois que les colloïdes ont été séchés. De nombreux auteurs ont mis ce fait en évidence [Smolik (48), Bouyoucos (46), Steenkamp (49), Myers (50)].

Puri et Keen (51) ont montré que l'irréversibilité maximum des colloïdes dans le cas d'une terre était obtenue quand l'humidité de cette dernière était en équilibre avec une atmosphère de degré d'hygroscopicité 90, fait que nous avons également vérifié (20).

Signalons que la congélation peut produire un effet comparable à la désiccation et augmenter la stabilité de la structure [Ehrenberg (52), Hénin (53), Jung (54), Nostiz (55)]. Cependant Gorka (56) et Smolik (57) ont constaté des actions dispersantes. Enfin, Gunther (58) a trouvé que les sols acides avaient leur stabilité augmentée par la gelée alors que les sols à pH élevé étaient dispersés par le gel, les divergences sont peut-être dues au fait que le gel est un desséchant pratiquement peu énergétique puisqu'un froid de $-1^{\circ}25$ correspond à l'abaissement de l'humidité relative de 0.2 seulement [Schofield (59)], par conséquent les effets observés sont faibles et difficiles à mettre en évidence.

Dans les conditions naturelles, la stabilité de la structure diminue constamment par suite de l'hydratation des colloïdes pendant la période humide. Au début de la saison sèche, les colloïdes hydratés se ressoudent et donnent des mottes stables. Il y a donc une périodicité saisonnière de la stabilité de la structure [Winokurov (26), Hénin (20)].

III. METHODES D'AMELIORATION DE LA STABILITE DE LA STRUCTURE.

Nous avons vu que la stabilité de la structure dépend de deux facteurs. Un facteur extrinsèque : les précipitations atmosphériques. Un facteur intrinsèque : les propriétés physiques et physico-chimiques du complexe absorbant. Le problème de l'amélioration de la structure revient donc à modifier les propriétés physico-chimiques du complexe absorbant ou l'efficacité des facteurs extrinsèques (drainage).

Nous allons passer en revue la modification des facteurs signalés lors de l'étude de la dégradation de la structure.

Diminution de la mouillabilité.

Le procédé le plus connu pour diminuer la mouillabilité c'est d'enrichir le sol en matières organiques, pour cela on peut apporter du fumier, des engrais verts ou installer sur le sol des prairies artificielles ou des prairies temporaires. [Anne (60), Barbier (61), Heltzer (62), Ilmenev (63), Kvasnikov et Timofeïva (27), Lemmerman et Behrens (64), Tschisewskii et Kolobova (65)].

Divers auteurs ont montré qu'à égalité de teneur en matières organiques, une terre cultivée possède une structure moins bonne que le même sol vierge. D'après Bradfield (66), l'explication serait la suivante : dans les sols vierges, la matière organique active (acides humiques) au lieu de se répartir uniformément dans la masse du sol, se déposerait à la surface des mottes existantes et, de ce fait, constituerait une carapace protectrice hydrophobe. Dans les sols cultivés, le travail du sol en brisant continuellement ces enduits les rendrait moins efficace.

A côté de ces procédés bien connus, Kolyassev et Vershinin (67), Sawinov (68) ont proposé d'apporter des colloïdes produits par l'industrie et susceptibles de se dessécher irréversiblement, il s'agit en général de dérivés cellulosiques. La mise en pratique de ces procédés, logiques en soi, et dont l'efficacité a été vérifiée par quelques expériences est un problème purement économique.

Augmentation de la résistance mécanique.

Nous classerons dans ce paragraphe l'apport d'argile. On apportait autrefois l'argile sous une forme pulvérulente dans les sols sableux et il semble que l'on obtenait

de bons effets. Mais cette méthode n'est pas économique. Il est cependant possible en pratique, dans le cas de sols podsoliques, de remonter par des labours profonds l'argile de l'horizon B à la surface. Cette méthode appliquée dans certaines régions de la France depuis fort longtemps a donné d'excellents résultats [Demory et Drouineau (69)].

Diminution de la dispersion.

On connaît depuis longtemps l'effet favorable produit par l'apport de sels de Ca (SO_4Ca) dans les sols alcalins.

Schloesing (32), Tiulin (11), Javitsky (70) et Illemeney (63) ont soutenu que le remplacement des ions H par Ca améliorerait la structure. Mais cette affirmation ne s'est pas toujours vérifiée. On trouve, en effet, des cas où un sol H et le même sol Ca ont à peu près le même degré de dispersion. En général, l'action de Ca est très irrégulière. Dans le tableau précédent, on a pu constater que l'apport de CO_3Ca avait amélioré la structure du sol de limon de Versailles. Gehring (71) signale que la chaux agit sur les sols moyennement argileux mais n'agit pas sur les sols très argileux. Baver (72) et Bradfield (73) ont montré que des sols bien pourvus en calcium n'avaient pas forcément une bonne structure. Au laboratoire les tests employés nous ont montré que l'action de la chaux diminuait la stabilité de la structure.

Aussi, on peut penser que la divergence des résultats provient d'une action secondaire de la chaux, tel que, par exemple, une augmentation de la perméabilité ou une action sur la décomposition des matières organiques. Il est possible aussi que la chaux n'agisse pas de la même façon vis-à-vis de tous les types d'argile.

Par contre, tous les expérimentateurs sont d'accord pour reconnaître l'effet défavorable de Na. Aussi est-il recommandable d'éviter l'apport d'engrais contenant du Na et les irrigations par eau sodique.

Drainage.

Le drainage n'améliore pas directement la structure. Cependant, il est à recommander comme palliatif chaque fois que la macroporosité est faible ; il importe en effet dans ce cas d'enlever le plus rapidement possible le volume d'eau en excès, ainsi que l'a recommandé Kopecky.

Indirectement, l'enlèvement de l'excès d'eau semble augmenter la stabilité de la structure. C'est ainsi que Fauser (14) a montré que la porosité d'un sol drainé était supérieure à celle d'un même sol non drainé. Il semble que ce soit en enlevant l'excès d'eau que la structure soit rendue plus stable. En effet, c'est en présence d'un excès d'eau que les colloïdes ont tendance à s'hydrater au maximum et, de ce fait, ils offrent une résistance plus faible à l'action mécanique des pluies.

IV—LES CARACTÉRISTIQUES DE LA STRUCTURE ET LES EXIGENCES DE LA PRATIQUE.

Le problème de la structure est d'ordre essentiellement pratique. Nous allons donc examiner quelles caractéristiques doit posséder un sol pour répondre aux desiderata des praticiens.

Structure du sol et travail du sol.

Bourdelle (75) a montré que le travail utile dépensé dans les façons aratoires était fonction de la porosité. Par exemple, on peut déduire de son mémoire que le travail E à fournir contre la pesanteur pour donner une porosité P_1 à un sol ayant une porosité P_0 (ce qui amène une élévation du niveau du sol appelée foisonnement), est :

$$E = M \times \frac{P_1 - P_0}{2 S}$$

S étant la surface du volume initial de sol et M le poids de terre et d'eau contenu dans

ce volume. Cette formule montre donc que plus la porosité initiale est élevée et plus le travail à fournir est faible. Le travail du sol est donc facilité par une porosité élevée. On arriverait à la même conclusion en envisageant la cohésion, etc. . .

Structure du sol et croissance des plantes.

On sait depuis les travaux de Romell que la constance de la composition de l'atmosphère du sol est due en grande partie à la diffusion. Or, Buckingham (76) a montré que le coefficient réel de diffusion de CO_2 dans le sol, $K_{ds} = K_d \times P_m^2$ où K_d est le coefficient de diffusion de CO_2 dans l'air et P_m le volume d'air contenu dans le sol. Ceci nous montre qu'une porosité élevée favorise le renouvellement de l'atmosphère du sol et par conséquent des racines.

Divers auteurs ont étudié directement l'influence de la porosité sur le développement des plantes. Kopecký (3) a effectué de nombreuses mesures qui montrent la valeur minimum que doit avoir la capacité minima pour l'air d'un sol pour que les plantes puissent s'y développer sans souffrir. Ces résultats sont groupés dans le tableau suivant :

Plantes cultivées	Capacité minima pour l'air
Céréales	10 à 15
Betteraves à sucre	15 à 20
Prairies	5 à 10

Apsits (77) a montré que les plantes se développaient le mieux si le sol avait une porosité comprise entre 12 et 36 p. cent sans constater d'optimum. Gupta (78) n'a pas trouvé de différence de rendement en cultivant de l'orge sur des sols ayant différents degrés de tassement. Mais Heath (79) signale que le coton se développe mieux dans les sols tassés que dans les sols non tassés. Par contre, nous avons observé qu'en tassant de sol dans une culture de betteraves, le rendement diminuait de 30 p. cent. Avec cette plante, il est probable qu'un effet mécanique s'ajoute à la mauvaise aération.

Doyarenko (80), Kvasnikov (81) ont trouvé que les conditions de développement de la plante étaient optima si les mottes avaient un diamètre compris entre 0,5 et 3 mm. On peut admettre du point de vue de la germination qu'il est nécessaire qu'une partie des mottes (30 ou 40 p. cent peut être) ait un diamètre au plus égal à celui de la graine que l'on veut y semer. Ceci est nécessaire si l'on veut assurer un bon contact entre la graine et le sol et permettre son imbibition par l'eau. Si cet état n'est pas réalisé, il faut tasser le semis. Dans cet ordre d'idées, Harrison (82) a constaté que les graines des graminées de prairies germaient mieux dans les parties d'un champ tassé par le passage des chevaux que dans les parties voisines.

Les valeurs des caractéristiques indiquées ci dessus ne se maintiennent que pendant un espace de temps plus ou moins long. Pour apprécier sa durée il convient de leur associer des mesures caractérisant leur stabilité.

Expression caractérisant la stabilité de la structure.

On peut admettre à priori que la stabilité dans l'eau doit être aussi élevée que possible. Mais pour fournir des indications à ce sujet, il est nécessaire que les chiffres obtenus aient une valeur absolue et il faut ensuite que l'on détermine la valeur minimum qu'ils doivent avoir.

Nos résultats expérimentaux nous ont montré que la stabilité doit être caractérisée par une proportion élevée d'agglomérats stables de diamètre > 0.2 mm. Tiulin (11) et les auteurs russes emploient 0.25 mm. Nous préférons 0.2 mm car cette limite correspond à l'échelle internationale (diamètre inférieur du sable grossier).

Il est nécessaire, d'autre part, de comparer les résultats d'analyses des agrégats avec ceux fournis par l'analyse mécanique, dans le but de savoir si les éléments grossiers obtenus sont des agrégats ou des particules minérales simples. Pour cela, Baver (72) emploie l'expression suivante :

$$R = \frac{\% \text{ de particules de diamètre } < D \text{ agrégés en éléments } > D}{\% \text{ de particules de diam. } < D \text{ (déterminé par analyse mécanique)}}$$

Cette expression nous paraît convenable et, d'autre part, elle est simple. Cependant, nous croyons qu'il faut remplacer la valeur : $D = 0,05 \text{ mm.}$ utilisée par Baver, par la valeur $D = 0.2 \text{ mm.}$

Il n'existe malheureusement pas de données permettant de savoir quelle valeur R doit avoir pour que l'on puisse considérer la stabilité comme suffisante.

V — CONCLUSIONS

Pour nous résumer, nous pensons que la connaissance de la structure nécessite l'étude des trois points suivants :

- (a) Valeurs permettant la caractérisation à un moment donné
- (b) Étude du dynamisme d'où résulte la connaissance des méthodes d'amélioration
- (c) L'établissement de normes exprimant les exigences de la pratique agricole.

L'examen des méthodes de description montre que nous sommes capables d'exprimer numériquement l'état de la structure. Mais les méthodes sont loin d'être parfaites. Il faudrait s'attacher dans l'avenir à préciser les points suivants :

1° — Signification des méthodes — ceci est nécessaire si l'on veut établir des comparaisons entre les résultats obtenus par divers auteurs.

2° — Précision des méthodes — il y a un sérieux effort à faire dans ce sens —, l'hétérogénéité du matériel employé créant une marge d'indétermination qu'il paraît difficile de réduire.

Une fois ces résultats obtenus, on pourra probablement trancher un certain nombre de problèmes touchant la dynamique de la structure (mode d'action de la chaux, du gel, etc . . .) A ce propos, il serait probablement utile de bien définir le matériel et, en particulier, de caractériser la nature des colloïdes minéraux contenus dans le sol sur lequel on opère.

A fin de comparer les méthodes et aussi de les étalonner, nous croyons qu'il serait utile qu'un certain nombre de Membres de la Ière Commission appliquent les méthodes de détermination de la stabilité de la structure qu'ils préconisent sur des échantillons types réunis dans ce but. Une fraction de chaque échantillon serait envoyée aux Membres qui en feraient la demande et les résultats seraient collationnés et discutés dans une prochaine réunion de l'Association. Les échantillons représenteraient quelques types pédologiques bien définis et seraient prélevés dans les sols vierges et les sols cultivés. Bien entendu les caractéristiques de la structure (porosité, microporosité, diamètre, et forme des mottes) seraient déterminés, lors du prélèvement des échantillons. Une comparaison des méthodes de mesure de ces grandeurs serait souhaitable mais paraît difficile à réaliser pour des raisons matérielles.

En terminant, nous tenons à remercier le Président de cette Commission, Professeur G. W. Robinson, de la confiance qu'il nous a témoignée en nous confiant la rédaction de ce rapport, l'inspecteur général Demolon et le Dr. E. W. Russell qui ont bien voulu lire notre texte avant impression et nous communiquer leurs critiques.

Bibliographie.

1. TORSTENSSON et ERICKSON : Soil Sci., **42**, 1936, p. 405.
2. DOJARENKO (in Krause) Landw. Jahrb., **73**, 1931, p. 603.
3. KOPECKY : I^o Congr. Ass. Int. Sci. Sol, Washington, vol. I., 1927, Comm. I, p. 435.
4. VEIHMEYER et HENDRICKSON : Soil Sci., **32**, 1931, p. 1818.
5. SIGRIST (in Braun-Blanquet) 6, p. 23.
6. BRAUN-BLANQUET : Plant Sociology, I vol. Mc-Graw, Londres, 1932.
7. PORCHET : Ann. Minist. Agric., **53**, 1923, p. 283-358.
8. DISERENS : II^o Congr. Ass. Int. Sci. Sol., Moscou, 1930, vol. VI. Comm. VI., p. 99.
9. HOOGHOUTD : Ass. Int. Sci. Sol., Commission I, Versailles, 1934, p. 213.
10. KEEN : Physical properties of the soil, Longmans, Londres, 1931, p. 285.
11. TIULIN : Travaux de la Station Exp. de Perm., 1928, **2**, p. 63-118.
12. SOKOLOVSKY : The problem of soil structure, Sov. Sect. Moscou, 1933, p. 34.
13. KATCHINSKY : Physique du Sol., Sov. Sect. Moscou, 1934, p. 79.
14. ZAKHAROV : Physique du Sol, Sov. Sect. Moscou, 1934, p. 120.
15. APSITS : Zeit. f. Pflanz., **42**, 1936, p. 1-35.
16. BOUYOUCOS : Soil Sci., **28**, 1929, p. 27.
17. TIULIN : The problem of soil structure, Sov. Sect. Moscou, 1933, p. 57.
18. KUBIENA : Recherches sur le Sol, **4**, 1935, p. 380-412.
19. ACHROMEIKO : Ass. Int. Sci. Sol., Commission I, Versailles, 1934, p. 109.
20. HENIN : Résultats non publiés.
21. VAGELER : Der Kationen und Wasserhaushalt, I vol. Berlin, 1932, p. 312.
22. VERNANDER (in Sokolovsky) (12).
23. TSYPLENIN : Trans ; Sov. Sect. Ass. Int. Sc. Sol., vol. 5. 1936.
24. HENIN : Recherches sur le Sol, **5**, 1936, p. 1.
25. SCOTT BLAIR : J. Agric. Sci., **27**, 1937, p. 541.
26. VINOKUROV : Pedology, **23**, 1928, p. 92.
27. KVASNIKOV et TIMOFFEVA : Pedology, 1937, p. 80.
28. HENIN : Annales Agronomiques, **6**, 1936, p. 455.
29. YODER : J. Amer. Soc. Agron., **28**, 1936, p. 337.
30. NOVÁK : Bull. Acad. Tchecos. Vestnik, vol. VIII, 1932, p. 756.
31. VILENSKY : Ass. Int. Sc. Sol, Commission I, Versailles, 1934, p. 97.
32. SCHLOESING : Encyclopédie Frey, vol. Chimie agricole Dunod, 1885, T. 10.
33. WOLLNY : Annales Agronomiques, 1895, p. 565.
34. DEMOLON et HENIN : Recherches sur le Sol, **3**, 1932, p. 1.
35. E. W. RUSSELL : Phil. Trans. A, 1934, p. 361.
36. GEDROIZ : Ann. of Inst. of Agron., **4**, 1926, p. 117.
37. KOTZMANN : Mezog. Kutatas, **8**, 1935, p. 147.
38. LUTZ : Missouri Agric. Exp. St. Res. Bull. 212, 1934.
39. TIULIN : Physique du Sol, Moscou, Sect. Sov. p. 57.
40. LUTZ : Trans. of the Soil Sci. Soc. of America, 1936, **1**, p. 43.
41. KOKKONEN : in Geslin, Ass. Int. Sci. Sol., Commission I, Versailles, 1934, p. 262.
42. BOURDELLE et RINGELMANN : Ann. Agron. 1931, p. 495.
43. WOODRUFF : Tr. Soil Sci. Soc. America, **1**, 1936, p. 65.
44. DARWIN : Rôle des vers de terre dans la formation de la terre végétale, I vol. Paris, Reinwald, 1882.
45. ZYGANOV : Chemisation of Soc. Agric., 1936, n°10, p. 68.
46. KOVALESKAYA : Pédology, 1937, p. 511.
47. MOISSEIEV : Pédology, 1937, p. 379.
48. SMOLIK : Bull. Acad. Tchecos. Agric. Vestnik, **4**, 1928, p. 535.
49. STEENKAMP : Soil Sci., **25**, pp. 163, 239, 327.
50. MYERS : Soil Sci., **44**, 1937, p. 331.
51. PURI et KEEN : J. Agric. Sci., **15**, 1925, p. 147.
52. EHRENBURG : Landw. Vers. Stat., **107**, 1928, p. 257.
53. HENIN : C. R. Acad. Agric., **22**, 1936, p. 37.
54. JUNG : Kolloid Beihefte, vol. 32, 1931, p. 320.
55. NOSTIZ : Zeit. f. Pflanzen., **15**, A., 1930, p. 273.
56. GORKA : Kolloid-Beihefte, 1925, p. 171.
57. SMOLIK : C. R. Acad. Sc. Tsech., **179**, 1924, p. 24.
58. GUNTHER : Landw. Jahr., T.73, 1931, p. 893.
59. SCHOFIELD : Ass. Int. Sci. Sol., Versailles, Commission I, 1934, p. 188.
60. ANNE : Ann. Agron., **5**, 1935, p. 781.
61. BARBIER (G). Ann. Agron., **5**, 1935, p. 765.
62. HELTZER : Physique du sol, Sect. Sov. Moscou, 1934, p. 73.
63. ILLEMEYEV : Chem. of Soc. Agric., 1935, p. 153.

64. LEMMERMANN et BEHRENS : Zeit. f. Pflanzen., 1935, B. p. 37.
65. TSCHISHEWSKIJ et KOLOBOVA : Pedol., 1934, p. 7.
66. BRADFIELD : J. Amer. Soc. Agron., **29**, 1937, p. 85.
67. KOLYASSEV et VERSHININ : Pedology, in U.R.R.S. (soviet sect. 1935, p. 46).
68. SAVVINOV : Physique du sol, sect. sov. Moscou, 1934, p. 69.
69. DEMORY et DROUINEAU : C. R. Adac. Agric., **22**, 1936, p. 62.
70. ZAVITSKY : Zeit. f. Pflanzen., **17A**, 1930, p. 120.
71. GEHRING : Zeit. f. Pflanzen., **8B**, 1929, p. 239.
72. BAVER : Bull. Amer. Soil Survey Ass., **17**, 1936, p. 28.
73. BRADFIELD : Bull. Amer. Soil Survey Ass., **17**, 1936, p. 31.
74. FAUSER : 3^e Congr. Ass. Int. Sci. Sol., Oxford, 1935, vol. 1., p. 391.
75. BOURDELLE : Les essais de machines agricoles, 1 vol. Dunod, Paris, 1932.
76. BUCKINGHAM : in (10) p. 346.
77. APSITS : Bodenkunde u. Pflazen., 1937, p. 336.
78. GUPTA : Ecology, **21**, 1933, p. 452.
79. HEATH : J. Agric. Sci., **27**, 1937, p. 511.
80. DOJARENKO : in E. J. Russell : Soil Conditions and Plant Growth, 7^e édit. Longmans, Londres, p. 512.
81. KVASNIKOV : in E. J. Russell : Soil Conditions and Plant Growth, 7^e édit. Longmans, Londres, p. 512.
82. HARRISON : J. South Agric. Coll., 1935, n^o36, p. 31.

Die mineralogische Zusammensetzung der Sandfraktionen.

Von Prof. Dr. VÁCLAV NOVÁK—BRNO*

Einleitung.

In der modernen Bodenkunde sollte man der mineralogischen Zusammensetzung der Erdarten und Böden eine grössere Aufmerksamkeit widmen.

Die mineralogische Bodenanalyse ist zunächst eine unbedingt notwendige Ergänzung der mechanischen Analyse, hat aber weiter auch grosse Bedeutung als Ergänzung der chemischen Analyse umso mehr, als ja die gegenwärtige chemische Bodenanalyse grösstenteils nur als eine Teilanalyse durchgeführt wird. Die international empfohlene Extraktion mit 20 % Salzsäure erfasst hauptsächlich nur die chemische Zusammensetzung des kolloiden Bodenkompleses.

Die gröberen Dispersionsteilchen sind aber Träger eventueller Nährstoffreserven, d.h. der Mineralkraft des Bodens und da sie weiters dem Verwitterungsprozess unterliegen, werden Basen frei, welche für die Pflanzenernährung wichtig sind.

Daher müssen vor allem die sandigen Bodensubstanzen einer mineralogischen Untersuchung unterworfen werden, um sagen zu können, ob die Böden stabilere "eiserne Nährstoffreserven" enthalten, oder ob die Nährstoffreserven nur labilen Charakter haben, d.h. nur an die Bodenkolloide gebunden sind.

Zunächst war man bestrebt die mineralogische Zusammensetzung der Böden vom Standpunkt der ganzen Bodensubstanz zu durchforschen, besonders in dem ersten Entwicklungsstadium der Bodenlehre, wo man den Boden zu den Mineralien zählte; später wurde das Augenmerk hauptsächlich dem Sande gewidmet. Im neuesten Zeit wird auch der Tonanteil der Böden wissenschaftlich auf seinen mineralogischen Charakter untersucht. Auf Grund der bisherigen Arbeiten, welche diese Richtung verfolgen, wird daher die Voraussetzung verlassen, dass die Tonbestandteile ausschliesslich amorphen Charakter haben.

Bisher kann aber die mineralogische Zusammensetzung der Bodentonsubstanz noch nicht auf breiterer Grundlage ausgewertet werden.

Die Kommission für Bodenphysik und Bodenmechanik hat in erster Reihe Interesse für die mineralogische Charakteristik der gröberen Fraktionen der mechanischen Analyse. Die mechanische Bodenanalyse muss durch mineralogische Analyse ergänzt werden, denn diese ermöglicht die Beurteilung der mineralogischen Bodenkraft und gibt Aufklärung über die Möglichkeit einer weiteren chemischen Verwitterung der gröberen Bodensubstanzen und über die Bildung neuer wasserhaltiger Aluminiumsilikate, resp. über die Vermehrung der Tonsubstanz der Böden.

Wir empfehlen daher auf Grund des Programmes der I. intern. Kommission ein grösseres Augenmerk der mineralogischen Zusammensetzung der Böden zu widmen und Arbeiten diese Frage betreffend in das Programm des IV. intern. bodenkundlichen Kongresses einzureihen.

Die vorgelegte Abhandlung soll über die bisher durchgeführten Arbeiten, betreffend die mineralogische Analyse, orientierend berichten und weiters Anregungen zu einem Übereinkommen bringen, bezüglich der Methodik der mineralogischen Analyse der Sandfraktionen, welche von der mechanischen Bodenanalyse stammen.

Die Sandfraktionen der mechanischen Bodenanalyse (Korngrösse unter 0.01 mm. event. 0.02 mm. einbezogen) bilden das entsprechendste Material zur mineralogischen

*Unter Mitwirkung von Dr. J. Pelišek.

Bodenanalyse. Sie liefern bereits ein ziemlich reines Ausgangsmaterial, welches sehr leicht auf einfachem Wege weiter gereinigt werden kann, für die eigentliche Analyse und liefern ausserdem Korngruppen bestimmter Grösse, welche sich sehr gut zur weiteren Teilung, dem spez. Gewicht nach, eignen.

Historische Übersicht.

Die mineralogische Zusammensetzung der Böden wird zum erstemal von Sprengel (1) im Jahre 1884 erwähnt, später (1862) berücksichtigt sie auch Fallou (2), Lorenz (1868) nennt den mineralogischen Bodenanteil "Nachschaffende Kraft" und hebt dessen Bedeutung besonders für die bodenkundliche Kartierung hervor (3). Senft (4) befasst sich als erster mit der mineralogischen Bodenanalyse. Er teilt die einzelnen Bodenminerale auf Grund ihres spezifischen Gewichtes, mit Hilfe des fliessenden Wassers in einem speziellen Apparate, in 5 Gruppen. Farsky (6) empfahl die Fraktionen der mechanischen Analyse mikroskopisch zu prüfen (1880).

Die Vervollkommenung der mineralog. Analyse verdanken wir hauptsächlich den Mineralogen, Petrographen und Geologen, gegen Ende des vorigen Jahrhunderts. Thoulet (5) war es, welcher zu erstemal die Teilung der einzelnen Minerale mittels einer schweren Flüssigkeit (spez. Gewicht 3.2) empfahl, welche auch nach ihm benannt wurde (1879). Weitere Forscher sind D. Klein (7), Goldschmidt (8), Gisevius (9), Rohrbach (10), Brögger (11).

Apparate zur Teilung wurden von Thoulet, Obbecke, Harada, Wervecke, Brögger, Smeet, Wülfing, Penfield, Kaiser u.a. konstruiert. P. Mann (12) entfernt die magnetischen Minerale mittels Elektromagnet (1884), R. Brauns (13) verwendet zur mineralog. Analyse Methylenjodid (1886) und Hilgard (15) fordert zur mineralog. Analyse besonders die Sande auf. Retgers (14, 16, 17) benützte zur Teilung schwerer Minerale (Rutil, Zirkon, Magnetit) geschmolzenes AgNO_3 (spez. Gewicht 4.1) und eine geschmolzene Mischung von Thallium—u. Silbernitrat (spez. Gewicht 4.85). Mineralogisch wurden von ihm die holländischen Sanddünen analysiert und die Bodenminerale wurden von ihm in 8 Gruppen (hauptsächlich schwere Mineralien) nach dem spez. Gewicht geteilt, aber nur qualitativ bestimmt.

In den Jahren 1895-1899 wurde Bromoform (Schroeder van der Kolk, 18) und Acetylentetrabromid (Muthmann 19) als neue schwere Teilungsflüssigkeiten zur mineralog. Analyse eingeführt. Wülfing (20) analysiert mineralogisch s.g. bunte Tone des Keupers und die aus ihnen entstandenen Böden (1900). Von den französischen Gelehrten arbeiteten in mineralog. Analysen Dumont (21), Biéler-Châtelan (22), Delage u. Cayeux, welcher die Bodenminerale in verwitterungsfähige und nicht verwitterungsfähige teilt. Blanck schätzt die Glimmerminerale der Böden als Kalireserve (23). In England wurden mineralog. Analysen von Rastall (24), Robinson und Caughey (25, 28) durchgeführt. Die Verwitterung der Bodenminerale studierte Blanck (27), Falkenstein und Schneiderhöhn (26). Vendl (29) analysiert den mineralog. Anteil der Sandböden der Insel Csepel in Ungarn (1913) und auch v. Sigmond (58) empfiehlt mineralogische Bodenanalysen.

Steinriede (33) veröffentlicht im J. 1899 ein Handbuch über die mineralog. Bodenanalyse, welches 1922 als erweiterte zweite Auflage erscheint. Im J. 1914 erscheint ein neues Handbuch von Seemann, welches speziell die Methodik der mineralogischen Bodenanalyse behandelt, wo die bisherigen Methoden bedeutend verbessert und den bodenkundlichen Zwecken angepasst sind. Im Lehrbuch der prakt. Geologie II. Teil von Keilhack, wird ein umfangreicher Abschnitt der mineralog. Analyse gewidmet (31). Die englischen und schottischen Böden wurden mineralogisch von Hendrick und Newlands (34, 35, 36) untersucht,

welche die Bodenminerale in 3 Gruppen aufteilten: Minerale deren spez. Gewicht grösser ist als 2.2, Minerale deren spez. Gewicht zwischen 2.90-2.65 liegt und Minerale, welche leichter sind als 2.65. Sie analysierten Bodenfraktionen der Korngrösse 0.2 - 0.04 mm. In Russland wurde in der mineralogischen Bodenanalyse besonders von Glinka (54) und Trusov (55) gearbeitet. Glinka empfiehlt als Ausgangsmaterial zur mineralogischen Bodenanalyse Sandpartikel von einem Durchmesser von 0.25 - 0.05 mm zu benützen. Nach seiner Meinung ist es am vorteilhaftesten Bromoform als Trennungsfüssigkeit anzuwenden, womit man event. 5-6 Mineralgruppen von verschiedener Dichte abteilen kann. Trusov trennte Bodenminerale sogar in 7 Gruppen wie folgt: Spez. Gewicht > 3.2 , $3.2 - 2.79$, $2.79 - 2.67$, $2.67 - 2.60$, $2.60 - 2.50$, $2.50 - 2.40$ und < 2.40 . Trusov isolierte auch aus dem tonigen Anteil schwerere Minerale vom spez. Gewicht > 3.2 .

In der Tschechoslowakei wurde die mineralogische Analyse von V. Novák (32, 43) zu bodenkundlichen Arbeiten eingeführt. Die mineralog. Analysen der tschechoslowakischen Böden werden gemeinsam mit Pelíšek (40, 42, 44) fortgesetzt. Dem III. intern. Kongress in Oxford (1935) legt Hart (39) einen Entwurf zur Klassifikation der Böden auf Grund ihrer mineralog. Zusammensetzung vor. In letzter Zeit wurden die norddeutschen Böden Mecklenburg's (Correns, Schlünz 37, Engelhardt 46) und Sandböden Pennsylvaniens von Jeffries (45) mineralogisch untersucht.

Auf andere Wege versucht Agafonoff V. die mineralog. Analyse durchzuführen; er benützt dazu Bodenschliffe (ähnlich wie Dünnschliffe in der Petrographie), wo neben Mineralien auch die Tonsubstanzen vertreten sind (50, 51, 52, 53).

Die mineralogische Analyse der sandigen Bodenfraktionen.

Die sandigen Bodenfraktionen bestehen aus zweierlei mineralogischen Bestandteilen: 1. Ein Teil ist chemisch unverwitterbar und hat daher für die Ernährung der Pflanze keinen Wert, (Quarz) 2. Der chemisch verwitterungsfähige Teil ist aus mehr oder weniger verwitterungsfähigen Mineralien zusammengesetzt. Dieser verwitterungsfähige Teil stellt die Reserve der Mineralstoffe im Boden vor, woraus die einzelnen Nährstoffe durch weitere chemische Verwitterung frei werden. Den Hauptbestandteil bilden Silikate resp. Polysilikate von K, Na, Ca, Mg, Al u. Fe, teilweise auch Oxyde (Fe, Ti, Mn), oder andere Mineralien (Kalkstein, Gips, Apatit u.a.). Je mehr verwitterungsfähige Sande im Boden sind, desto grösser ist seine Mineralkraft, welche umgekehrt, mit der Zunahme des Quarzanteiles abnimmt. Aus dem Quarzanteil ist es möglich auf die relative Verwitterungsstufe zu schliessen. In Böden, wo die Verwitterung stark fortgeschritten ist, nimmt der Quarzanteil d.i. der nichtverwitterungsfähige Bodenanteil in der Richtung von dem Untergrund zur Oberschichte zu.

Im Laufe der Zeit hat sich für die mineralogische Analyse der Böden im Prinzip folgender Arbeitsweg herausgebildet: 1. Zur Analyse werden die sandigen Fraktionen nach durchgeführten mechanischen Bodenanalyse verwendet; diese werden von Ton- und Humusteilchen gereinigt (Präparation der Fraktion) und zwar in dem Falle, wenn die mechanische Analyse nach der internationalen B-Methode vorgenommen wurde. Falls die Bodenprobe nach der A-Methode vorbehandelt wurde, ist ein weiteres Reinigen der Sandfraktionen nicht notwendig. 2. Der Sand wird mittels Flüssigkeiten von verschiedener Dichte in Gruppen dem spez. Gewichte nach, geteilt. 3. Die so erhaltenen Mineralgruppen werden gewogen und hierauf mittels petrographisch mineralogischen Methoden identifiziert.

1. Die Vorbehandlung des Sandes (falls nicht nach der A-Methode gearbeitet wurde) hat den Zweck die einzelnen Sandkörner von der Tonhülle zu befreien, und das Kalziumkarbonat und die organischen Stoffe (nach vorläufiger

Identifizierung derselben) zu entfernen. Die Tonteilchen und die Karbonate werden entweder mit einer schwachen organischen Säure (z.B. Oxalsäure) oder mit schwacher Salzsäure entfernt. Die organischen Reste werden durch Glühen der Sandproben beseitigt. Man empfiehlt auch die Magnetitkörner mit Magnet zu entfernen.

2. Zur Trennung der Minerale in den Sandfraktionen werden Flüssigkeiten verschiedener Dichte verwendet, wodurch die einzelnen Mineralgruppen gewonnen werden (z.B. Orthoklas, Quarz, Plagioklas). Die am häufigsten zur mineralogischen Bodenanalyse verwendeten Flüssigkeiten sind: Äthylenbromid (spez. Gewicht 2.18 - 2.19), Äthylenbromid CHBr_2 - CHBr_2 (spez. Gew. 2.97 - 3.00), Bromoform CHBr_3 (2.90 - 2.91), Methyljodid CH_3I (3.33) Thoulet's Lösung HgI_2 - 2KI (3.17 - .20), Klein, sche Lösung $2\text{H}_2\text{O}$. 2CdO . B_2O_3 . 9WO_3 + $16\text{H}_2\text{O}$ (3.28 und Rohrbachsche Lösung (3.50).

Die vorteilhaftesten sind jene Lösungen, welche beliebig verdünnt werden können. In der ČSR wird jetzt zur mineralogischen Analyse die Thoulet'sche Lösung verwendet. Diese hat den Vorteil, das man sie durch Zugabe von warmen Wasser leicht verdünnen kann. Weniger angenehm ist Bromoform; dieser hat aber den Vorteil, dass er eventuell nicht durch Mineralien zerlegt wird.

Die Trennung der Sandkörner auf Grund ihres spez. Gewichtes wird in speziellen, dazu konstruierten Apparaten vorgenommen (z. B. Apparate nach Thoulet, Harada, Brögger, Kaiser u. a.). In der ČSR. verwendet man an den Lehrkanzel für Bodenkunde der landwirtsch. Hochschule in Brünn zur mineralog. Analyse einen Zweihahneapparat, welcher eine Modifikation des Apparates nach Brögger vorstellt. Mit dieser Apparatur ist die Arbeit sehr bequem und es werden sehr leicht reine Mineralgruppen erhalten.

Vom bodenkundlichen Standpunkt und besonders wenn es sich um ein Urteil über die mineralog. Bodenkraft und den Gehalt an Pflanzennährstoffen handelt, muss man bei den Körnergruppen darauf achten, dass die K - u. Na- Ca-Feldspäte (Plagioklase), Amphibol, Augit, Glimmer, Epidot, Apatit u. a. abgetrennt werden. Dieser Anforderung müssen auch die Teilungsmethoden entsprechen. Die mineralogische Analyse kristalinischer Salzkrusten oder Hüllen, welche aus löslichen Salzen (Chloride, Sulphate, Karbonate) bestehen, muss direkt an den Böden mit dem Mikroskop vorgenommen werden.

Die ersten Forscher (vorwiegend Mineralogen) trennten die Minerale einzelweise. Praktisch gangbarer ist aber die Trennung in Gruppen von bestimmter Spannweite des spez. Gewichtes.

Eine solche Teilung für Bodenkundliche Zwecke wurde methodisch sehr zweckmässig von Fr. Steinriede vorgenommen, welcher den Bodensandanteil in 3 Mineralgruppen teilte:

- I. Gruppe (spez. Gew. 2.21 - 2.56) enthielt hauptsächlich K -Feldspäte.
- II. Gruppe (spez. Gew. 2.62 - 2.72) wurde von Plagioklas und Quarz gebildet.
- III. Gruppe (spez. Gew. grösser als 2.72) enthielt Glimmer, Amphibol, Augit, Eisenerze, u.a.

Weiters soll besonders noch auf die Teilung von Hendrick hingewiesen werden: Gruppe mit spez. Gewicht kleiner als 2.65, 2.65 - 2.90 und grösser als 2.90.

In der amerikanischen Literatur schlägt Jeffries folgende Teilung vor: Mineralgruppe von spez. Gewicht unter 2.62, weiters 2.62 - 2.86 und über 2.86.

In der ČSR. wurde zum erstemal die mineralogische Bodenanalyse von V. Novák durchgeführt, welcher die mineralog. Bodenreserven ausführlicher mit Rücksicht auf die mineralogische, resp. petrographische Mannigfaltigkeit der tschechoslowakischen Böden in 4 Gruppen teilt:

- I. Gruppe (s. Gew. kleiner als 2.60) enthält hauptsächlich K-Feldspäte.
- II. „ (s. G.2.60 - 2.69) wird von Quarz u. Na-Plagioklas gebildet.

III. „ (s. G.2.69 - 2.90) enthält Glimmer, NaCa-Feldspate u. Chlorite.

IV. „ (s. G. grösser als 2.90) wird von Amphibol, Augit, Turmalin, Epidot, Magnetit u. a. gebildet.

Weitere zahlreiche Analysen, welche von J. P e l i š e k in der bodenkundlichen Anstalt der Hochschule für Bodenkultur in Brno durchgeführt wurden, führten uns zur Ansicht, dass eine grössere Reinheit der einzelnen mineralog. Fraktionen und eine leichtere Teilung erzielt wird, falls die Minerale der Dichte nach in folgenden Gruppen geteilt werden:

Gruppe.	spez. Gewicht	Mineralog. Zusammensetzung
I.	kleiner als 2.60	K-Feldspate
II.	2.60 - 2.66	Quarz + Na-Plagioklas (Albit + Oligoklas)
III.	2.66 - 2.80	Na,Ca - Plagioklase
IV.	grösser als 2.80	Glimmer, Magnetit, Epidot, Amphibol, Augit u. a.

Die zweite Mineralgruppe überwiegend aus Quarz und Na-Plagioklas bestehend, kann eventuell noch weiter geteilt werden mit einer Lösung, deren spez. Gewicht 2.635 ist. Diese Teilung ist besonders in dem Falle möglich und vorteilhaft, wenn die Probe verwitterten Na-Feldspat enthält. Durch die teilweise Verwitterung wird das spez. Gewicht ein wenig vermindert (hauptsächlich bei Oligoklas), so dass mittels einer Lösung von 2.635 spez. Gewicht eine ziemlich gute Trennung des Quarzes von den Na-Feldspaten ermöglicht ist. Eine noch mehr detaillierte Trennung ist in meisten Fällen praktisch nicht nützlich (siehe z. B. die früher angegebene Trennung von T r u s o v oder nach Retgers).

Zur Bestimmung der Dichte der Trennungslösungen (bei dem Verdünnen) werden entweder einzelne Minerale von bestimmtem spez. Gewicht als Tauchkörper, oder die Mohr'sche Wage benützt. Wir empfehlen wegen Bequemlichkeit die Mohr'sche Wage.

3. Die Identifikation der Minerale wird zunächst orientierend mit dem Binokularmikroskop, hierauf gründlicher mittels optischer Methoden mit dem mineralog. Polarisationsmikroskop vorgenommen (Brechungsindex, Auslöschung, optischer Charakter u. a.). Siehe die für die Bodenkunde angewandten Methoden in den Büchern von Steinriede (33), Seemann (30) u. a.

Die bei der mineralog. Analyse tschechoslowakischer Böden sich bewährende Methodik hat folgenden Arbeitsgang:

Das Ausgangsmaterial bilden die Sandfraktionen (0.01 - 2.0 Mm.) und es ist empfehlenswert die Fraktionen von der mechanischen Bodenanalyse nach der B-Methode zu benützen. In der Sandfraktion werden eventuell vor allem Kalzitkörner und Kalkkonkretionen identifiziert. Von einer Durchschnittsprobe werden 5 - 8 Gramm (bei Humus- und Karbonatböden 8 - 12 Gr) in ein Becherglas geschüttet und dazu 50 - 80 ccm 10 % Salzsäurelösung gegossen. Die Flüssigkeit wird 5 Minuten schwach gekocht und hierauf auf 200 - 300 ccm. mit dest. Wasser verdünnt. Nach 2 - 3 Minuten wird die abgestandene trübe Flüssigkeit vorsichtig abgegossen, der Rückstand abermals mit destiliertem Wasser versetzt, welches nach 2 - 3 Minuten nochmals abgegossen wird; das Auswaschen wird so lange fortgesetzt bis die Flüssigkeitssäule über der Fraktion klar bleibt. Filtrieren darf man nicht, da der Filter nicht nur die Sandfraktion, sondern die Tonteilchen, welche zu entfernen sind, zurückhält. Die gereinigte und durchgespülte Fraktion wird in eine Schale gespült und in einem Lufttrockenschranken getrocknet. Wenn nötig, wird von der getrockneten Probe Magnetit und Haematit mittels Magnet getrennt*) und eventuelle Humussubstanzen durch Glühen entfernt. Von der so vorbehandelten Fraktion werden 2- 3 Gr. zur eigentlichen Analyse verwendet.

*Grössere Mengen von Fe_3O_4 und Fe_2O_3 können eventuell die Thoulet'sche Lösung infolge Kaliabsorption zerlegen.

Bei der mineralog. Trennung der feineren Sande ("very fine sand," Korngrösse 0.2 - 0.04 mm) muss die Zentrifuge angewandt werden. Wir empfehlen jedoch zur mineralog. Analyse hauptsächlich Sandproben der Korngrösse 0.1 - 2.0 mm. zu verwenden. Es ist zwar wahr, dass die mittlere Zusammensetzung am besten von der Fraktion 0.05 - 0.1 mm. (ev. 0.2 mm.) zu beurteilen wäre, aber die Identifikation der Minerale ist in dieser Fraktion schon erschwert. Die mineralogische Zusammensetzung der verschiedenen Korngrössen ändert sich mit der Feinheit des Kornes. Je feiner die Fraktion, desto mehr sie Quarz enthält [siehe z. B. Laufer - Wahnschaffe (56), Trusov (55) Pelišek (44)].

Die Trennung im Trennungsapparat geht von den schwersten Mineralgruppen zu den leichtesten vor. Die einzelnen Mineralgruppen werden am Filter aufgefangen, mit heissem Wasser gründlich durchgespült um die Thoulet'sche Lösung zu entfernen. Es ist empfehlenswert die einzelnen Mineralgruppen 2 - 3 mal mit einer und derselben Lösung zu trennen. Die abgetrennten Mineralgruppen werden getrocknet und unter dem Binokular und dem Polarisationsmikroskop die einzelnen Minerale festgestellt.

Wie sollen die Resultate der mineralogischen Bodenanalyse ausgedrückt werden? Es gibt mehrere Möglichkeiten:

1. Man kann quantitativ in Prozenten nur die Gesamtmenge der Hauptgruppen der Minerale (Quarz, K-Feldspat, Na-Feldspat, CaCO_3) ohne weitere nähere Identifikation in dem Anteile der untersuchten Sandprobe angeben.

2. Die Gesamtmenge der einzelnen Mineralgruppen wird in bezug auf die ganze Bodenmasse, resp. auf die Flächeneinheit (1 ha, 1 a) bezogen, ausgedrückt. In Voraussetzung, dass die mineral. Zusammensetzung der IV. Fraktion etwa dasselbe Bild gibt, wie die Zusammensetzung der einzelnen sandigen Fraktionen, können wir aus dem Gesamtgewichte der Fraktionen (durch mechanische Analyse erhalten) ungefähr den quantitativen Gehalt der einzelnen Mineralgruppen der ganzen Bodensubstanz berechnen.

3. Die einzelnen Mineralgruppen werden noch weiter aufgeteilt. Die weitere Trennung der K-Feldspaten und Plagioklasen halten wir aber für praktisch wertlos, da man dieselbe nicht genau durchführen kann (angewitterte Plagioklase!). Man kann sich nur auf eine quantitative Aufzählung der Minerale, besonders in der Gruppe der schwersten Minerale beschränken.

Bodenklassifikation nach der mineralog. Zusammensetzung.

Die mineralogische Zusammensetzung kann auch zur Bodenklassifikation herangezogen werden. Es ist vorteilhaft die Mineralkraft des Bodens nach dem Gehalt des verwitterten mineralischen Bodenanteiles zu klassifizieren. Diesen Mineralanteil stellt die Summe der K-Feldspate, Plagioklase und Minerale mit einem grösseren spez. Gewicht als 2.80 vor. Als nichtverwitterter Bodenanteil wird Quarz bezeichnet, welcher praktisch keine Pflanzennährstoffe enthält.

Nach dem Gehalt des verwitterten Mineralanteiles an der ganzen Bodensubstanz können die Böden folgend klassifiziert werden:*)

% des verwitterten mineralog. Anteiles	Bezeichnung.
0 - 10	Mineralleere Böden
10 - 20	Böden mit schwacher Mineralkraft
20 - 30	Böden mit mittlerer Mineralkraft
30 - 40	Böden mit starker Mineralkraft
> 40	Böden mit sehr starker Mineralkraft.

*)Bei der Umrechnung wird vorausgesetzt, dass die Tonfraktion einen praktisch bedeutungslosen Anteil an verwitterungsfähigen Mineralen aufweist.

Vorschläge: Wir empfehlen die Methoden für die mineralogische Analyse gründlicher zu prüfen um sie, wenigstens in grossen Umrissen, für die internat. Zwecke einheitlich zu gestalten. Besonders sollten folgende Punkte berücksichtigt werden:

1. Welche Sandfraktionen sind für die mineralogische Analyse am besten geeignet, um daraus quantitativ den verwitterten Mineralanteil, bestimmen zu können?

2. Welches Trennungssystem, dem spez. Gewichte nach, die Grundlage bilden soll und welche Trennungsflüssigkeiten zur Teilung benützt werden sollen?

3. Welche Trennungsapparatur zur Teilung mineralogischen Gruppen zu verwenden ist?

4. Welche Klassifikationsskala nach der Mineralkraft anzuempfehlen?

Zu diesem Zwecke ist es nötig eine Reihe mineralogischer Bodenanalysen von verschiedener Bodentypen, auf verschiedenem Muttergestein und aus verschiedenen Ländern und Lokalitäten, zu besitzen.

Literatur.

1. SPRENGEL, C.: Die Bodenkunde oder Lehre vom Boden. 2. Aufl. Leipzig, 1844.
2. FALLOU, F. A.: Pedologie od. all. u. bes. Bodenkunde, Dresden 1862.
3. LORENZ, O.: Grundsätze f.d. Aufnahme landw. Bodenkarten. Wien 1868.
4. SENFT, F.: Steinschutt und Erdboden 1867. Lehrbuch der Gesteins- u. Bodenkunde. Berlin 1877.
5. THOULET: Bull. de la soc. univ. de France, 1879, 2, S. 17-24.
6. FARSKÝ, F.: Bericht d. Landw. Chem. Ver. Stat. Tábor, 1880, 24, (Jahrb. Agrik. Chem. 1881, 6).
7. KLEIN, D.: Comptes rendus, 1881, 83, S. 318-321.
8. GOLDSCHMIDT, V.: Neues Jahrbuch f. Min., 1881, Bd. 1. S. 179-238.
9. GISEVIUS, P.: Beiträge zur Methode der Bestimmung des spez. Gewichts von Mineralien und der mechanischen Trennung von Mineralgemengen. Landw. Versuchstationen 1883, Bd. 28, S. 369-449.
10. ROHRBACH: Neues Jahr., 1883, 2, S. 186-188.
11. BRÖGGER, C. W.: Om en ny konstruktion af et isolation-apparat for petrografiske undersøgelser. Geolog. Fören in Stockholm förhandl. 1884, VII, S. 417-427. Neues Jahrb. f. Min. usw. 1885, ref. S. 395.
12. MANN, P.: Trennung der Mineralien durch den Elektromagneten. N. J. f. M. 1884, II. S. 181.
13. BRAUNS, R.: Neues Jahrb. f. Min., 1886, 2, S. 72-78. 1888, 1, S. 213-214.
14. RETGERS, J. W.: Neues Jahrb., 1889, 2, S. 185-192.
15. HILGARD, E. N.: Verhandlungen der 5. Hauptversammlung des Verbandes landw. Versuchsstat. L. V. Stat. 1893, 42.
16. RETGERS, J. W.: Neues Jahrb., 1893, I, 90-94, Zeitschr. f. phys. Chemie 1890, 5, 451.
17. RETGERS, J. W.: Über die mineralogische und chemische Zusammensetzung der Dünen-sande Hollands und über die Wichtigkeit von Fluss- und Meersandes-Untersuchungen in Allgemeinen. N. J. f. Min., 1895, I, 32, 34.
18. SCHRÖDER VAN DER KOLK: Neues Jahrb. f. Min., 1895, I. S. 272-276.
19. MUTHMANN, V.: Zeitschr. f. Kristallographie 1899, 30.
20. WULFING, E. A.: Untersuchung des bunten Mergels der Keuperformation auf seine chemischen und mineralogischen Bestandteile. Jahrb. f. vaterland. Naturkunde 1900, 56, Ref. N. J. f. Mineralogie 1901.
21. DUMONT, J.: Séparation des espaces minérales de la terre arable. Compt. rend. de l'Ac. 1905, 140, 1111.
22. BIÉLER-CHATELAIN: Role des micas dans la terre arable. Compt. rend. de l'Ac., 1910, 150, S. 1132.
23. BLANCK, E.: Die Glimmer als Kaliquelle für die Pflanzen und ihre Verwitterung. J. f. Landw., 1912, 60, S. 97.
24. RASTALL, R. H.: Die mineralogische Zusammensetzung von Sanden und Kiesen aus Cambridgehire. Proc. Cambr. Philos. Society 17, 1, 132-143, 1912.
25. ROBINSON, W. O. und CAUGHEY, W.: Die chemische und mineralogische Untersuchung einiger chinesischer Tonböden. Ref. J. d. Agr. Ch., 1912, 76.
26. FALKENSTEIN VON V. U. H. SCHNEIDERHÖN: Verwitterung der Mineralien eines Mörkischen Dünsandes unter Einfluss der Waldvegetation. Int. Mitteil. f. Bodkde, B. II, H. 2/3, 1912.

27. BLANCK, E. : Gesteine und Böden in ihrer Beziehung zur Pflanzenernährung. Landw. Vers. Stat., 1912, 77.
28. CAUGHEY, W. J. MC. : Mineralogische Bodenanalyse. Journ. of Ind. and Eng. Chem. V. 562-564 (Nach. chem. Zentr. 1913, 1164).
29. VENDL : Quantitative mineralogische Analyse sandiger Böden der Insel Czepele in Ungarn. Budapest 1913. Ref. Intern. agr.-technische Rundschau des intern. landw. Inst. in Rom 1914, V. S. 358, No. 205.
30. SEEMANN, FR. : Leitfaden der mineralogischen Bodenanalyse. Wien und Leipzig, 1914.
31. KEILHACK, K. : Lehrbuch der praktischen Geologie. II. Bd., Stuttgart 1917.
32. NOVÁK, V. : (Nerostné složení půd a rezervy živin v půdě) Mineralogische Zusammensetzung der Böden. Zeměd. Archiv, roč. X, č. 3-4, 1919.
33. STEINKRIEDE, FR. : Anleitung zur mineralogischen Bodenanalyse 1889, II. Aufl. Leipzig 1921.
34. HENDRICK u. NEWLANDS : The value of mineralogical examination in determining soil types. Journ. Agr. Sci. (England) 13 : 4, 1923.
35. HENDRICK and NEWLANDS : Ibidem 15 : 260.
36. HENDRICK, J. and NEWLAND, G. : The mineral composition of the soil as a factor in soil classification (Proceed. Congr. Washington, Vol. IV. p. 104) 1928.
37. CORRENS, C. SCHLUNZ, F. : Mineralogische Untersuchungen dreier mecklenburgischen Böden. Z. f. Pflanzen. Düng. u. Bodk., Bd. 44, H. 4/6. s. 316. 1935.
38. TAMM, O. : Eine Schnellmethode für mineralogische Bodenuntersuchung (Svenska skogsvårdsföreningens Tidskrift, H. I-II. s. 231, Stockholm 1934.)
39. HART, R. : Soil mineralogy applied to problems of classification. III. Intern. Congr. of soil Science, Oxford 1935, Vol. III. p. 140.
40. PELÍŠEK, J. : (Příspěvek k poznání minerální síly lesních půd Vysokých Tater). Ein Beitrag zur Kenntniss der Mineralkraft von Waldböden der Hohen Tatra. Věstník ČAZ 1934, č. 6/7.
41. ZEMLACHENSKY, P. A. : The role of mineralogy in soil science. Pedology 29, 1935, 609-618.
42. PELÍŠEK, J. : (Minerální složení a minerální síla hlín moravského diluvia). Mineralische Zusammensetzung und Mineralkraft der Lehme des mährischen Diluviums. Sborník ČAZ 1935, str. 88-95.
43. NOVÁK, V. a PELÍŠEK, J. : (K charakteristice diluviálních hlín ve ve Slezsku a Hlučínsku.) Zur Charakteristik der Diluviallehme in Schlesien und in Hultschingebiet ČSR. Sborník ČAZ 1936, str. 67-73.
44. PELÍŠEK, J. : (Příspěvek k minerálnímu složení půd a spraší M. Hané). Ein Beitrag zur mineralog. Zusammensetzung der Böden u. Löss aus der Kl. Hana in Mähren ČSR. Sborník Klubu Přírodovědec. Brno, 1936.
45. JEFFRIES, C. D. : The mineralogical composition of the very fine sand of some Pennsylvania soils. Soil Science 1937, No. 5, p. 357.
46. ENGELHARDT, W. : Mineralogische Beschreibung eines mecklenburgischen Bodenprofils. Chemie d. Erde Bd. 11, 1937.
47. MCCAUGHEY, W. J. and FRY, W. H. : The microscopic determination of soil forming minerals. U.S. Dept. Agr. Bur. Soils Bul. 91.
48. VOLK, N. J. : Formation of muscovite in soils and refinements in specif. gravity separations. Am. Journ. Sci., 26, 114-129.
49. PLUMMER, J. K. : Relation of the mineralogical and chemical composition of the fertilizer requirements of North Carolina soils, H.N.C. Techn. Bul. 1914.
50. AGAFONOFF, M. V. ET BRIOUX, M. : Etude sur les sols de Limon de la Seine inférieure. Ann. Agron. 1931.
51. AGAFONOFF, V. : Sur quelques sols latéritiques rouges et jaunes du Brésil. Rev. de Bot. appliqué et d'Agric. Tropical, Vol. XI, 1931, n. 118.
52. AGAFONOFF, V. : Sur quelques sols rouges et Bienhoa de l'Indochine. Rev. d. Bot. appliq. et d'Agric. coloniale Vol. IX., 1929, n. 89-90.
53. AGAFONOFF ET GRAZIANSKY : Contribution à l'étude des sols rouges Méditerranées de France. Revue d. Géograph. phys. 1933, Vol. VI, fasc. 2.
54. GLINKA, D. : Pedology (russisch). Petrograd 1915.
55. TRUSOV : Materialy po izučeniju ruskich počv. Vyp. 20 - 21, 1911.
56. LAUFER UND WAHNSCHAFTE : Abhand. zur geol. Spezialkarte von Preussen, Bd. III., H.2.
57. SABBAN : Mitt. aus dem Mecklenb. Geol. Anstalt, VIII., Rostok 1897.
58. SIGMOND, A. VON : Verwitterung der Böden und Nützlichkeit der mineralogisch-petrographischen Bodenanalyse. Budapest 1908. Földtani Közlöny. Zeitschr. d. Ung. Geol. Ges. u. d. K. Ung. Geol. Reichsanstalt.

Pore-Size Distribution as Revealed by the Dependence of Suction (pF) on Moisture Content.

R. K. SCHOFIELD.

Rothamsted Experimental Station, Harpenden, England.

The behaviour of water in relatively coarse-grained materials is satisfactorily explained by the laws of hydrostatics, surface tension and viscosity. Haines (1), for instance, showed that the observed relationship between the amount of water in a fine sand and its pressure-deficiency is in complete accord with theoretical expectations. The pressure-deficiency or suction is the amount by which the hydrostatic pressure of the water in the pore-space is less than the atmospheric pressure. The development of a high degree of suction in the retained water leads to a lowering of the relative vapour pressure. In general the reduction ΔF in the free energy is given as the height H in centimetres of a column of water by the expression

$$H = \frac{2.3 RT}{981 \times 18} \log_{10} \frac{p_0}{p} \quad . \quad . \quad . \quad (i)$$

When none of the reduction of the vapour pressure can be ascribed to dissolved matter it is evident that this hypothetical column of water having its base at atmospheric pressure will, at its summit, be under the same suction as the water in the porous substance. We cannot compute the suction, S , in dynes/cm.² without a knowledge of the density, ρ , of water under tension; but, in the absence of dissolved matter, H is uniquely related to it by the expression

$$H = \int \frac{1}{\rho} dS.$$

Thus H is, in itself, a satisfactory measure of suction.

In view of the very great suctions that are developed on drying, it is more convenient to work with $\log_{10} H$, for which the symbol pF was proposed in an earlier paper (2).

While it is scarcely true that surface tension is the *cause* of suction, it is evident that it plays an important part in the retention of water by porous materials. The numerical value of the surface tension is probably somewhat changed when water is under great suction. Nevertheless there must be a substantially stable relationship between the suction and the size of the pores which, being full, would be emptied by a slight rise in suction or, being empty, would be filled by a slight fall in suction. There is, no doubt, some hysteresis in this relationship, but this does not invalidate the general argument.

Fig. 1 illustrates the way in which a study of the relationship between the pF and the moisture content can throw light on the pore-size distribution. The four curves at the top have been computed from the measurements of H. E. Middleton (3) who determined the moisture contents of samples of soil "colloids" after reaching equilibrium in atmospheres of controlled relative humidity.

The samples were first oven dried. Hence the abscissa indicates the pore-space which fills as the pF falls from about 6.9 to the value of the ordinate. Thus when the Norfolk colloid was placed over 30 per cent. sulphuric acid (pF 5.6) only 7.66 per cent. of water was absorbed. The absorption increased to 18.06 per cent. over 16 per cent. acid (pF 5.1) and to 25.41 per cent. over 10 per cent. acid (pF 4.8). The

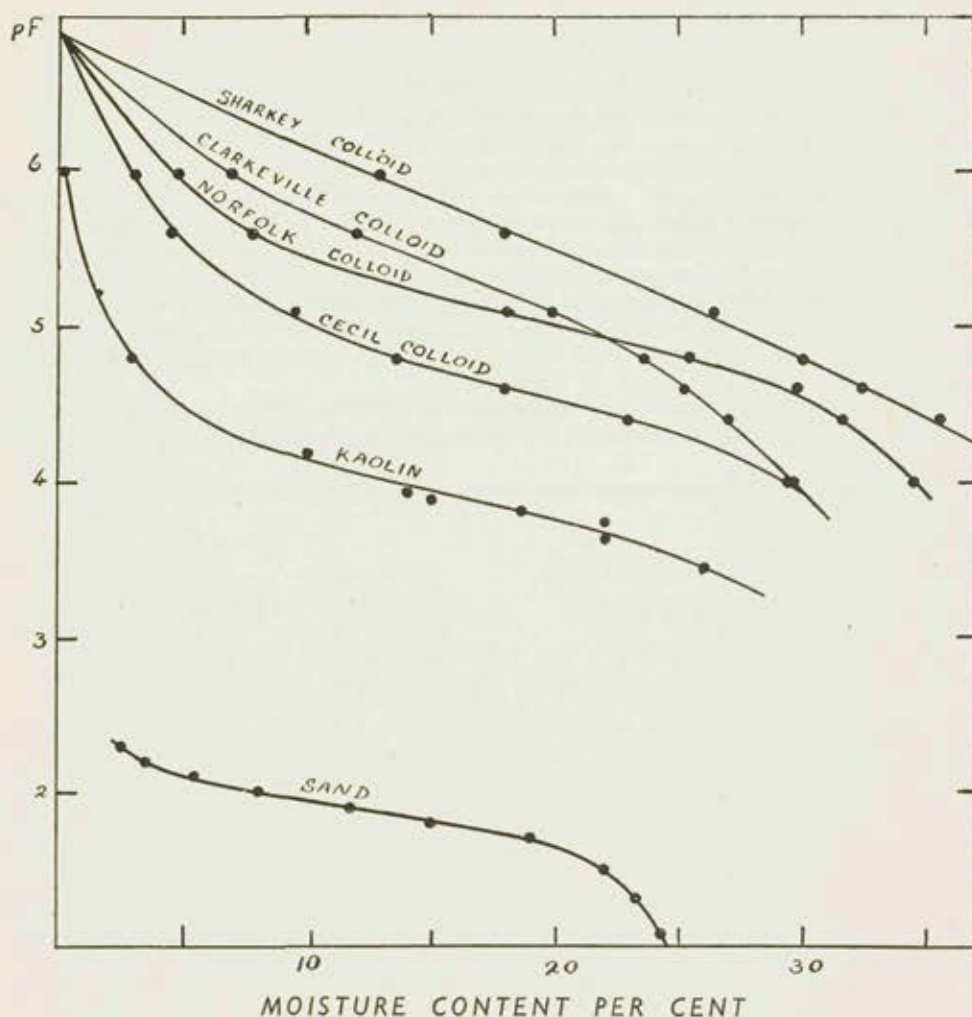


Fig. 1.

form of the curve indicates that the pore-space is completely full at about 37 per cent. moisture content. Thus nearly half of it fills up within a range of 0.8 logarithmic units, which corresponds to a factor of 6 in H . The pore-space of the Norfolk colloid was therefore relatively homogeneous, the pore sizes being distributed about an average which fill up at pF 5.1.

The pore-spaces of the Clarkeville and Cecil colloids were rather less homogeneous. The former was evidently saturated at about 32 per cent. moisture content and half saturated at pF 5.3. The Cecil colloid had the coarsest pore-space and its saturation point is less clearly defined, but it was approximately half-saturated at pF 4.6.

Applying the same reasoning to the Sharkey colloid we conclude that it contains considerably more very fine pores than the others and a generally wider size distribution. The forms of all the curves, and particularly of this one, are doubtless influenced

by swelling. This phenomenon, which is discussed below, involves an enlargement of the pore-space consequent on the diminution of the suction.

The lowest curve was computed from the results of an experiment of F. H. King (4), in which a column of sand, of which the particles were slightly less than 0.2 mm. in diameter, was first saturated and then allowed to drain, evaporation being prevented. After nearly two years the column was taken down in sections. The curve shows the relationship between the moisture content at H cm. above the free water level and $\log_{10} H$ (pF). It indicates that the pore-space was nearly uniform and that, on drying, half saturation was reached at pF 1.9.

The curve for kaolin was obtained mainly from freezing point determinations [Schofield (2)]. Freezing is a drying process and this curve, like that for the sand, indicates the amount of water retained at different suctions but lost on oven drying. The average pore size, as indicated by the position of the curve, falls between that of the sand and the "colloids" in the way that would be expected from the particle size distribution of these materials [cf Robinson (5)].

The position is, however, complicated by the fact that clays generally shrink when dried and swell when re-wetted. Their pore-space is not constant. When a

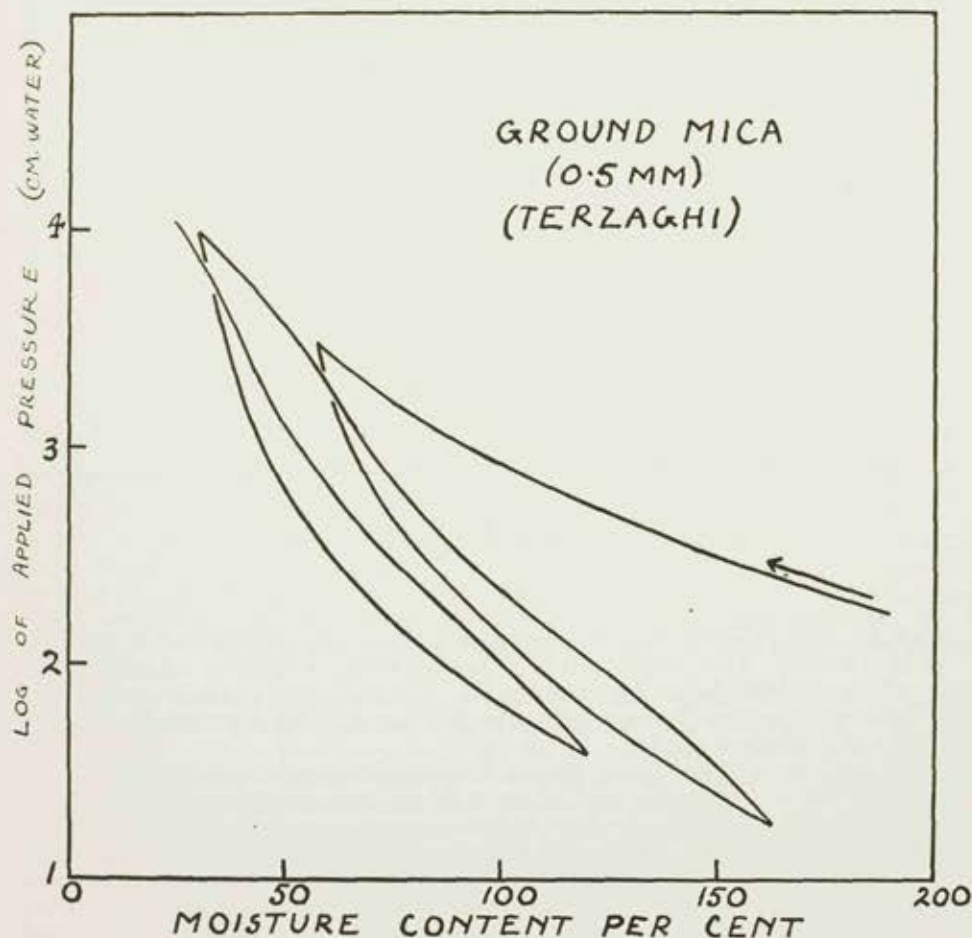


Fig. 2.

clay has been thoroughly worked with water the shrinkage on drying is often considerable. The subsequent swelling on re-wetting may be slight or considerable, depending on the nature of the material, but is never as great as the shrinkage. The high suction that is developed on drying forces the particles into a closer packing, and the original arrangement is never completely restored on re-wetting without re-working.

Terzaghi (6) has determined the amount of water that is released when clay pastes are compressed in cylinders with porous ends. The re-absorption of part of the water when the applied pressure is removed is attributed by him to the elasticity of the clay particles which are generally considered to be plate-like. In support of this idea he quotes the results of compressing and releasing a paste of ground mica. These are plotted in Fig. 2 using the logarithm of the applied pressure as ordinate. A considerable part of the first compression and a small part of the second were irreversible. There was also a marked hysteresis and the re-absorption of water was rather slow.

Fig. 3 has been constructed from measurements by Puri, Crowther and Keen (7). A sample of a clay soil was oven-dried and allowed to take up water vapour in stages

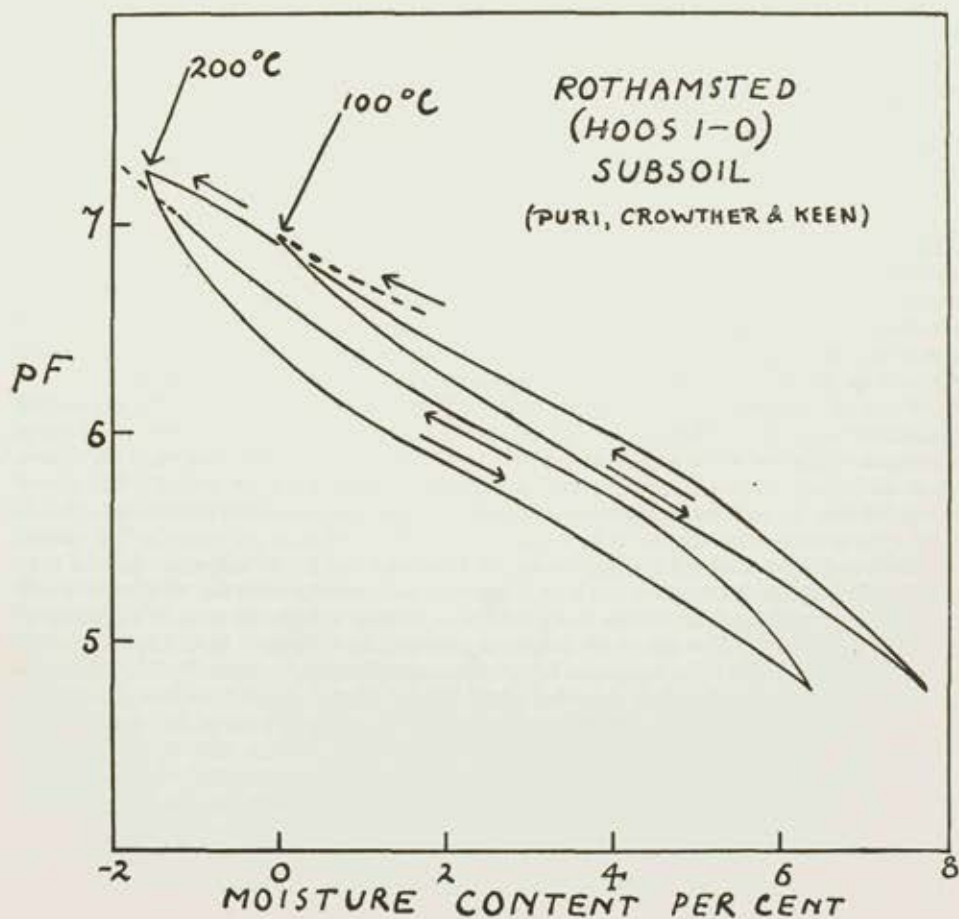


Fig. 3.

by placing it in a series of atmospheres of controlled humidity. It was then returned by stages to an oven at 200°C. After being dried at 200°C. it was again wetted and re-dried in stages.

The resemblance between Fig. 2 and Fig. 3 is striking. At the same time it would obviously be rash, on this evidence alone, to conclude that the effect of raising the temperature of the drying oven from 100°C. to 200°C. was simply an irreversible compression of the clay aggregates caused by the increased suction in the water they still contained. Nevertheless water is still retained even after oven drying. E. W. Russell (8) has obtained evidence, both from a study of apparent density and from loss on ignition, that the amount of water retained against intensive drying depends on the exchangeable ions in the order $Mg^{++} > Ca^{++} > Na^{+} > K^{+}$. How far the retention of water at very high pF values (over 7) can be regarded as due to "capillarity" it is at present difficult to say. The close association of the exchangeable ion content both with the heat of wetting and with the difference in apparent density in polar and non-polar liquids indicates that dielectric effects are of first importance in these phenomena. The exchangeable ions may influence the magnitude of the pore-space in three ways. They may, on account of their size and hydration, prevent the surfaces of the particles from coming into contact. They may (particularly if monovalent) be dissociated and give rise to diffuse double layers round the particles which are consequently repelled from one another [Schofield (9)]. Finally they may (particularly if polyvalent) link particles together and so prevent the packing from being as close as it otherwise would be under the influence of a given suction.

The detailed study of the changes which occur in the reflection of X-rays by montmorillonite and related minerals in response to changes in moisture content will doubtless throw much light on this subject. Hoffman, Endel and Wilm (10) postulated that these crystals consist of a series of plate-like lattices 9.6 Å thick separated by layers of water molecules. According to their view not only does the removal of water by drying at relatively low temperatures cause the lattices to approach one another, but the water layers will spontaneously reform on remoistening, causing the lattices to separate again. If we regard the individual lattices as the "solid" part of the crystal, the variable distances between the lattices can be treated as a particular manifestation of a variable pore-space which is always full of water. As air never enters these pores the pF moisture curve gives us no indication of their size.

Thus in discussing the moisture relationships of clays it is essential to realize that an increase in suction generally has two effects. On the one hand some pores are emptied, the water being replaced by air, while on the other there is a reduction due to shrinkage in the size of the pore-space that remains full of water. The effect of a reduction in suction is likewise twofold. No experiments have yet been made which enable those two effects to be separately determined over an extended pF range.

Haines (11) measured the shrinkage of kneaded blocks of soil and clay as they dried. At first the decrease in volume corresponded exactly with the weight of water lost. At this stage no air enters the pore-space, which simply shrinks in response to the rise in suction. The point of departure from this "linear" shrinkage indicates the first entry of air. In the case of a clay separate this occurred at 22 per cent. moisture. During the drying process, while the moisture content was about 34 per cent., the clay block was left for a short period in an atmosphere from which it was able to take up a small amount of moisture. Thus it is certain that at 22 per cent. moisture the vapour pressure must have been appreciably depressed. A determination of its value would have given a measure of the suction at which air first entered. Comparison with other data indicates a value in the neighbourhood of pF 5.

With coarse materials, such as silts and sands, the suction at which air first enters the pores may be directly found by placing the moistened materials on a filter and

observing the minimum suction needed to bring air through the mass. Measurements of this kind have been made by Englehardt (12) and by Trénel (13) with separates of known particle-size distribution. Where the particles are approximately spherical and of the same diameter and are fairly closely packed the effective pore diameter is about one fifth the particle diameter. The pore diameter, d , of a material that will just let air through under a suction H may be computed from the relationship

$$d = \frac{4\sigma}{981H} \quad \text{. (ii)}$$

Taking 72 dynes/cm. as the surface tension, σ , we obtain, when H equals 10^3 (one atmosphere) 3μ for the pore diameter and 12μ to 15μ for the corresponding particle diameters. On this reckoning, the pores through which air first entered the Haines' block of kneaded clay were of the order of 0.03μ in diameter: such as would be formed by uniform spherical particles 0.12μ to 0.15μ in diameter. It is satisfactory to note that approximately half the weight of clay separate used by Haines settles more slowly than $\log V = 6.3$ for which the "equivalent diameter" is 0.14μ . Looked at from the same standpoint the curves in Fig. 1. also give entirely reasonable average pore diameters, the values being approximately Norfolk colloid 0.025μ , Clarkeville colloid 0.015μ and Cecil colloid 0.08μ . Even in the case of the Clarkeville colloid the diameter exceeds fifty times the diameter of a water molecule, so it is still reasonable to speak of a meniscus and of surface tension, even though the value 72 dynes/cm. may not be strictly applicable in this case.

Following the classical work of van Bemmelen (14) the interpretation of vapour pressure isotherms of silica and other rigid gels has been much discussed, and the recent work of Lambert (15) and his pupils has gone far towards clarifying the position. From an examination of their results it appears that hysteresis occurs whenever the pore-size exceeds a critical value equivalent to a capillary about 0.002μ in diameter. For gels with pore-sizes exceeding this limit they have confirmed the finding of Anderson (16) that substantially the same value is obtained for the equivalent diameter whether water, alcohol, or benzene is used. In these calculations the normal values for the surface tensions were used. It is not suggested that the values obtained in this way are exact. All surface tensions are presumably altered in the same sense when the meniscus is very strongly curved. The amount of the alteration must differ from liquid to liquid and one may judge that if it amounted to more than 50 per cent. the agreement would not have been as close as that found. Hence we have good grounds for believing that up to about pF 6 the water remaining in a soil meets the air (or vapour if the sample has been evacuated) in a meniscus having a curvature which can be obtained, at least approximately, from the Kelvin equation.*

The non-appearance of hysteresis when pores of a rigid gel are very small is quite understandable. Such hysteresis is, we believe, due to the irregularities in capillary diameter which are bound to occur in a cellular pore-space. When, however, the pore size is so small that the irregularities are scarcely bigger than the diameter of a liquid molecule, the ordinary reasoning can no longer be applied. It should be noted that, in the case of silica gel "A" investigated by Lambert and Foster, hysteresis was found with water, but not with ethyl alcohol. This indicates that the critical pore-size depends on the size of the liquid molecules, and that the pores of this gel, roughly 0.002μ in diameter, were just large enough to give hysteresis with water but not with ethyl alcohol. Their gel "B," with pores roughly 0.003μ diameter, gave hysteresis

*The direct relationship between d and p which is obtained when (i) and (ii) are combined: thus,

$$d = 4\sigma \times 18/2.3 RT \log_{10} \frac{p}{p_0}$$

with both. The failure of Patrick (17) and his pupils to observe hysteresis may be ascribed to the small pore diameters of the silica gels they used

Although Lambert and Foster's results give a limit at about pF 6.2. for hysteresis in a rigid gel, it does not follow that the conception of a curved meniscus is entirely invalid above this suction. Crowther and Puri (18), it may be recalled, brought oven-dried soil samples into equilibrium to a series of known relative humidities and then observed their effect on the freezing point of benzene. They pointed out that their results could be explained by a reduction of the suction of the water remaining in the samples consequent on the substitution of water-benzene for water-air menisci. They used the normal values of surface and inter-facial tensions to calculate the position of a theoretical curve connecting the freezing point depression of the benzene with the relative vapour pressure of the samples before contact with benzene. The experimental determinations showed no systematic departure from this curve though some individual points fell 0.005°C. away from it. Owing to the form of the curve this uncertainty is too large to justify our drawing any conclusions about the wettest or driest samples. Though the uncertainty in the central part of the curve is the same in absolute magnitude it is relatively less serious, and the upshot is that we have evidence of the existence of a curved meniscus up to about pF 6.5.

This does not mean that the equivalent diameter 0.001μ obtained from equation (ii) for this value of H is a quantitative measure of the curvature of the meniscus. Under these conditions none of the water molecules is distant more than a few molecular diameters from solid matter, and it is evident that with further reduction in pore size the adhesion between the water and the solid must become the controlling factor. Between pF 6 and pF 7 we find, not a sharp break, but a region of transition. Thus by determining the pF moisture curve for the replacement of air by water (wetting) or water by air (drying) an approximate measure can be obtained of the pore-size distribution down to an equivalent pore diameter of about 0.002μ . We find, as would be expected, a general correspondence between pore-size distribution and particle size distribution, but the same particles can be packed in so many ways that a quantitative relationship cannot be hoped for. For many practical purposes it is unnecessary to enquire why the pF moisture curve is of a particular form: it is merely necessary to know the moisture content of a particular pF (e.g. the wilting coefficient at pF 4.2.) At the same time our confidence is increased by the knowledge that the curves can be accounted for quite satisfactorily using only well-known physical laws, and that it is unnecessary to introduce special hypotheses involving the existence of water in different forms.

Summary

By following the invasion of air into the pores of soil samples as the pF rises and its replacement by water as the pF falls a measure is obtained of the pore-size distribution.

When the suction does not exceed pF 6 (50 per cent. R.H.) there are good reasons for believing that results of the right order of magnitude are obtained by assuming the normal value for the surface tension.

Above pF 6 the direct adhesion of the water molecules to the solid surfaces and to the exchangeable ions are probably the controlling factors.

References

1. HAINES, W. B. Jour. Agric. Sci., **20**, p. 97 (1930).
2. SCHOFIELD, R. K. Trans. Third Int. Cong. Soil Sci., Oxford, Vol. 2, p. 37 (1935).
3. MIDDLETON, H. E. Trans. First Int. Cong. Soil Sci., Washington, Vol. 1, p. 446 (1927).
4. KING, F. H. Wisconsin Agric. Expt. Sta. Ann Rep. **11**, p. 285 (1894); **14**, p. 254 (1897).
5. ROBINSON, G. W. Jour. Agric. Sci., **14**, p. 626 (1924).

6. TERZAGHI, C. Trans. First Int. Cong. Soil Sci., Washington, Vol. 4, p. 127 (1927).
7. PURI, A. N., CROWTHER, E. M. and KEEN, B. A. Jour. Agric. Sci., **15**, p. 68 (1925).
8. RUSSELL, E. W. Phil. Trans. Roy. Soc. London, A. **233**, p. 361 (1934).
9. SCHOFIELD, R. K. Trans. Third Int. Cong. Soil Sci., Oxford, Vol. 1, p. 30 (1935).
10. HOFMANN, V., ENDELL, K. and WILM, D. Z. Zeit. Kristallogr., **86**, p. 340 (1933).
11. HAINES, W. B. Jour. Agric. Sci., **13**, p. 301 (1923).
12. ENGLEHARDT, J. H. Soil Res., **2**, p. 204 (1930).
13. TRENEL, M. Trans. Third Int. Cong. Soil Sci., Oxford, Vol. 1, p. 15 (1935).
14. BEMMELN, J. M. van. "Die Absorption" (Theodor Steinkopff, 1910).
15. LAMBERT, R. and CLARK, A. M. Proc. Roy. Soc., A. **177**, p. 183 (1927) and A. **122**, p. 497 (1929);
 LAMBERT, R. and FOSTER, A. G. *ibid.* A. **134**, p. 246 (1931);
 FOSTER, A. G. *ibid.* A. **146**, p. 137 (1934); A. **147**, p. 128 (1934) and A. **150**, p. 77 (1935).
16. ANDERSON, J. S. Zeit. Phys. Chem., **88**, p. 191 (1914).
17. MCGAVACK, J. and PATRICK, W. A. Jour. Amer. Chem. Soc., **42**, p. 946 (1920).
18. CROWTHER, E. M. and PURI, A. N. Proc. Roy. Soc., A. **106**, p. 232 (1924).

Zur Beurteilung des pflanzenaufnehmbaren Wassers aus dem Boden mit Hilfe des pF-Wertes.

Von. DR. F. ALTEN, Berlin-Lichterfelde.

Zur Beurteilung des Wasserhaushaltes der Böden ist von Schofield (1) der Begriff "pF-Wert des Wassers im Boden" eingeführt worden. Nach Schofield ist der pF-Wert des Wassers im Boden der Logarithmus des Kapillaritäts-Potentiales nach Buckingham. (2) Dieses Buckingham'sche Kapillaritäts-Potential ist die Höhe einer Wassersäule in cm, die dem augenblicklichen Saugdruck eines Bodens entspricht, der von seinem jeweiligen Wassergehalt abhängig ist. Das Kapillaritäts-Potential CP und natürlich ebenso der pF-Wert als Logarithmus von CP

$$\log CP = pF$$

sind abhängig von der Art und Grösse der Oberfläche des Bodens und seinem Wassergehalt.

Das Kapillaritäts-Potential lässt sich direkt bestimmen, es ist der Wassergehalt im Boden in ein Gleichgewicht zu bringen mit einer Wassersäule. Die Höhe der Wassersäule mit dem Boden ergibt direkt CP. Theoretisch möglich ist eine derartige Messung nur bis zu 1 at, also bis 1000 cm H₂O-Säule, pF = 3. Ist der Saugdruck des Bodens grösser, müssen zur Bestimmung von CP bzw. pF indirekte Methoden benutzt werden. Derartige indirekte Methoden sind einmal die Bestimmung des Dampfdruckes des Bodens, nämlich die Bestimmung seiner relativen Feuchtigkeit h und zweitens die Bestimmung der Gefrierpunktniedrigung t. (3) Der pF-Wert wird dann wie folgt berechnet:

$$pF = 6.5 + \log (2 - \log h)$$
$$pF = 4.1 + \log t$$

Diese Art der Bestimmung von CP und pF zeigt, dass das CP nichts anderes ist als der osmotische Druck des Wassers im Boden, den Vageler und Alten (4) aus der Hygroskopizität und dem Wassergehalt des Bodens berechnen:

$$p = 50.0 \left(\frac{Hy}{W} \right)^3 \text{ at (4)}$$

Durch Multiplikation mit 1000, also Umrechnung von at auf cm Druck wird direkt das Kapillaritäts-Potential erhalten.

$$CP = 5 \times 10^4 \left(\frac{Hy}{W} \right)^3 \text{ cm}$$

Dabei können Hy und W sowohl auf Gewicht wie auf Volumen bezogen werden.

Die Beurteilung des Wasserhaushaltes des Bodens auf der Grundlage des pF-Wertes, des Kapillaritäts-Potentiales oder des osmotischen Druckes des Wassers im Boden, das alles das gleiche ist, hat gegenüber der früheren Betrachtungsweise, die sich in erster Linie auf der Wasserkapazität des Bodens aufbaute, erhebliche Vorteile.

Der Wasserhaushalt des Bodens wird nicht nur durch das Gewirr von Kapillaren fixiert, deren Durchmesser von der Grösse der Bodenteilchen abhängig ist. Er muss vielmehr als ein energetisches Problem aufgefasst werden. Das Wasser wird von dem Boden als H₂O-Dipol durch elektromagnetische Kräfte festgehalten. Ein Teil des Wassers wird als Hydratationswasser von austauschfähigen Kationen an den Adsorptionskomplex des Bodens gebunden. Ein weiterer Teil des Wassers wird als Dipol durch die geringeren elektromagnetischen Kräfte von den Oberflächen anderer

Teilchen festgehalten. Das in den Kapillaren vorhandene Wasser wird ebenfalls durch elektromagnetische Kräfte an seiner Stelle festgelegt. Die Grenzfläche der Kapillaren ist mit H_2O -Dipolen belegt. Diese H_2O -Dipole verkleinern die Oberfläche der die Kapillaren begrenzenden Bodenteilchen, da diese Grenzfläche zwischen Kapillaren und Bodenteilchen konvex gekrümmt ist. Durch diese Verkleinerung der Grenzfläche wird die Verringerung der elektromagnetischen Feldwirkung der Bodenoberfläche, die durch das Übereinanderlagern der H_2O -Dipole bei einer ebenen Grenzfläche vorhanden ist, aufgehoben. Die Eigenbewegung der H_2O -Dipole wird kleiner, da sich die Oberfläche verkleinert. Die H_2O -Dipole können weitere H_2O -Moleküle in eine bestimmte Lage zwingen. Die Kapillaren werden so vollkommen mit H_2O gefüllt. Die Betrachtung der Wasserbindung im Boden als ein Übereinander- oder Ineinanderlagern von H_2O -Dipolen führt zu der Schlussfolgerung, dass die Festigkeit, mit der eine bestimmte Wassermenge vom Boden gebunden ist, von der Grösse und der Art der Oberfläche der Bodenteilchen abhängig sein muss. Der Druck, mit dem der Boden das Wasser festhält, ist das Kapillaritäts-Potential des Bodens.

Es ist in der Bodenkunde schon lange üblich, eine Wassermenge zu bestimmen, die unter bestimmten Dampfdruck steht. Es ist dies die Hygroskopizität nach Mitscherlich. Bei der Bestimmung der Hygroskopizität nach Mitscherlich wird der Boden über einer 10 %igen H_2SO_4 so lange aufbewahrt, bis sein Gewicht konstant ist. Durch Trockensubstanzbestimmung wird die Menge an Wasser festgelegt, die der Boden unter diesen bestimmten Bedingungen zu adsorbieren in der Lage ist. Da das Wasser unter diesen Bedingungen in der 10%igen H_2SO_4 unter einem Dampfdruck von 50 at steht, muss nach dem Einstellen des Gleichgewichts auch der Boden das Wasser mit 50 at oder 50,000 cm Wassersäule festhalten. Ein Boden, der gerade so viel H_2O enthält wie seiner Hygroskopizität entspricht, hat ein Kapillaritäts-Potential von $CP = 50,000$, mithin einen pF-Wert von 4.7.

Die Hygroskopizität des Bodens ist von Mitscherlich zur Bestimmung der Bodenoberfläche benutzt. Auf die umfangreiche Literatur, die sich im Anschluss an diesen Vorschlag Mitscherlichs entwickelt hat, soll hier nicht eingegangen werden. Es haben sich viele Stimmen gegen den Vorschlag von Mitscherlich erhoben, es haben aber auch andere Mitscherlichs Vorschlag angenommen. Heute wissen wir, dass, so wie Mitscherlich zuerst angenommen hat, die Hygroskopizität zur Beurteilung der Bodenoberfläche nicht möglich ist. Die Hygroskopizität des Bodens ist aber doch eine Grösse, die zur Beurteilung des Wasserhaushaltes des Bodens von grundlegender Bedeutung sein kann. Es braucht hier nur an die von Vageler und Alten (4) aufgestellte Formel zur Berechnung des Kapillaritäts-Potentials CP erinnert zu werden, die vorstehend schon erwähnt wurde: $CP = 5 \times 10^4 \left(\frac{Hy}{W} \right)^3$ cm. Die Formel gestattet, das Kapillaritäts-Potential eines feuchten Bodens aus seinem Wassergehalt zu berechnen, wenn ausserdem die Hygroskopizität bestimmt wird. Vageler und Alten (5) haben vorgeschlagen, die Hygroskopizität aus dem T-Wert des Bodens und aus den Calcium- und Magnesiumionen, die in austauschbarer Form zugegen sind, zu berechnen. Da die von ihnen zuerst aufgestellte Formel nur für Böden mit Ca und Mg im Adsorptionskomplex gilt, haben sie später versucht, eine allgemeine Formel aufzustellen, mit welcher bei allen Mineralböden der Wassergehalt bestimmt werden kann, der unter einem bestimmten Druck gebunden wird. Die von Vageler und Alten aufgestellte Formel konnte aber nicht experimentell bewiesen werden. Alten und Kurmies (6) ist es gelungen, die Wassermenge, die von dem Boden unter bestimmten Druck gebunden wird, aus der Menge der Kationen am Adsorptionskomplex zu berechnen. Alten und Kurmies haben die Konstanten in der von ihnen aufgestellten Formel durch die Bestimmung der salzfreien Wasserhaut in mit nur einem Kation belegten Ton bei verschiedenen Salzkonzentrationen bestimmt.

$$W_J = 2.21 \text{ Na. } \pi^{-\frac{1}{2}} + 0.87 \text{ K. } \pi^{-\frac{1}{2}} + 0.46 \text{ Mg. } \pi^{-\frac{1}{2}} + 0.45 \text{ Ca } \pi^{-\frac{1}{2}}.$$

W_J = Salzfremde Wasserhaut (Wasseranlagerung der Schwarmionen) in g pro 100 g Ton,

Na, K, Mg, Ca = mval sorbiertes Kation pro 100 g Ton, π = Osmotischer Druck.

Über die Bedeutung des hygroscopisch gebundenen Wassers sind im Laufe der Jahre eine ganze Reihe Untersuchungen durchgeführt worden. Es wurde festgestellt, dass das hygroscopische Wasser von dem Boden so stark festgehalten wird, dass es von den Pflanzenwurzeln nicht aufgenommen werden kann, d.h. aber nichts anderes als dass die Pflanzenwurzeln einen geringeren Saugdruck haben als 50 at oder 50,000 cm Wassersäule. Die Pflanzenwurzeln unserer landwirtschaftlichen Kulturpflanzen können erst Wasser aus dem Boden aufnehmen, wenn der Boden mehr als 2 Hy Wasser enthält, also wenn das Wasser unter einem geringeren Druck als 6.25 at oder 6250 cm Wassersäule gebunden ist. Enthält der Boden eine geringere Wassermenge als 2 Hy, so fangen die Pflanzen an zu welken. Die Wassermenge von 2 Hy wird deshalb als "wilting point" bezeichnet. Enthält der Boden nun 1.6 - 1.7 Hy Wasser, so ist überhaupt keine Wasseraufnahme für die Wurzeln möglich. 1.6 - 1.7 Hy gilt als "permanent wilting point."

Diese Wassermengen von 1.6 - 1.7 und 2 Hy, die dem Wachstum der Pflanzen eine Grenze setzen, können genau so gut als Kapillaritäts-Potential oder auch in pF ausgedrückt werden. 1.6 - 1.7 entspricht ungefähr einem CP von 12,500, also pF = 4.10 und 2 Hy entspricht CP = 6250 und pF = 3.80. Diese älteren Erkenntnisse über die Bedeutung des hygroscopisch gebundenen Wassers für die Entwicklung der Pflanzen zeigen, dass der von Schofield eingeführte pF-Wert, rein quantitativ betrachtet, keine wesentlich neuen Erkenntnisse vermittelt. Auch das zu 4.5 Hy von Briggs und McLane (7) ermittelte "Moisture equivalent", das ungefähr der maximalen molekularen Wasserkapazität von Lebedeff (8) entspricht, und der minimalen Wasserkapazität von Vageler und Alten gleichzusetzen ist, sind Grössen, die eingeführt worden sind, um anzugeben, wieviel Wasser vom Boden unter ganz bestimmten Bedingungen gebunden wird. Die 4.5. Hy entsprechen ungefähr 0.55 at, also 550 cm Wassersäule oder 2.74 pF.

Es könnte nun angenommen werden, dass die in früheren Zeiten zur Beurteilung des Wasserhaushaltes des Bodens bestimmte Wasserkapazität auch einem bestimmten Kapillaritäts-Potential entspricht, das für die Pflanzenentwicklung von Bedeutung ist. Diese Annahme ist aber nicht richtig, wie ohne weiteres aus der Art und Weise, wie diese Wasserkapazität bestimmt wird, zu ersehen ist. Bei dieser Bestimmung wird der Boden in ein unten mit Siebboden versehenes Zinkrohr gefüllt und dann in ein Gefäss mit Wasser gestellt. Nachdem sich der Boden mit Wasser gesättigt hat, wird er zum Abtropfen des überschüssigen Wassers einige Zeit stehen gelassen. Die so von dem Boden zurückgehaltene Wassermenge wird gewichtsmässig festgestellt. Bei derartigen Untersuchungen wird wohl gefunden, dass ein schwererer Boden eine erheblich grösserer Wasserkapazität besitzt als ein leichter Boden. Durch diese Bestimmung erhält man aber keinerlei Einblick, wie weit die verschiedenen Böden bis zu einem bestimmten Kapillaritäts-Potential mit Wasser abgesättigt sind. In einem leichten Sandboden mit grossem Porenvolumen ist die aufgenommene Wassermenge von dem Kapillaritäts-Potential und der Hygroscopizität abhängig. Bei einem schweren Boden dagegen ist das Porenvolumen so klein, dass diese Poren mit Wasser ausgefüllt werden, bevor das Kapillaritätspotential erreicht worden ist. Bei schwereren Böden ist also das Wasser, welches das Porenvolumen ausfüllt, unter einem stärkeren Druck gebunden als der Versuchsanordnung entspricht. Der Boden ist daher nicht in der Lage, sich auf das Kapillaritäts-Potential einzustellen, das der Versuchsanordnung entspricht.

Die energetische Betrachtung des Wasserhaushaltes des Bodens erweist sich demgegenüber sehr viel fruchtbarer in der Bodenkunde. Sie dient einmal zur Beurteilung der Wasserbeweglichkeit im Boden, gibt Auskunft über die Tiefe und Schnelligkeit, mit der das Regenwasser in den Boden eindringt und vermittelt Einblick in die Geschwindigkeit, mit der das Wasser von den Wurzeln aufgenommen werden kann. Man kann in dieser Richtung berechtigt von einer energetischen Betrachtungsweise sprechen, da die Wasserbindung von der Oberflächen- und Materialenergie der Bodenteilchen abhängig ist. Die Oberflächenenergie äussert sich in der Bindung der H_2O -Dipole und die Materialenergie in der H_2O -Einlagerung bei Quellung, z.B. von organischen Bestandteilen.

Von Vageler (9) wird nun die Frage aufgeworfen, ob es richtig sei, den Begriff pF einzuführen. Schofield bezeichnet die pF-Skala als die Tochter der pH-Skala und Sir John Russell empfiehlt die Einführung des Begriffes pF. Vageler dagegen ist mit der Einführung des Begriffes pF nicht einverstanden, da er befürchtet, dass die Einführung des Begriffes pF vor allem in Praktikerkreisen genau dieselbe Verwirrung anrichten kann, wie dies seinerzeit die Einführung der pH-Skala nach seiner Meinung hervorgerufen hat. Vageler steht auf dem Standpunkt, dass nur derjenige mit dem Logarithmus einer wohldefinierten Grösse arbeiten kann, der die nötige mathematische Vorbildung und auch Erfahrung besitzt. Er befürchtet, dass die pF-Werte nur Zahlen werden, unter denen sich keiner etwas Positives vorstellen kann. Er schlägt daher vor, nur mit dem Kapillaritätspotential zu arbeiten, da hier die Verhältnisse übersichtlicher gelagert sind, denn unter dem Druck einer Wassersäule oder auch unter dem Ausdruck Atmosphäre kann sich auch selbst der Praktiker leichter etwas vorstellen. Demgegenüber steht andererseits die Tatsache, dass es verhältnismässig einfacher ist, grosse Druckunterschiede logarithmisch auszudrücken, wie dies beim pF-Wert der Fall ist, um sie graphisch auftragen zu können. So liegen z.B. die für den Wasserhaushalt wesentlichen Werte zwischen pF 4.7 und pF 2.47. Es sind dieses die pF-Werte, die der Hygroskopizität und der minimalen Wasserkapazität entsprechen. Die diesen Werten entsprechenden Drucke von 50,000 und 550 cm Wassersäule werden allerdings durch den Logarithmus für den Nichtfachmann nicht so drastisch widerspiegelt. Für die Unterschiede in den Kapillaritätspotentialen, die praktisch zur Beurteilung des Wasserhaushaltes eine Rolle spielen, ist die graphische Darstellung als Kapillaritätspotential wohl möglich. Als höchster CP-Wert kommen 12,5000 cm Wassersäule, der "permanent wilting point" in Frage und als kleinster ungefähr 550 cm Wassersäule, der der minimalen Wasserkapazität entspricht. Ist 100 cm Wassersäule CP bei der graphischen Darstellung gleich 1 mm so entspricht 12,500 cm Wassersäule einer Länge von 12.5 cm. Will man die Wassermenge, die mit 50,000 cm Wassersäule Druck festgehalten wird, graphisch auftragen, muss man CP 100 = 0.5 mm aufzeichnen, dann ist 50,000 CP = 25 cm. Die Bedeutung des Kapillaritätspotentials CP für die Beurteilung des Wasserhaushaltes zeigt sich sehr deutlich, wenn der CP-Wert in Abhängigkeit vom Wassergehalt für verschiedene Hygroskopizitäten aufgetragen wird. Aus den Kurven (oder aus den Tabellen) ist einmal zu ersehen, wie hoch der CP-Wert des Bodens bei einem bestimmten Wassergehalt ist. Es ist weiter zu ersehen, welche Wassermenge davon den Pflanzen zur Verfügung steht. Wird dabei der Wassergehalt in Volumen % angegeben und ausserdem das minimale Porenvolumen des Bodens bestimmt, so ist zu berechnen, wieviel Wasser der Boden speichern kann, das von den Pflanzen mit verschiedenem Wurzelsaugdruck aufgenommen werden kann. Wir kommen damit zu ähnlichen Zahlen, wie sie von Vageler und Alten bei der Auswertung der von ihnen ausgearbeiteten Methoden über die Bestimmung des Kationen- und Wasserhaushaltes der Böden beschrieben sind.

Literatur.

1. SCHOFIELD, R. K. : The pF of water in soil. Transactions III. Int. Congr. Soil Sci., Vol. II. p. 37.
2. BUCKINGHAM, E. : U.S. Dep. Agric. Bur. of Soils 1907, Bull. 38.
3. SCHOFIELD, R. K. and BOTELHO DA COSTA, J. V. : The determination of the pF at permanent wilting and the moisture equivalent by the freezing point method. Transactions III. Int. Congr. Soil Sci., Vol. I. p. 6.
4. VAGELER u. ALTEN : Böden des Nil und Gash, Ztschr. f. Pfl. Ern. Düng. u. Bodenkunde A. **21 — 24** Bd., 1931.
VAGELER : Der Kationen und Wasserhaushalt der Mineralböden, S.95 (1932).
5. VAGELER, P. u. ALTEN, F. : Böden des Nil und Gash IV, Ztschr. f. Pfl. Ern. Düng. u. Bodenkunde A. **22**, 191 (1931).
6. ALTEN, F. u. KURMIES, B. : Die physikalisch-chemischen Gesetzmässigkeiten beim Kationenumtausch im Mineralboden. Beihefte zu den Ztschr. d. Vereins Dtsch. Chemiker N. 21, 1935.
7. BRIGGS u. McLANE : Moisture equivalent determinations and their applications Proc. Amer. Soc. Agron. **2**, 138 (1910) nach Blanck Handb. d. Bodenlehre VI. 133
8. LEBEDEFF, A. F. : Determination of the maximal molecular water capacity of the soil by means of centrifuging. Pedology, 4.49 nach Blanck VI, 135.
9. VAGELER, P. : pF-Wert und osmotischer Spannungsgradient als Mittel zur Beurteilung des Wasserhaushaltes des Bodens und Grundlage der Berechnung einer "effektiven mittleren Korngrösse." Die Ernährung d. Pflanze, Bd. **32**, 228, 1936.

The Establishment of Soil Colour Standards.

CHAS. F. SHAW.

University of California, Berkeley, California.

The colour of the soil is usually the first characteristic mentioned in any soil description not only by pedologists but by laymen also. Soil colour designations, however, are very indefinite in meaning and in application, although the soil colour terms used are often misleadingly specific. While the standards of colour and colour names as used in the arts have been specified in terms of wave-length and other physical measurements, and suitable standards have come into general use, the application of these standards to soils has not yet been accomplished. The soil colour field (1) covers a very small portion of the entire colour world and this portion lies in a region where contrasts are not very great and where, even in the arts, the colour terms are not highly specific. Most of the soils are designated as brown, greys, or reds, and particularly in the browns and greys are soil colour designations indefinite in application. Since no colour standards have been established for soils, there has been no possibility of "matching" to maintain consistence in the use of colour terms and the colour designations applied in soils will depend wholly upon the colour memory of the particular individual and on the casual training or experience in colours that the pedologist may have acquired. It is obvious that soil colour names would therefore be indefinite in application and frequently inconsistent even with the same individual. Colour-memory is not only subject to all the hazards of forgetfulness characteristic of the human mind but also to the uncertainty of the original basic understanding of the colour terms. To place soil colour on a basis comparable, for instance, to soil texture, there is need (1) to establish standards for the several colour terms by some effective means of colour analysis that can be generally used and (2) to devise some set of readily portable reproductions of these colours that can be used for comparison in the field and as a supplement to or a substitute for colour memory. Efforts along these lines have been undertaken from time to time throughout the whole history of soil investigations. In various countries of Europe, in the United States, and in China, colour samples composed of soils, mixtures of soils, or of mixtures of pigments of various sorts have been used from time to time as field colour standards. Coloured papers and coloured fabrics have also been used, but in no case has a set of colour samples been devised that would maintain a consistent colour effect and serve as a satisfactory basis of comparison for naming the colours of the soil. Also, these attempts at comparisons were started long before any attempts were made to actually measure the colour of the soils, and the standards devised for use by these investigators differed to a considerable extent.

Attempts to measure the soil colour have been undertaken from time to time but did not develop any general interest until the use of the rotating disc or colour wheel was advocated by Hutton and Rice (3) and Hutton (4). This method, modified by Shaw (6), is being used in a number of laboratories throughout the world. In these measurements it has been found that nearly all soils can be matched by the use of the four Munsell colour discs that are designated by the Universal Colour Standards (10) as Black N/1, White N/9, Red 4/9, and Yellow 8/8. Some samples of soil in South Africa cannot be matched by the use of these discs but require a richer yellow or orange in place of the 8/8 yellow. It is possible that further investigations may bring to light other soils that cannot be matched by these four discs, and it may be necessary

to establish alternative standards or perhaps to change the present standards. The Soil Colour Committee has been getting together information on such measurements in an endeavour to ascertain the usability of these discs and also to determine the standard composition of soils given specific colour designations by the different workers. Shaw (6, 7, 8) has shown that while there is a degree of variation in the designations as used by different men and also as used by the same men at different times, there is in general a fairly consistent agreement in the colour judgment of the men working on the Soil Survey of California. Data have not as yet been assembled to determine whether or not the colours named by these men would agree with the same colour designations used by men in other parts of the world.

In using the coloured discs on the colour wheel they must be carefully handled to reduce wear and prevent scratches that will change the colour quality. Even when used very carefully the discs become worn and must be replaced with fresh discs if the colour measurements themselves are to be kept standard. Another problem presented by the use of the colour wheel and soil disc is the necessity for using the soil in a dry condition. While this is probably the only standard condition that will prove wholly sound as a basic means for designating soil colours, it is nevertheless necessary to indicate the colour of the soil in its moist condition since throughout much of the world the soil as seen in the field is nearly always moist. Colour analysers using optical methods instead of spinning to "mix" the light from the colour discs and with which moist as well as dry soils can be analysed, have been tried in some laboratories and at the present time there is under way (in the soil laboratories of the University of California) a study of the effectiveness of one of these methods and extent to which the measurements agree with those obtained by the spinning colour wheel and soil disc method. These studies, which have been initiated recently, will be reported upon at the next Soil Congress. Precise photometric measurements of soil colours have been undertaken from time to time and reported upon by scientists from different countries. The most recent of these were carried on by Winters (11) of Illinois in the United States and by Coutts (2) in England, the latter having also carried on some experiments bearing on the accuracy of the rotating disc method of measurement.

Very little progress has been made in the establishment of portable colour comparison samples. The use of powders in bottles or other containers has proved unsatisfactory because of the tendency to "dust" the inside of the container and the surface of the sample powders, thus changing the colour effect of the sample. The reflections from various coloured surfaces that have as yet been used do not give colours that are comparable to those presented by granulated soil or an ordinary soil sample. Work towards the solution of this problem has been sporadic and no person or laboratory has persisted in the effort through any long period. Suggestions have been made that woven fabrics of wool, cotton, or linen may prove a satisfactory base for colours that could be used for soil colour standards and it is hoped that more work may be done along these lines and that the sets of colour samples may be presented at the next Congress.

The Soil Colour Committee of Commission I can report interest in soil colour measurements in many parts of the world, with considerable work in progress. Recently, Kellogg (5) and Shaw (8) have suggested a limitation and standardization of soil colour terms and Shaw has suggested tentatively certain standard compositions and ranges in composition for a few of these colours. The colour terms suggested by Shaw are: White, Black, Grey, Brownish-grey, Reddish-grey, Yellowish-grey, Brown, Greyish-brown, Reddish-brown, Yellowish-brown, Red, Greyish-red, Brownish-red, Yellowish-red, Yellow, Greyish-yellow, Brownish-yellow, and Reddish-yellow, with each designation (except White and Black) subject to the modifying terms "light" or "dark"; while Kellogg adds Pinkish, Purplish, Bluish and Olive, together with "dull" and "bright" as modifying terms.

Perhaps these suggestions include too many colour designations, or perhaps there are too few. The eye is capable of distinguishing minute differences in shade, hue or brilliance of any colour *when these differences are adjacent and within the field of vision*. Few people, if any, can retain a sufficiently accurate colour memory to be sure of these differences when viewing the colours after even a brief lapse of time, or in another location: The colour of soils is rarely uniform, but varies from place to place, with variations of readily distinguishable magnitude. The tendency therefore is to differentiate these soils and give them different colour designations. The texture of the soil is rarely uniform, the amounts of sands, silts, and clays varying within short distances. We have, however, agreed upon terms such as "sandy loam," loam," or "clay" and have reached agreement (by custom, at least) on the range in composition that will be permissible within these textural grades. We cannot, in the field, distinguish differences of one or two per cent of sand, silt, or clay, and furthermore, we must at least stoop to pick up a handful of soil to make even the simplest textural test, whereas our eyes can detect differences of one per cent or less of black, white, yellow, or red components (even though we do not know which component it may be) and detect the differences by no greater effort than to look!

The Committee on Soil Colour believes it possible to establish standards of soil colours with acceptable degrees of permissible variations from these standards and, by co-operative effort, to secure agreement among soil scientists on the name that shall be used for each of these colour conditions. To this end, co-operation among the soil scientists of the world is invited, hoping that many measurements of soil colours may be made and the results presented for discussion at the meeting of the Fourth International Congress of Soil Science in 1940. If through this work there may come some agreement and standardization of soil colour terms, possible confusion and misunderstandings may be avoided and the designations of soil colours placed on a truly scientific basis. As stated by Shaw in 1934 (7), "soil colors are distinct and definable. They can be measures and their composition reported in brief and specific terms. Therefore the use of soil color designations can be standardized and established by international agreement."

References.

1. BUSHNELL, T. M. Vocabularies of soil color terms. Amer. Soil Survey Assoc. Bul. **7**, 93-96, 1926.
2. COUTTS, J. R. H. The measurement of soil colours. Internatl. Soc. Soil Sci., Soil Res. **5** (4), 295-307, 1937.
3. HUTTON, J. G., T. D. RICE and A. M. O'NEAL. Report of Committee on Soil Color Standards. Amer. Soil Survey Assoc. Bul. **3**; 1-8, 1921; Bul. **4**; 89-95, 1922; Bul. **5**, 125, 1924; Bul. **6**, 88-90, 1925; Bul. **8**, 53-56, 1927; Bul. **9**, 136-147, 1928; Bul. **13**, 179-180, 1932.
4. HUTTON, J. G. Soil colors, their nomenclature and descriptions. First Internatl. Congr. Soil Sci. **4**, 164-172, 1927.
5. KELLOGG, Charles E. Soil survey manual. U.S. Dept. Agr. Misc. Publ. 274, 1-136, 1937.
6. SHAW, C. F. An improved method of measuring soil color. Soil Sci. **33**, 183, 1932.
7. ——— The need for studies of soil color. Physique du Sol, Trans. Internatl. Soc. Soil Sci. Comm. I, 169-178, 1934.
8. ——— Soil colors, measured by the disc color analyser. Third Internatl. Congr. Soil Sci. **3**, 78-81, 1935.
9. ——— Soil color standards. Soil Sci. Soc. Amer., Proceedings 1937 (in press).
10. UNIVERSAL Color Standards, Inc., Baltimore, Md., Munsell color discs.
11. WINTERS, ERIC. The measurement of soil color. Amer. Soil Survey Assoc. Bul. **11**, 34-37, 1930.

The Representation of Soil Colour by Means of the C.I.E. Co-ordinates.

By R. K. SCHOFIELD.

Rothamsted Experimental Station, Harpenden, England.

In discussing the steps which might be taken to secure more uniformity among soil investigators in their recording of colour, it is very desirable that due consideration should be given to the system of colour specification which was adopted by the International Commission of Illumination (Commission Internationale d'Éclairage) in 1931. The difficulty hitherto has been that few of those engaged in soil research are sufficiently familiar with colorimetry to be able at once to grasp the significance of the five resolutions adopted by the C.I.E. The standard expositions of the C.I.E. system given by T. Smith and J. Guild (1) and by Hardy (2) are primarily written for those concerned with the calibration of trichromatic colorimeters and with spectrophotometry. In order to present the system most simply to those who are not specialists in colorimetry, it seems desirable to approach the matter from a different angle.

The Solid Co-ordinates.

The C.I.E. system has its basis in the geometrical representation of colour mixing first propounded by Newton, and subsequently verified by Maxwell with the aid of his spinning disk. In general, this representation must be made in three dimensions. If four colours are selected such that none of them can be produced by mixing the remaining three, and allotted fixed positions in space (not in one plane), the positions of all other colours are defined, and may be found by Newton's "centre of gravity" construction. In the C.I.E. system, the location of a mixture from the positions of its components is facilitated by the use of rectangular co-ordinates (X , Y , Z), and the process may be illustrated by the following example.

On the recommendation of the Committee of the Soil Survey Association of America, presided over by J. C. Hutton, a large number of soil colours have been measured by matching them with a spinning disk made up of segments of four standard papers as prepared by the Munsell Color Company of Baltimore. The positions of the colours of these papers have been located by Professor Hardy of the Massachusetts Institute of Technology, and the results supplied through the courtesy of the Munsell Color Company.

Table I.

Munsell's number.	Rough descriptions	Using Standard Illuminant C.		
		X	Y	Z
R 4/9	Red	.2078	.1349	.0831*
Y 8/8	Yellow	.5449	.5780	.1827
N 9/-	White	.7196	.7379	.8388
N 1/-	Black	.0196	.0200	.0236

Hutton (3) gives a match for a certain "brown" soil as R 4/9 : 12 per cent., Y 8/8 : 16 per cent., N 9/- : 7 per cent. and N 1/- : 65 per cent. All that has to be done to find the co-ordinates X_c , Y_c and Z_c of the point P_c for the soil is to multiply

*Values for R 4/9 were not directly determined but estimated as the average of R 4/8 and R 4/10.

the co-ordinates of each paper by the fraction of the circle which it occupies, and add thus :

$$\begin{array}{l} \text{Co-ordinates} \\ \text{of} \\ P_c \end{array} \left\{ \begin{array}{l} X_c = \frac{12 \times .2078}{100} + \frac{16 \times .5449}{100} + \frac{7 \times .7196}{100} + \frac{65 \times .0196}{100} = .1752 \\ Y_c = \frac{12 \times .1349}{100} + \frac{16 \times .5780}{100} + \frac{7 \times .7379}{100} + \frac{65 \times .0200}{100} = .1733 \\ Z_c = \frac{12 \times .0831}{100} + \frac{16 \times .1827}{100} + \frac{7 \times .8388}{100} + \frac{65 \times .0236}{100} = .1139 \end{array} \right.$$

These co-ordinates may be spoken of as the "solid co-ordinates."* The suffix *c* indicates that the values refer to "C.I.E. Standard Illuminant C" which is a tungsten filament lamp used in conjunction with a particular blue-tinted filter, and gives an illumination simulating that of a clear blue sky.

Brightness.

It is possible (by means which need not be described here) to evaluate the brightness of a coloured surface relative to that of a perfectly diffusing white. From Newton's construction it follows that colours having equal relative brightness are all situated in the same plane, and that planes of equal brightness are parallel to one another. In the C.I.E. system, the co-ordinates $X = 0, Y = 0, Z = 0$ have been chosen to represent a perfectly black object (i.e. one which reflects none of the incident light). The origin is therefore situated in the plane of zero brightness, sometimes called the "alychne." Furthermore, the axes have been so orientated with respect to these planes that the *Y* axis is perpendicular to them, and the unit *Y* has been so adjusted that $Y = 1$ for all perfectly white diffusing surfaces. The *Y*-value is variously described as the relative brightness, the visible reflection, the integral reflection or the visual efficiency, and is often quoted as a percentage. Thus the percentage relative brightness of Hutton's brown soil is $100Y$ or 17.3 per cent.

The Quality Co-ordinates.

Although the values found for *X*, *Y* and *Z* serve in themselves to define the colour of the soil sample on the C.I.E. system, a numerical transformation is usually made in which each value is divided by the sum of the three, thus

$$\begin{array}{l} \text{Co-ordinates} \\ \text{of} \\ P_c \end{array} \left\{ \begin{array}{l} x_c = \frac{X_c}{X_c + Y_c + Z_c} = \frac{.1752}{.4625} = .3789 \\ y_c = \frac{Y_c}{X_c + Y_c + Z_c} = \frac{.1733}{.4625} = .3748 \\ z_c = \frac{Z_c}{X_c + Y_c + Z_c} = \frac{.1139}{.4625} = .2463 \end{array} \right.$$

$$x_c + y_c + z_c = 1.0000$$

Since black is located at the origin *O*, the line *OP* is the locus of colours produced by mixing the colour *P* with black. The point *Q*, to which the transformed co-ordinates refer, marks the intersection of *OP* with the plane $X + Y + Z = 1$ which is equally

*These are sometimes called tristimulus values, since, for purposes of colour mixing, *X*, *Y* and *Z* might be regarded as the amounts of three imaginary component stimuli.

inclined to the three axes. All colours on OP have the same transformed co-ordinates. Such colours are said to belong to a "shadow series," and to have the same "colour quality." The transformed co-ordinates may therefore be spoken of as the "quality co-ordinates,"* since they are common to all colours of the shadow series, and serve to specify their common colour quality. They are frequently quoted in lower case x, y, z to distinguish them from the solid co-ordinates for which capital letters are used. Since $x + y + z = 1$ only two quality co-ordinates need be given.

Thus colour is usually defined on the C.I.E. system by quoting two of the quality co-ordinates and the relative brightness, the last quantity serving to fix the position of the colour in the shadow series.

The Spectral Locus.

In the C.I.E. system the quality co-ordinates of all the homogeneous radiations of the visible spectrum have been fixed. This was done by placing the "equi-energy" source at $x = \frac{1}{3}, y = \frac{1}{3}, z = \frac{1}{3}$, arbitrarily assigning quality co-ordinates to three selected wavelengths and determining the positions of all other wave-lengths by colour mixing experiments. The curve connecting the points so found is called the spectral locus. The values adopted were the means of those found by seventeen "normal" observers, and are the basis of the definition of the "C.I.E. Standard Observer." It should be noted that self-luminous sources have colour quality and *absolute* brightness (with which we are not here concerned). Objects that must be illuminated to exhibit colour have colour quality and *relative* brightness, depending on their own properties and the nature of the illuminant.

The Standard Observer.

There is one complicating factor that remains to be discussed. In the example worked out above it was tacitly assumed that the observer who obtained the figures given by Hutton not only used Standard Illuminant C†, but also had the same colour vision as the "C.I.E. Standard Observer."

The part played by the object in producing the sensation of colour in the eye of the observer can be completely determined by finding throughout the visible spectrum the amount of light $R_\lambda \delta\lambda$ diffused by the object between narrow limits of wave-length $\lambda - \frac{1}{2} \delta\lambda$ and $\lambda + \frac{1}{2} \delta\lambda$ expressed as the fraction of what would be diffused within the same wave-length interval by a perfectly white diffusing surface, such as fresh magnesium oxide. The result when given by a plot of R_λ (or $\log R_\lambda$) against λ is known as the spectrophotometric curve, and is described more generally as the spectral distribution. All observers will agree that two objects having the same spectral distribution, when similarly illuminated, give a perfect match.

It is not, however, necessary that the spectral distribution should be the same for a match to be obtained. Thus a particular observer, M, will be able to arrange the proportions of coloured segments of the spinning disk to obtain a match with a particular soil, and will obtain closely concordant readings in successive trials provided the same illuminant is always used. But, as Coutts (4) has recently demonstrated, another observer, N, will in general consistently get a slightly different reading. These observers disagree because the spectral distribution of the light diffused from the spinning disk is not the same as that diffused from the soil. Agreement over matches of this kind is consistently found only between observers who have the same kind of colour vision. It is, therefore, as important to define a Standard Observer as to define Standard Illuminants.

*They are sometimes spoken of as trichromatic coefficients.

†As light from a clear northern sky is generally not very different from that from Standard Illuminant C, this may not be far from the truth.

How this is done can be readily understood by imagining that a series of objects is available each of which is a perfect diffuser of light within a narrow wave-length band (say 5 m μ wide) but completely absorbs all other light. The colour vision of the C.I.E. Standard Observer is defined by tables (1) (2) giving the solid co-ordinates $E\bar{x}_\lambda$, $E\bar{y}_\lambda$, $E\bar{z}_\lambda$ of these objects at 5 m μ intervals throughout the visible spectrum. The co-ordinates X, Y, Z of any object of which the spectrophotometric curve has been traced can be computed from the expressions

$$X = \sum E\bar{x}_\lambda R_\lambda \quad Y = \sum E\bar{y}_\lambda R_\lambda \quad Z = \sum E\bar{z}_\lambda R_\lambda$$

using the appropriate table according to the illuminant for which the result is required. The spectrophotometric method, which is sometimes spoken of as "indirect," is one by which an observer of unknown colour vision can obtain the correct co-ordinates, since, in adjusting the spectrophotometer, he is only required to make a *brightness* match between two fields of identical colour quality. The co-ordinates of the Munsell papers were obtained in this way. In all the "direct" methods the observer has to obtain a match in quality as well as brightness. As, generally speaking, the fields have not the same spectral distribution all observers whose colour vision does not coincide with that of the Standard Observer obtain readings which contain an "error." Hence in the exact determination of the C.I.E. co-ordinates by direct methods the major problem is the elimination of these "errors."

Returning to the consideration of the Maxwell disk, which is a particular form of the direct method, it is of interest to analyse the differences found by Coutts between Observers M and N. The position is most readily appreciated by taking each of the three fundamental attributes separately, and finding how the average difference between them compares with the total range of soil colours.

Hue.

The usual method of specifying hue depends on the fact that all colour qualities, except those between red and violet, can be reproduced by mixing a white light with the right proportion of a particular homogeneous (monochromatic) light. The hue is therefore specified by giving the wave-length of this homogeneous light and stating the nature of the "white" light. This "hue wave-length" or "dominant wave-length" is determined by tracing on the quality diagram a straight line from the point for the white light to Q and produced to the spectral locus. The wave-length at the intersection is the hue wave-length.

The procedure may be illustrated by computing the hue wave-length of Hutton's "brown" soil. As the co-ordinates of the Munsell papers refer to illuminant C we assume as before that his observer used this illuminant when matching the soil and that he had standard colour vision. The co-ordinates of C and Q_c are :

	x	y	z
C	.31006	.31616	.37378
Q _c	.3789	.3748	.2463

From geometrical considerations it follows that the y-co-ordinate of the intersection of the line CQ_c on the spectral locus is

$$.3748 + \frac{.2463 - .0009}{.3738 - .2463} (.3748 - .31616) = .4877$$

(.0009 being the z-co-ordinate of the spectral locus which is nearly constant in this neighbourhood). The corresponding wave-length is found from the tables to be 479.9 m μ .

For many purposes it is sufficient to quote the y-co-ordinate at the intersection with the spectral locus. Expressed in this way, the extreme hues in the 59 representative soils examined by Hutton are .4224 and .5048. On the other hand, the

average difference between the values found by observers M and N for the same soils works out at .0053 which is about 6.5 per cent. of the whole range.

Purity.

The distance CQ_c expressed as a percentage of the distance between C and the intersection of CQ_c on the spectral locus is a measure of the purity of the colour.

For Hutton's "brown" soil this works out at $100 - \frac{100 (.2551 - .0009)}{(.3738 - .0009)} = 31.5$ per cent.

White, grey and black soils naturally give very low values and none have yet given values exceeding 50 per cent. The average difference between M and N in judging this attribute is 2 per cent., or about 4 per cent. of the soil range.

Brightness.

Brightness is given at once by the value of Y, but it is in many ways more convenient to work with $-\log_{10} Y$ which may be called the "darkness." The extreme values among Hutton's soils are 0.272 and 1.417, while the average difference between observers M and N is 0.013 or 1.1. per cent. of the whole range.

Soil Colour Nomenclature and the Differences between Observers.

A study of these results shows that the most serious part of the divergence between observers M and N is in their estimation of hue. Soil surveyors have attempted to distinguish five or six distinct hues. If certain hue wave-lengths were chosen to mark off the hue range, observers M and N would on an average be in disagreement about the hue category in three or four out of every ten soils examined. These observers were not selected because their colour vision was known to be widely different, so we have at present no means of judging how serious the disagreement might have been in other cases.

It is doubtful whether any useful purpose will be served by trying to base a detailed system of nomenclature on uncorrected results obtained with the Maxwell disk. Some way must be found for reducing the errors of observers. A possible solution would be to prepare standard disks "painted" with soil, using a colourless binding medium. The co-ordinates of these standard disks could either be determined spectrophotometrically, or found by an observer with standard vision using a direct colorimeter. It is conceivable that four disks might be prepared in this way that would cover all soil colours, but it would probably be necessary to have five or six. This would not matter since when alternative combinations can be found which match an unknown colour each when worked out should give the same C.I.E. co-ordinates. The spectral distribution obtained in this way would certainly be closer to that of the soil under test. The extent of the improvement and the consequent reduction of the "errors" of observers can only be found by experiment.

Other Colorimeters.

In the foregoing discussion prominence has been given to the Maxwell disk because it is a simple device that is already familiar to soil investigators. Other means are available by which an observer with standard vision may directly obtain the C.I.E. co-ordinates, notably the various forms of trichromatic colorimeter. The chief drawback of these instruments is their cost. The Lovibond tintometer is being calibrated to give C.I.E. co-ordinates, and when available in its new form will combine the advantages of permanence in standardization with moderate cost. Publications of the C.I.E. values of colour atlases, such as those prepared by Ridgway, Munsell and Ostwald would considerably increase their usefulness. Possibly an atlas made with

soils in which the C.I.E. co-ordinates were given would provide standards for fixing nomenclature that could be used by all with *normal* colour vision and not merely by those with standard colour vision.

It is hoped that more information will be available on these points when the First Commission meets in Bangor in 1939.

Summary.

The way in which C.I.E. colour co-ordinates can be computed from the Maxwell spinning disk is explained.

A numerical example is worked out in detail by way of illustration, the hue wavelength, the purity and the relative brightness being also evaluated.

The cause of the differences in the matches obtained between soils and Munsell colour disks by different observers is explained, and it is concluded that such matches obtained by observers of unknown visual characteristics do not provide a satisfactory basis for soil colour nomenclature.

Various ways are discussed in which better results might be obtained.

References.

1. SMITH, T. and GUILD, J. "The C.I.E. colorimetric standards and their use." Trans. Optical Soc. London, **33** (1931-32), 73-134.
2. HARDY, A. C. "Handbook of Colorimetry." Technology Press, Cambridge, Mass. (1936).
3. HUTTON, J. G. "Soil colors, their nomenclature and description." Proc. First Int. Congr. Soil Sci., **4**, (1927), 164-172.
4. Coutts, J. R. H. "The measurement of soil colours." Soil Research, **5**, (1937), 295-307.

