

Vol. VI
Bd.

1938

No 1

Soil Research
Bodenkundliche Forschungen
Recherches sur le Sol

Supplements to the Proceedings of the
International Society of Soil Science
Beiheft zu den Mitteilungen der Interna-
tionalen Bodenkundlichen Gesellschaft
Suppléments aux Comptes Rendus de
l'Association de la Science du Sol

Edited by the Executive Committee of the International Society of
Soil Science — Herausgegeben vom Vorstand der Internationalen
Bodenkundlichen Gesellschaft — Publiés par la Présidence de l'Asso-
ciation Internationale de la Science du Sol — Editor in chief —
Schriftleiter — Rédacteur en chef: F. Schucht, Berlin — Assistant
Editors — Mitarbeiter — Collaborateurs: E.M. Crowther, Harpenden,
A. J. Demolon, Versailles

Manuscripts, books etc. and all reports concerning the editorship and the publication are to
be addressed to the editor: Prof. Dr. F. Schucht, Berlin N 4, Invalidenstr. 42

Manuskripte, Bücher usw. und alle die Redaktion und den Verlag betreffenden Mitteilungen
sind zu richten an den Schriftleiter: Prof. Dr. F. Schucht, Berlin N 4, Invalidenstr. 42

tous les communications concernant la rédaction et la
éditeur: Prof. Dr. F. Schucht, Berlin N 4, Invalidenstr. 42

ISRIC LIBRARY

PRO2 1928.02

The Executive Committee; Der Vorstand; La Présidence
 President; Präsident; Premier Président: Prof. Dr. F. Schucht, Berlin
 Acting President; Stellvertretender Präsident; Premier Président adjoint:
 Dr. D. J. Hissink, Groningen
 Vice-Presidents; Vizepräsidenten; Vice-Présidents:
 Prof. Dr. A. A. Jarilov, Moscou; Dr. A. Demolon, Versailles
 Representative of the International Institute of Agriculture in Rome; Vertreter des
 Internationalen Landwirtschafts-Instituts in Rom; Représentant de l'Institut Inter-
 national d'Agriculture à Rome: The General Secretary of the Institute
 Honorary General Secretary; Ehrenamtlicher Generalsekretär:
 Secrétaire Général Honoraire: Dr. D. J. Hissink, Groningen
 Editor of the Review; Redakteur d. Zeitschrift; Rédacteur de la publication périodique:
 Prof. Dr. F. Schucht, Berlin
 Members ex officio; Mitglieder ex officio; membres ex officio:
 Prof. Dr. G. De Angelis d'Ossat, Roma; Prof. Dr. Jacob G. Lipman,
 New Brunswick; Sir E. John Russell, Harpenden

Contents — Inhalt — Contenu

	pp. S.
→ Menchikovsky, F., The Genesis of Some Loamy Soils of Palestine Especially Regarding their Colloidal Part. — (Genèse de quelques sols limoneux de la Palestine spécialement en ce qui concerne leurs particules colloïdales. — Die Entstehung einiger Lehmböden Palästinas unter besonderer Berücksichtigung ihres kolloiden Anteils)	1
Pallmann, H., Über starre und elastische Umtauschkörper. — (Rigid and elastic exchanging bodies. — Matières de rechange rigides et élastiques)	21
Shama Iyengar, M. A. and Tamhane, R. V., Sampling error in irrigated soils. — (Erreurs dans l'échantillonnage des sols irrigués. — Fehler bei Probenahmen aus bewässerten Böden)	49
Hey, A., Über ein Gerät zur Entnahme von strukturmäßigen Zylinderproben im Bodenprofil. — (Apparatus for taking cylinder-shaped samples of the soil profile preserving the natural structure. — Appareil pour prélever des échantillons cylindriques à structure intacte du profil du sol)	54

Soil Research — Bodenkundliche Forschungen Recherches sur le Sol

Supplements to the Proceedings of the International
Society of Soil Science — Beiheft zu den Mitteilungen
der Internationalen Bodenkundlichen Gesellschaft —
Suppléments aux Comptes Rendus de l'Association de
la Science du Sol

Vol./Bd. VI

1938

No 1

The Genesis of Some Loamy Soils of Palestine Especially Regarding their Colloidal Part

(Genèse de quelques sols limoneux de la Palestine spécialement en ce qui concerne leurs particules colloïdales. — Die Entstehung einiger Lehmböden Palästinas unter besonderer Berücksichtigung ihres kolloiden Anteils)

by

Felix Menchikovsky

Agro-Chemical Institute Tel-Aviv, Palestine

The diversity of Palestinian soils depends on various factors the most important of which are climatic and geological. From a general point of view it is of importance and of great practical value to interpret these soils with regard to their genesis. The data and conclusions given below refer chiefly to the heavy soils of northern Palestine.

Red Loamy Soils

The western slopes of the Judean Mountains, the adjacent parts of the Coastal Plain as well as the greater part of the Esdraelon Plain and the Valley of Jizreel are covered with red loamy soil. The parent rocks of the loamy soils in the Esdraelon and Coastal Plains are the limestones of Senon, Senoman and Turon. Of the same origin are the soils of the southern part of the Valley of Jizreel. Soils extending along the northern border of the Valley of Jizreel and those covering the slopes of middle Gallilee are formed of plagioclase, porphyr and diorite varieties of basalt (1). Among these soils are found spots of mixed origin, which are formed of both limestone and basalt rocks.

In the study of soil profile two different layers are distinguished: the surface layer from 0 to 40—50 cm. depth being of a friable structure,

and the lower layer of structureless soil, which remains unchanged with the depth (2).

No other layers except these can be detected in the soil profile. A slight darkening of the surface soil, which is due to the presence of small quantities of organic matter was observed in individual cases only.

The main colour of the soils formed from limestone rocks is red or reddish, while the colour of soils made of basalt is red brown. The red colour is proper not only to loamy soils derived from limestone; it belongs also to the red sandy soil widely distributed along the sea shore (3). The fact that a similar colour develops in soils of different chemical composition and geological origin points to the presence of a common factor, producing the same iron compounds in different soil material. The coloured compounds of iron fixed on loamy or sandy portions of the soil are the red hydrates of iron oxide.

Reifenberg (4) supposes that the origin of the red-brown colour of soil, of weathered basalt, is the same as of red soils, but the difference can be attributed to the presence of iron protoxides.

Formation of Red Soils (Mediterranean Type)

In the opinion of some observers, who investigated the problem of the origin of South European red soils, the weathered limestone is the only parent material of the soil known as Terra Rossa.

Neumayer includes all European red soils within the limestone belt. Fuchs, who shares this opinion, attaches great significance to the climate in the formation of this kind of soil and explains its origin by the dry climate and insufficient development of vegetation which is an unfavourable phenomenon for the accumulation of humus in the soil. The red loamy soil of Palestine is generally formed from weathered limestone, but in the same climatic belt a large area of red sandy soils made of other parent material, namely sandy rock is present. It is, therefore, obvious that limestone, as a parent rock, is not a ruling factor in the formation of red soils in Palestine. Certain climatic conditions are prevailing here which decide the formation of this type of soil from different parent materials. The Red Soils of Palestine (loamy and sandy) are to be found in a belt having an equal average rain precipitation of about 500 mm. In districts with a reduced rainfall these are replaced by brown or grey soils. These red soils (loamy and sandy) may be included in the common series of Mediterranean red soils—terra rossa.

Chemical Decomposition of Red Loamy Soils

Several analytical methods have been proposed by different workers for the study of the decomposition degree of the mineral portion of the soil, the transport of original soil material and secondary decomposition products and for explaining the character of the alumino-silicate compounds present in the soil. The method of hot HCl was used here by the author to study the general character of the weathering processes in red loamy soil. By this means the silicates, like zeolites of Ganssen and allophans of Harrassowitz are brought into solution together with the water soluble salts, CaCO_3 , MgCO_3 , and free sesquioxides. Two localities were chosen for taking samples of red loamy soils: (I) in the middle of the Esdraelon Plain (near Afule) and (II) in the Coastal Plain along the Judean Mountains (near Ludd). The samples were taken from four different layers within 25 cm. of one another. The soil extract was prepared by digestion with hot HCl Sp. Gr. 1.15 during an hour on a water bath.

The results of the chemical analysis of these extracts are given in Table I. These figures are important for drawing conclusions on the change in the composition of the soil through the soil profile. The data show that percentage values of iron and aluminium oxides remain nearly constant with the depth.

Table I
Amounts of Fe_2O_3 and Al_2O_3 in HCl Extract of Red Loamy Soils
(in per cent)

Depth (cm.)	Sample of the Coastal Plain		Sample of the Esdraelon Plain	
	Fe_2O_3	Al_2O_3	Fe_2O_3	Al_2O_3
0—25	6.46	10.25	6.61	10.50
25—50	6.26	10.24	6.77	10.69
50—75	6.46	10.68	6.76	10.63
75—100	6.53	10.70	6.62	10.80

Our figures are corroborated by the data of S. Neustrueff (5) and support the view that the red loamy soil is a type distinguished by strong decomposition of the mineral material without the transport of sesquioxides.

The similarity of the numeric data cited below obtained from samples taken from the Coastal and Esdraelon Plains situated at a distance of 75 km. from one another is the next important fact for the characteristic of our soils.

We may say with certainty, that here we have to do with the formation of an identical and stable soil type from the same parent rocks and as a result of similar climatic conditions.

The Influence of the Replaceable Bases
on the Soil Profile

The profile of red loamy soils, the chemical homogeneity of which, regarding its content of Fe_2O_3 and Al_2O_3 , was demonstrated above, shows more heterogeneity when mechanically examined. From the data recorded in Table II on the mechanical composition of soil samples taken, the conclusion is reached that the existing differences in mechanical composition correspond more than the chemical to the observed distinction in the soil structure between the upper and lower layers. The amount of the fine particles (diam. less 0.01 mm) which increases with the depth corresponds to the change from the upper friable to the deeper more compact layer. While this fact cannot be attributed to the changes in the chemical composition of the soil it is evident that the explanation may be found only in the distribution and state of the colloids in the soil profile.

Table II
Changes in the mechanical composition of red loamy
soils according to depth

Locality	Depth (cm.)	% of particles less 0.01 mm.
Coastal Plain	0—25	27.4
Coastal Plain	25—50	30.4
Coastal Plain	50—75	28.5
Coastal Plain	75—100	41.4
Esdraelon Plain	0—25	43.3
Esdraelon Plain	25—50	51.6
Esdraelon Plain	50—75	59.0
Esdraelon Plain	75—100	67.2

The colloidal part of the soil was determined according to the method used by the soil laboratory of Berkeley University. The fraction is composed of particles less than 0.001 mm and is known as "colloidal clay".

From the data given in Table III we must admit that there is a certain movement of the "colloidal clay" to the 100 cm. depth in the soils of the Coastal Plain (about 5%) and of the Esdraelon Plain (about 11.5%).

Table III
Changes of Colloidal clay (particles less than 0.001 mm.)
In red loamy soils according to depth (in percentage of dry matter)

Depth (cm.)	Sample from Coastal Plain	Sample from Esdraelon Plain
0—25	28.8	30.1
25—50	32.3	32.6
50—75	32.3	36.1
75—100	34.0	41.5

The fluctuations in the amount of “colloidal clay” in the subsequent soil layers are not sufficient to explain the distinction in their structure and in the corresponding figures of their mechanical composition. In our opinion the solution to this problem may be found in the quantitative and qualitative distribution of replaceable cations in the colloidal part of the soil profile expressed as the ratio of a certain cation to the bulk of the absorbing colloid. The following considerations may allow us to interpret how far “the colloidal clay” is equivalent to the part of the so-called “soil absorbing complex”.

The question of which soil fraction possesses the properties of cation absorption has been repeatedly studied. K. Gedroiz (6) admitted the size of 0.001 mm. as an upper limit for particles composing the “absorbing complex”, but taking into account the accepted opinions on the size of particles in the “colloidal state” he decreased the upper limit of the “absorbing complex” particles to 0.25 μ (0.00025 mm).

The “colloidal clay” fraction contains all particles less than 0.00025 mm. transported to it from the original soil. The treatment of the soil with a sodium carbonate solution brings into dispersion particles greater than 0 001 mm. saturated by Ca and Mg. This fraction is also included in the “colloidal clay”. We can, therefore, suggest that the “colloidal clay” contains practically the whole soil absorbing complex.

The “colloidal clay” may contain some particles between 0.00025 and 0.001 mm. in size, which do not participate in base exchange. For soils like our red loamy soils, which are characterised by a very low transport of sesquioxides through the profile, the quantity of this kind of particles remains practically constant with the depth. Consequently, no significant error will be incurred in this case by accepting the amount of the “colloidal clay” as proportional to the size of the “soil absorbing complex”.

The amount of "colloidal clay" in red loamy soil calculated on dry matter is given in Table III.

Table IV shows the numerical data obtained after dividing the mgr. eqv. of replaceable Ca, Mg and Na in 100 gr. dry soil by the corresponding % of dry "colloidal clay".

Table IV
Mgr. eqv. of replaceable bases absorbed by one gr. of "Colloidal Clay"

Depth (cm.)	Coastal Plain			Esdraelon Plain		
	Ca	Mg	Na	Ca	Mg	Na
0—25	1.45	0.60	0.23	1.04	0.66	0.12
25—50	1.23	0.50	0.12	0.90	0.67	0.15
50—75	1.13	0.48	0.25	0.70	0.62	0.14
75—100	0.98	0.54	0.35	0.58	0.52	0.18

These figures, representing the amount of cations absorbed by 1 gr. of "colloidal clay", offer a measure for the determination of the saturation degree of the soil by the correspondent cation.

On the basis of the recorded data we can assert, as a general rule, that the saturation degree of the "absorbing complex" of red loamy soil by Ca decreases with the depth, while the saturation degree by Na increases. The saturation degree of Mg is similar to that of Ca but less marked.

The data given in Table IV permit us, on the basis of the relation existing between the absorbed cations and physical properties of the "absorbing complex" to foresee the existence of a different structure in the upper and lower layers of the soil profile.

The saturation degree of the absorbed Ca, which decreases with depth, and the inverse increase of the state of saturation by Na lead to the formation of an upper friable layer of coagulated particles and of a lower layer of compact soil.

The formation of the soil profile in the red loamy soil of Palestine is insignificantly effected by the transport of "colloidal clay" and chiefly dependent on the distribution of the absorbed bases, Ca, Mg and Na, through the soil profile. These absorbed cations are the cause of the existence of two different soil layers in red loamy soil.

Laterisation and Podzolisation Processes in Red Soils

The properties of red loamy soils described above are the result of climatic conditions prevailing in the semi-tropical dry region. The

changing wet and dry seasons of the year influence the weathering processes in parent soil material but the forces of leaching are not strong enough to move the transformed material down, thus forming eluvial and illuvial layers. This process is weakly developed and an insignificant transport of colloidal clay can be observed. The leaching influences chiefly the most soluble parts of soil by moving downwards in the wet season the soluble salts, which efflorescence again in the dry season (2). These changing processes prevent the impoverishing of the soil absorbing complex by cations, which is always the first step towards transformation of the "complex" into an unsaturated and unstable system, liable to chemical disintegration and to the formation of products easily dispersible and transportable. As a result of these conditions a soil type with the following characteristic features has developed:

1. the absorbing complex of the red loamy soil is always more or less saturated and stable;
2. pH fluctuates in the limits of 7.25—7.45;
3. the soil profile is represented by the distribution of exchangeable cations.

The red loamy soils of the tropical region are somewhat analogous to the red loamy soils of sub-tropical lands. The tropical red soil generally accompanies the laterite soil and is considered as a transitory step towards laterisation.

According to K. Glinka (7) the genesis of the true laterite is characterised by an accumulation of hydroxides of Al and Fe in the upper horizons and by the removal of silicic acid in the form of pseudo-solution. K. Gedroiz (9) sees a similarity between laterisation and podzolisation processes and explains it by the decomposition of the alumino-silicate portion of the soil, which is more strongly developed in the laterite type. He believes that the action of the temperature and the higher concentration of Ca and Mg in the soil solution convert the gels of Al and Fe hydroxides in the upper layer into an insoluble state.

The red loamy soil of tropical regions, which may be regarded as an antecedent step in the formation of laterite soil, is similar in its properties to the above described laterite.

In Table V, some data by Agafonoff (9) for important chemical properties of tropical red loamy soils are compared with corresponding data for Palestinian soils of the free Al_2O_3 and SiO_2 in a 5 percent KOH soil extract. These figures indicate the state and the degree of decomposition of the alumino-silicate soil fraction.

The data show that the red loamy soil of Palestine belongs to a soil type which is clearly distinguished from the tropical red loamy soil.

Table V
SiO₂ and Al₂O₃ in a 5% KOH extract (in percentage of dry matter)

Red Loamy Soil of Palestine							
After calculation according to the formula Al ₂ O ₃ · 2 SiO ₂ there remained							
Locality	Depth (cm.)	SiO ₂	Al ₂ O ₃	Al ₂ O ₃ · 2 SiO ₂	SiO ₂	Al ₂ O ₃	pH
Coastal Plain . .	0—25	1.21	0.62	1.35	0.48	abs.	7.25
Coastal Plain . .	25—50	1.06	0.55	1.19	0.42	abs.	7.30
Coastal Plain . .	50—75	1.16	0.46	1.00	0.62	abs.	7.30
Coastal Plain . .	75—100	1.21	0.46	1.00	0.67	abs.	7.40
Esdraelon Plain .	0—25	1.05	0.44	0.95	0.54	abs.	7.25
Esdraelon Plain .	25—50	1.09	0.36	0.78	0.67	abs.	7.30
Esdraelon Plain .	50—75	1.12	0.36	0.78	0.70	abs.	7.35
Esdraelon Plain .	75—100	1.20	0.34	0.74	0.80	abs.	7.45

Red Loamy Soils of Tropical Regions
(V. K. Agafonoff)

Red Soils of Indo-China							
Suzanneh	0—5	0.45	1.18	0.80	abs.	0.82	} 4.5—5.15
Suzanneh	25—30	0.53	1.69	0.98	abs.	1.24	
Suzanneh	50—60	0.45	1.12	0.83	abs.	0.74	
An-Loc N 6	55	0.93	1.54	1.73	abs.	0.54	
An-Loc N 1	5	0.84	1.26	1.55	abs.	0.55	

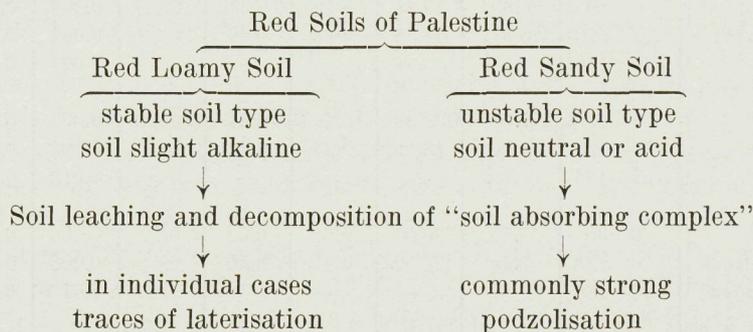
The acid reaction and the presence of free Al₂O₃ in tropical red loamy soils demonstrate that here we have a soil type the “absorbing complex” of which is much decomposed in comparison with the common stable type of red loamy soils of Palestine.

In the red soils of subtropical regions the lateritic character is manifested only by their preserving small quantities of red coloured hydrates of iron oxides. The further process of accumulation of sesquioxides in the upper layer is possible only by the strong decomposition of the “colloidal soil complex” and under certain conditions.

The investigations of Stache (7) show the presence of iron ore, in the form of small leads, in old deposits of Terra Rossa. It follows that in corresponding soil and climatic conditions a laterisation process can start in the subtropical type of red loamy soil.

Testing a soil sample taken at the colony Ataroth (North of Jerusalem) we found the 0.2–2 mm. mechanical fraction composed of globules of iron ore. The soil sample belongs to the variety of red loamy soil formed of weathered limestone and entirely deprived of Ca. This initial moment of the laterite process is the result of soil leaching phenomena and indicates the commencement of decomposition of the “soil absorbing complex”. Local conditions are responsible here for the coagulation of iron oxides in the upper layers (laterisation).

In red sandy soils poor in CaCO_3 , the washing out of electrolytes causes the development of another process — podzolisation, which consists of the accumulation of SiO_2 in the upper, and of Fe_2O_3 and Al_2O_3 in the lower, layers. This process was studied in detail and interpreted by the author in a previous paper (3). The processes developed in red soils of Palestine may be summed up as follows:



Grey Loamy Soils of the Northern Part of the Jordan Plain

Chemical Properties of Grey Loamy Soils

The Jordan Plain, extending from the Sea of Gallilee to the Dead Sea, is covered with light-grey loamy soils formed by diluvial depositions of the Jordan Sea. These grey soils are interrupted in the midst of the Jordan Plain by alluvial depositions of the Jordan River, which stretch along the river in a narrow ribbon.

On observing the cross-section of the southern shore of the Sea of Gallilee, we note that the upper layer — from the surface to a depth of 2 metres is composed of homogenous sheets of grey colour; then comes a layer of marl, with a well expressed lamellar structure, broken in small cylindrical pieces. At a depth of 10–12 metres lake gravel is found. The soil covering the Jordan Plain is light grey and, as shown in Table VI, is very rich in slightly soluble carbonates, chiefly CaCO_3 . External examination of the soil proper does not afford a possibility of establishing near the surface separate horizons of soil, the formation of which can be interpreted as influenced by climatic factors.

Table VI
Grey Soils of the Jordan Plain (Northern Part)
(in percentage of dry matter)

Locality	Depth cm.	Moisture	CaCO ₃	P ₂ O ₅	K ₂ O	N	Cl	Water soluble salts
Adissa	0—60	6.60	43.26	0.38	0.53	0.10	0.009	0.067
	60—120	6.35	43.80	0.42	0.51	0.08	0.007	0.065
	120—150	—	—	—	—	—	0.016	0.084
Dalhamia	0—60	7.14	40.25	0.43	0.36	0.29	0.005	0.089
	60—120	7.29	46.35	0.35	0.41	0.26	0.003	0.080
	120—180	—	—	—	—	—	0.005	0.088
Dagania (1)	0—60	6.99	39.25	0.19	0.37	0.21	0.008	0.086
	60—120	6.87	44.30	0.28	0.40	0.11	0.008	0.072
	120—180	—	—	—	—	—	0.007	0.053
Dagania (2)	0—60	7.34	38.35	0.20	0.44	0.23	0.003	0.090
	60—120	6.77	46.15	0.25	0.42	0.16	0.003	0.079
	120—180	—	—	—	—	—	0.013	0.155
Dagania 500 m from the Jordan	0—60	7.75	36.04	0.31	0.58	0.19	0.006	0.058
	60—120	7.49	36.52	0.37	0.50	0.14	0.008	0.071
	120—180	—	—	—	—	—	0.013	0.090
Dagania near the Orange Grove	0—60	3.83	42.28	0.30	0.48	0.19	0.020	0.193 ¹⁾
	60—120	3.85	48.30	0.39	0.29	0.07	0.020	0.187 ¹⁾
	120—180	—	—	—	—	—	0.030	0.160 ¹⁾
Gisar	0—60	5.41	40.12	0.37	0.35	0.11	0.008	0.070
	60—120	5.08	48.08	0.34	0.28	0.11	0.006	0.059
	120—180	—	—	—	—	—	0.008	0.031
Jordan (1) Shore	0—60	6.71	42.96	0.26	0.29	0.08	0.004	0.100
	60—120	7.90	43.69	0.24	0.29	0.06	0.004	0.040
	120—180	—	—	—	—	—	0.003	0.076
Jordan (2) Shore	0—60	6.89	40.76	0.26	0.33	0.08	0.005	0.090
	60—120	6.49	49.08	0.31	0.26	0.04	0.005	0.077
	120—180	—	—	—	—	—	0.007	0.150
Dagania East side	0—60	7.13	39.48	0.34	0.36	0.11	0.009	0.104
	60—120	7.75	40.81	0.26	0.31	0.07	0.009	0.104
	120—180	—	—	—	—	—	0.009	0.104

¹⁾ Irrigated lane.

The chemical analysis of a sample of this soil type (extract by HCl sp. gr. 1.15) is given in Table VII. From these data it is evident that the chemical composition of this soil as well as its character differ from those of the red loamy soils described above. The upper layer (0–25 cm.) shows an increased amount of SiO₂, Fe₂O₃, Al₂O₃ and MgO compared with the 50–75 cm. layer.

Table VII

The chemical composition of grey loamy soils of the northern part of the Jordan Plain. HCl (Sp. Gr. 1.15) extract. In percentage of dry matter. (Org. matter according to Knopp. N according to Kjeldahl)

Depth (cm.)	SiO ₂	Fe ₂ O ₃	Al ₂ O ₃	CaO	MgO	K ₂ O	P ₂ O ₅	Org. Matter	N
0–25	0.94	4.62	5.92	22.58	3.00	0.45	0.21	1.21	0.20
50–75	0.82	4.01	4.89	25.68	2.50	0.40	0.18	0.55	0.11

This difference is of a relative character and can be explained as a result of the transportation of CaCO₃ downwards.

Should this explanation be correct, the percentage decreases in the lower illuvial layer and the increases in the upper eluvial layer would be equal for all the compounds mentioned. In such a case the ratio of the percentage of any compound in the eluvial layer will represent a constant value.

The computations give the following figures for the ratios of the percentage of a compound in the eluvial layer to the percentage in the illuvial one.

SiO ₂	Fe ₂ O ₃	Al ₂ O ₃	MgO
1.14	1.15	1.20	1.20

These figures definitely support our opinion that only a transportation of CaCO₃ occurs in this soil and that the increased quantities of SiO₂, Fe₂O₃, Al₂O₃, and MgO in the upper layer are only apparent.

Several analyses of the same type of soil taken from the northern part of the Jordan Plain and reproduced in Table VI, invariably show that the content of CaCO₃ in soil increases with the depth. In 6 samples tested the difference between the layers III (120–180 cm) and I (0–60 cm) were as follows:

5.5, 5.9, 6.0, 7.8, 8.0, and 8.3%.

The transportation of CaCO₃ to the lower layers is characteristic of the soils of the Northern part of the Jordan Plain. This transportation is, as will be shown below, a result

of local climatic and geological conditions. Apart from the transportation of CaCO_3 another interesting property can be observed in these soils, viz. a very low content of water-soluble salts, especially chlorides (Table VI).

The total content of soluble salts in unirrigated soils is always expressed by a few hundredths per cent., and only in individual cases does it reach an average of 0.1%. Such a content of soluble salts in the soil is to be considered very low for conditions prevailing in Palestine and particularly those of the almost tropical climate of the Jordan Plain.

The gray loamy soils of the Northern part of the Jordan Plain, almost devoid of soluble salts, differ in character from those of the Southern part, which are very rich in water-soluble salts, although geologically both are of the same origin (see Table VIII). The above mentioned two properties of the soils of the northern part of the Jordan Plain — the downward transportation of CaCO_3 and the insignificant quantities of water-soluble salts in the soil show the probability of perpetual processes of leaching by electrolyte-free water, which were prevalent here during very long periods.

Table VIII. Total soluble salts in the soils of the Southern Part of the Jordan Plain Dry and Wet Solontchaks

Locality	Depth (cm.)	Water-Soluble Salts %
A. 8 km from Dead Sea Wadi	0—25	1.26
	25—50	6.44
	50—75	17.61
B. 10 km from Dead Sea Plain	0—25	3.40
	25—50	3.31
C. 12 km from Dead Sea Plain	0—25	1.27
	25—50	3.64
D. 44 km from Jerusalem near main road to Jericho .	0—25	1.78
	25—50	1.45
	50—75	1.71
	75—100	2.10
E. 41 km from Jerusalem near main road to Jericho .	0—25	4.00
	25—50	4.29
	50—75	2.84
	75—100	1.48
	Surface Dust	6.54
F. 7 km to North of Jericho	0—30	5.70
	30—50	3.80
	50—70	3.48
	70—100	3.30

The study of the replaceable bases for this type of soils shows the small size of the "absorbing complex" in comparison with that of red loamy soils as measured by the total of absorbed cations, thus supporting the opinion expressed above on the presence of leaching processes in the soil.

Replaceable bases in Palestine soils

Origin	Mgr. eqv. in 100 gr. dry soil
Red loamy soil of Coastal Plain . .	60—67 (Na, K, Mg, Ca)
Red loamy soil of Esdraelon Plain .	54—59 (Na, K, Mg, Ca)
Grey loamy soil of the Northern part of the Jordan Plain	30—34 (Na, K, Mg, Ca)
	+
	0.6—0.7 (replaceable H.)

The study of the gray loamy soil of the Northern part of the Jordan Plain permits us to fix the following points characteristic of this type of soil:

1. great quantities of CaCO_3 increasing with the depth,
2. a very low content of water-soluble salts,
3. a small "soil absorbing complex".

Recent observations made on irrigated lands of this belt showed the remarkable fact of the continuing decomposition and decrease in the size of the "absorbing complex" in the cultivated soil.

Decomposition processes in grey loamy soils (Northern Part of the Jordan Plain)

The small quantities of replaceable bases in grey loamy soils together with other properties described above, which indicate the presence of soil leaching phenomena, permit us to draw the conclusion that here the soil absorbing complex is partially destroyed.

The method elaborated by K. Gedroiz (8) for determining the decomposition of the absorbing soil complex and the "free" Al_2O_3 and SiO_2 in the soil, by treating it with a hot solution of 5% KOH was applied to grey loamy soils, the results obtained being reproduced in Table IX.

The "free" SiO_2 , which remained after the calculation according to the formula $\text{Al}_2\text{O}_3 \cdot 2 \text{SiO}_2$ reaches its maximum in the surface layer (1.87%) where the amount of the replaceable Na is minimal and decreases gradually downwards, while the replaceable Na increases. The character of the distribution of "free" SiO_2 in grey loamy soils

is unlike its distribution in red loamy soils, where SiO_2 always increases with the depth (see Tables V and IX).

Table IX
 SiO_2 and Al_2O_3 in a 5 per cent KOH extract
 (in percentage of dry matter)
 Grey loamy soil of the Northern Part of the Jordan Plain

Depth (cm.)	SiO_2	Al_2O_3	$\text{Al}_2\text{O}_3 \cdot 2 \text{SiO}_2$	After calculation according to the formula $\text{Al}_2\text{O}_3 \cdot 2 \text{SiO}_2$ there remained		% replaceable Na and Ca to the total of replaceable cations in soil	
				SiO_2	Al_2O_3	Na	Ca
0—25	2.33	0.39	0.85	1.87	—	4.4	78.3
25—50	1.64	0.30	0.65	1.29	—	5.4	75.3
50—75	0.95	0.18	0.39	0.72	—	8.3	67.8
75—100	0.83	0.30	0.65	0.48	—	7.6	59.1

For the better understanding of the relations existing between the appearance of "free" SiO_2 extracted by the 5% KOH solution and the decomposition of the soil absorbing complex the following data obtained from the sample of red loamy soil of the coastal plain were compared:

- a) % of replaceable Na in relation to the total absorbed cations.
- b) "Free" SiO_2 extracted by a 5% KOH.
- c) SiO_2 in water extract.
- d) Na in water extract (see Table X).

Table X

Depth (cm.)	% of replaceable Na in relation to the total replaceable cations	% of "Free" SiO_2 extracted by 5% KOH	Mgr. SiO_2 Mgr. Na	
			in Water extract of 100 gr. soil (ratio of soil to water 1 : 2)	
0—25 . . .	10.1	0.48	3.5	3.7
25—50 . . .	6.6	0.42	4.1	8.5
50—75 . . .	12.8	0.62	3.7	12.0
75—100 . . .	18.6	0.67	4.0	16.1

On the basis of the above data the following relations can be established:

- a) the increase of replaceable Na towards the lower layers is accompanied by an increase of Na in the liquid phase of the soil.

- b) The increase in the amount of Na in the soil solution does not influence the amount of SiO₂ in the solution, which remains nearly constant.
- c) The extracted “free” SiO₂ increases with the depth and this rise is probably connected with Na in the soil and soil solution.

These relations explain to some extent the complicated processes of the decomposition of the “absorbing complex”.

The increase of Na in the soil solution together with the percentage growth of Na in the “complex” indicates that the fundamental factor influencing the decomposition of the “soil absorbing complex” is the replaceable Na. The approximately constant amount of SiO₂ in the water extract of every layer can be interpreted as a result of the low solubility of SiO₂. In fact, the quantity of SiO₂, which appears after the decomposition of the “complex”, increases with the increase of Na in the soil solution. But after the completion of the process of decomposition only a part of the SiO₂ remains in the solution (constant of solubility) and the excess of SiO₂ is coagulated in a form easily soluble in KOH. This excess of SiO₂, insoluble in water, increases also with the depth.

The process of decomposition will have quite another character when the soil saturated with sodium is continually leached by the water.

The transformation of Na-saturated “Solonets” soil into Na-free “Solodee” soil by leaching with water, and the distribution of SiO₂ extracted by 5% KOH along the soil profile can be explained by the following scheme:

• Water Leaching Process in Soil Saturated by Na

Depth	leaching agent	Degree of decomposition of the “complex”	Amount of Na and SiO ₂ appearing in soil after decomposition	Size of the deposit of “free” SiO ₂ Excess of Insoluble SiO ₂
First layer	water (H ion)	Strong	Considerable	large smaller very small SiO ₂ in solution constant SiO ₂ soluble in 5% KOH decreases
Second „	Soil solution of the first layer (some Na ions)	Weaker	less	
Third „	Soil solution of second layer (more Na ions)	More Weaker	low	

The influence of the climatic factor on the formation
of red and grey loamy soils

The above cited data on the distribution of exchangeable cations and "free" SiO_2 along the soil profile of red loamy soils give an opportunity for some conclusions on the natural processes which lead to the formation of this type of soil. The inverse relation of the replaceable Na and Ca in the soil proves the presence of an antagonism between these cations under natural soil conditions.

In the winter season changes appear in the composition of the soil solution as a result of the heavy rains and the formation as well as the immediate decomposition of the organic matter formed during the same season. An increased replacing activity of Ca ion can be observed in the upper layers as a result of:

- a) the formation of soluble organic compounds, and later CO_2 , which favours the solubility of Ca ion (dissolving CaCO_3),
- b) the leaching out of the Na salts by the rainwater percolating from the soil surface.

In the summer season

- a) the solubility of Ca ion in the soil solution decreases as result of the absence of organic matter entirely decomposed and
- b) the soil moisture and the soluble Na salts, which are leached down during the rainy season, move towards the air-dry surface soil. The absorbed Ca is replaced by Na.

The alternating change of two different climatic seasons during the year promotes a struggle for the "complex" between the cations in the soil, resulting in the present distribution of the exchangeable cations in the soil profile of red loamy soil.

The amounts of "free" SiO_2 and its distribution in the soil support the opinion that this soil was never saturated with Na and that the tendency of sodium salts to enter into the "soil complex" belongs to a recent period. The limestone deposits are the source of alkalisation of the soil and according to Blankenhorn, are rich in soluble Na salts which remained from a previous geological epoch. These salts were not leached out from the rocks. Under these soil conditions CaCO_3 protects the upper fertile layer of red loamy soils, in which the plants grow, from the aggressive Na salts.

The formation of grey loamy soils and the climate

The figures for grey loamy soils (see Table IX) show in the upper soil layer an important quantity of "free" SiO_2 (1.87%), which de-

creases towards the lower layers. The absolute and relative quantities of replaceable Na are here lower than in the case of red loamy soils. The distribution of the "free" SiO_2 , extracted by 5% KOH is typical for the "Solodee" soil derived from the Na-saturated "Solonetz" soil by leaching.

The varying geological conditions and the present local climate are responsible for the formation of this type of soil.

The drying up of the Jordan Sea belongs probably to the epoch when the southern part of the Jordan Gorge moved down and formed a big salty-lake, which gradually decreased to the size of the Dead Sea to-day. After that the Jordan Plain was submitted to the climatic conditions observed now.

The Jordan Plain, which is covered from the Sea of Galilee to the Dead Sea with the same deposits of the Jordan Sea, known as "lissan" marl, may be divided according to its climate into three parts:

- (1) from the shore of the Sea of Galilee to Beisan, 400—250 mm of rain;
- (2) from Beisan to the vicinity of Jericho, 250—100 mm of rain;
- (3) from Jericho to the Dead Sea, 100 mm and less.

The soil of the Northern part of the Jordan Plain, which according to its rainfall was in relatively more favourable conditions, was gradually leached out. In the first space of time, after the shortening of the area covered by the Jordan Sea, the surface soils were rich in water-soluble salts and represented "Solonchaks" with Mg and Ca Carbonates. Afterwards the "Solonchaks" began to be leached out in two directions: horizontally to the Dead Sea and vertically towards the depth. As results of this process "Solonetz" soil, free of water soluble salts, was formed, which, after the following decomposition by leaching, was transformed into the present type of grey loamy soil "carbonate Solodee".

The transformation process of the remaining "Solonetz", after the leaching-out of water-soluble salts, occurred in two parallel phases:

1. An exchange reaction started between Ca of CaCO_3 and the replaceable Na of the "absorbing complex"; but, at the average high temperature of this belt and with the insignificant content of CO_2 present in the water, the solubility of CaCO_3 was low, thus limiting the entrance of Ca ion into the complex.

2. An intensive exchange process developed between the Na-soil and the H-ion accumulated in water in relatively high concentrations, as a result of the increased electrical dissociation of water at high temperature. This factor of temperature, decreasing the solubility of CaCO_3 and immediately favouring the increase of H concentration,

promoted the hydrolysis of replaceable Na and the appearance of considerable amounts of NaOH and NaHCO₃ in the soil solution. The OH-ion formed creates a high dispersion of the fine particles of the "soil absorbing complex" and subsequently the products of decomposition, including SiO₂, appear in the soil solution. Both phenomena (the accumulation of SiO₂ and the gradual replacement of Na by Ca in the intact residua of the "absorbing complex") can be observed in the figure given above.

The process of decomposition of the "Solonetz" soil creates, under the soil climatic conditions, partial destruction of the "soil absorbing complex" and the accumulation of "free" SiO₂. In the remaining portion of the "soil complex" a partial segregation of replaceable Na by hydrolysis occurs and the Na is replaced by Ca in the other part of the "soil complex". In the second part of the Jordan Plain with less rainfall (250—100 mm.) the soil process is stopped at the stage of "Solonetz" soil.

The third part with an annual rainfall of 100 mm. and less consists of wet and dry "solonchaks" and corresponds to the earliest stage of soil formation in the Northern part of the Jordan Plain.

Summary

1. The red loamy soils of the Esdraelon and of the Coastal Plains belong to an identical soil type, developed from the same parent rocks under the influence of similar climatic conditions (500 mm. average rainfall).

2. On the basis of the examination of the HCl extract, this soil type can be defined as formed by a strong decomposition of the mineral material without the transportation of sesquioxides.

3. The soil profile of red loamy soils depends principally on the distribution of replaceable cations which are responsible for the presence of soil layers with different structures.

4. The red loamy soil of Palestine differs from the red loamy soil of tropical regions by:

- a) the reaction of the first type of soil being slightly alkaline (pH 7.25—7.45) and containing "free" SiO₂, whilst the tropical red soil has an acid reaction (pH 4.5—5.15) and contains "free" Al₂O₃;
- b) the soil absorbing complex of red loamy soil of Palestine is stable in comparison with the extremely decomposed "complex" of the tropical region.

5. In individual cases the red loamy soil of Palestine shows traces of laterisation; the red sandy soils, on the other hand, which belong to the same belt are commonly exposed to strong podzolisation.

6. The grey loamy soil of the Northern part of the Jordan Plain can be characterised by the following properties:

- a) the amount of CaCO_3 increases with the depth,
- b) the amount of water-soluble salts is very low,
- c) the size of the "soil absorbing complex" is small,
- d) exchangeable H is present in the "complex".

7. The examination of a 5% KOH extract of grey loamy soil demonstrates the presence of "free" SiO_2 , which decreases with the depth.

8. As a result of the two different climatic seasons during the year, an antagonism exists between Na and Ca cations; this being the cause of the present distribution of cations in the soil profile of red loamy soil. CaCO_3 protects the soil fertility of the upper layers from the aggressive Na salts.

9. The formation of the soil of the Northern part of the Jordan Plain passed through the three following stages: "Carbonate-Solonchak" soil, "Solonetz" soil, and "Solodee" soil.

The "Solodee" process in the Northern part of the Jordan Plain induced:

- a) the destruction of the absorbing soil complex,
- b) the deposition of "free" SiO_2 , which decreases with the depth,
- c) the partial replacement of Na by Ca and H ions.

The soil of the Northern part of the Jordan Plain can be defined as "Carbonate Solodee" and represents the final stage of the decomposition of "Solonchak" by water.

10. The following genetic classification of the zonal Palestine soils can be established:

Rains in mm.	}	
500		I. Red sandy and red loamy soil
(average)		
Homologuous		
	Series of the	Series of the
	Coastal Plain	Jordan Plain
400—250 mm.	II. Chestnut (brown) soil	A. "Solodee" soil
250—100 mm.	III. Loess (grey) soil	B. "Solonetz" soil
100 and less mm.	IV. Gravel and desert soil	C. "Solonchak" soil

References

1. Leo Picard: Zur Geschichte der Kischen-Ebene. Leipzig 1928.
 2. Felix Menchikovsky: Seasonal Changes of the Moisture Content of Solaga Soil of Palestine and their Influence on Vegetation. Soil Sci., Vol. 42, No. 3, 1936.
 3. Felix Menchikovsky: Pen (Nasas) and its Origin in the Red Sandy Soils of Palestine. Journ. of Agric. Sci., Vol. XXII, part IV.
 4. A. Reifenberg: Terra Rossa. Kolloidchem. Beihefte, Leipzig 1928.
 5. S. Neustrueff: Genesis of Soils. Leningrad 1927. Publishing Office of the Academy.
 6. K. Gedroiz: The Theory of Absorption Process in Soils (Russian). Moscow-Leningrad 1929.
 7. K. Glinka: Dispersion System of Soils. Leningrad 1924 (Russian).
 8. K. Gedroiz: The Absorptive Soil Complex and the Absorbed Soil Cations as a Basis for a Genetic Classification of Soils. Nosovka Agr. Exp. Sta., 1925, No. 28 (Russian).
 9. V. K. Agafonoff: Sur quelques sols rouges et Bienhoa de l'Indochine. Paris.
-

Über starre und elastische Umtauschkörper

(Rigid and elastic exchanging bodies. — Matières de rechange rigides et élastiques)

von

Hans Pallmann

(Agrikulturchemisches Institut der E. T. H. Zürich)

A. Begriffsbildung

I. Der Umtausch und seine Beeinflussung der Systemeigenschaften¹⁾

Als Umtauschkörper bezeichnet man in der Agrikultur- und Kolloidchemie die in einem flüssigen Dispersionsmittel (meist H₂O) zerteilte feste oder flüssige Phase (Ton, Proteine, Öl z. B.), an deren Oberfläche relativ locker gebundene Ionen sitzen. Durch die Dissoziation dieser Ionen von der Grenzfläche weg erhält der Umtauschkörper seine elektrische Ladung bzw. sein elektrokinetisches Potential. Die locker gebundenen Ionen vermögen gegen andere, dem Dispersionsmittel zugesetzte Ionen gleichen elektrischen Ladungssinnes in äquivalentem Verhältnis umzutauschen. Die an der Oberfläche der dispersen Phasen sorbierten Ionen A tauschen dabei gegen die Ionen B ins Dispersionsmittel aus: dieser Platzwechsel, bestehend aus den beiden Teilvorgängen — „Ein- und Austausch“ — bezeichnet man als Ionenumtausch.

Für die verschiedenen Erscheinungen in Wissenschaft und Praxis spielen der Ionenumtausch, die spezielle Bindungsart der umtauschenden Ionen und die Struktur (Feinbau) des Umtauschkörpers eine bedeutende und oft entscheidende Rolle.

¹⁾ G. Wiegner: *Trans. 3. Int. Congr. Soil Sci.* **3**, 5—28, 1936. H. Freundlich und F. Juliusburger: *Trans. Faraday Soc.* **30**, 333—338, 1934. L. D. Baver und G. M. Horner: *Soil Sci.* **36**, 329—353, 1933. R. Gallay: *Kolloid. Beih.* **21**, 431—489, 1925. K. Endell und P. Vageler: *Ber. dtsh. Keram. Ges.* **13**, 377—411, 1932. C. la Rotonda: *Kolloid. Beih.* **35**, 413—440, 1931. H. Freundlich, O. Schmidt und G. Lindau: *Kolloid. Beih.* **36**, 43—81, 1932. A. Lottermoser und E. Schmidt: *Z. anorg. allg. Ch.* **203**, 129—145, 1931. R. Bradfield: *Journ. phys. chem.*: **35**, 360—373, 1931. E. Löwenstein: *Z. anorg. allg. Chemie*, **63**, 69—139, 1909. K. Endell, H. Fendius und U. Hofmann: *Ber. dtsh. Keram. Ges.* **15**, 595—625, 1934. H. Jenny und R. F. Reitemeier: *Journ. phys. chem.*: **39**, 595—604, 1935. H. Jenny und E. W. Cowan: *Z. Pflanzenern. Dgg. u. Bdk. A.* **31**, 55—67, 1933.

Sie beeinflussen z. B.:

- a) den Nährstoffhaushalt des Bodens und die Verwertbarkeit der in diesem aufgespeicherten Nährstoffe für die Pflanzen,
- b) den Wasserhaushalt des Bodens,
- c) die Druckfestigkeit, den Dispersitätsgrad, die Rutschneigung der Böden,
- d) die keramischen Eigenschaften der Tone: Viskosität, Gießfähigkeit, Plastizität usw.,
- e) den Durchgang der ionisierten Nährstoffe durch die Gele und Membranen der tierischen und pflanzlichen Organismen,
- f) die Gel-Eigenschaften: Quellung, Ladung, Thixotropie,
- g) die enzymatische Angreifbarkeit organischer Kolloide (Eiweiße z. B.),
- h) die Stabilität der Sole, Emulsionen und Gele.

II. Die Umtauschreaktionen und ihre Voraussetzungen²⁾

Der qualitative und quantitative Ablauf der Umtauschreaktionen an den Grenzflächen irgendeines Umtauschkörpers (Humus, Ton, Chabasit, Protein usw.), die schematisch wie folgt formuliert werden können:



ist bei einer bestimmten Reaktionstemperatur abhängig von:

1. der Bindefestigkeit der umtauschenden Ionen an der Grenzfläche des Umtauschkörpers (disperse Phase). Die Bindefestigkeit der Ionen wird weitgehend bedingt durch:
 - a) Ionengröße, Ionenladung, Ionendeformation,
 - b) Äquivalentgewicht, Hydratation,
 - c) Affinität zur Grenzfläche (Bildung unlöslicher Verbindungen),
 - d) dielektrischen Eigenschaften des Dispersionsmittels.
2. der Umtauschkapazität der Umtauschkörper. Darunter versteht man die Menge der je Gramm disperser Phase gebundenen und austauschenden Ionen in Milliäquivalenten. Diese Umtauschkapazität wird beeinflusst durch:

²⁾ G. Wiegner, loc. cit. sub 1. G. Wiegner und K. W. Müller: Z'schr. Pflanzenern. Dgg. u. Bdk. A. **14**, 321—347, 1929. A. L. S. Bär und H. J. C. Tendeloo: Kolloid. Beih. **44**, 97—124, 1936. J. B. van der Meulen: Rec. trav. chim. Pays-bas: **54**, 107—113, 1935. H. Jenny: Kolloid. Beih. **23**, 428 bis 472, 1926. H. Jenny, Journ. of physico-chem. **36**, 2217—2258, 1932. A. P. Vanselow: Soil Sci.: **33**, 95—113, 1932.

- a) den eigentlichen Chemismus des Umtauschkörpers, durch den die adsorbierenden Valenzstellen gegeben werden (z. B. Vorhandensein ionogener Oberflächenorte, Al mit Koordinationszahl 4 in Silikaten usw.),
 - b) die Zugänglichkeit oder die sterische Blockierung der im Innern der dispersen Phasen gelegenen Valenzstellen für die diffundierenden Ionen. Diese Zugänglichkeit innerer ortsgebundener Valenzstellen ist weitgehend vom freien Lumen der Innendispersitäten und vom Radius der diffundierenden Ionen abhängig,
 - c) den Grad der äußeren Zerteilung an sich kompakt gebauter Umtauschkörper,
3. der Diffusionsgeschwindigkeit der Umtauschpartner von und zu den ortsgebundenen Valenzstellen des Umtauschkörpers. Diese Diffusionsgeschwindigkeit und damit auch die Geschwindigkeit der Umtauschreaktion ist gegeben durch die inneren und äußeren Dispersitätsgrade des Umtauschkörpers, die Radien der diffundierenden Ionen sowie die Viskositätseigenschaften des Dispersionsmittels.

B. Die aktive Oberfläche des Umtauschkörpers³⁾

Die Gesamtheit der im Innern und an der Außenseite des Umtauschkörpers vorhandenen und zugänglichen Oberfläche bezeichnet man als aktive Oberfläche. Sie wird bezogen auf ein Gramm oder ein Mol des betreffenden Umtauschkörpers. Dieser Formulierung haftet naturgemäß die Schwäche eines dehnbaren Begriffes an, da die sterischen Hinderungen weitgehend vom Radius der diffundierenden Reaktionspartner abhängen und dadurch die Zugänglichkeit der Adsorptionsorte beeinflussen. Die Schärfe dieses Begriffes leidet weiter unter der mangelnden Festsetzung einer bestimmten unteren Grenze der Reaktionsgeschwindigkeit bzw. der Diffusionsgeschwindigkeit der von und zu den ortsgebundenen Valenzstellen wandernden Ionen. Der Experi-

³⁾ W. P. Kelley und H. Jenny: *Soil Sci.*: **41**, 367—382, 1936. C. E. Marshall: *Trans. Ceram. Soc.* **30**, 81—97, 1931. G. Wiegner: *Trans. 3. Int. Congr. Soil Sci.* **3**, 5—28, 1936. A. Renold: *Kolloid. Beih.* **43**, 1—142, 1935. O. Bottini: *Kolloid-Z.* **78**, 68—71, 1937. O. Bottini: *Kolloid-Z.* **80**, 56—59, 1937. Wo. Ostwald: *Kolloid-Beih.* **42**, 109—124, 1935. C. E. Marshall: *Journ. Soc. chem. Ind.*: **54**, 393—398, 1935. H. G. Byers und M. S. Anderson: *Journ. phys. chem.* **36**, 348—366, 1932. A. L. S. Bär: *Diss. Wageningen* 1936. R. H. J. Roborgh und N. H. Kolkmeijer: *Z. f. Kristallogr. (A)* **94**, 74—79, 1936. D. M. Witt und L. D. Baver: *Journ. Americ. Soc. of Agronomy*: **29**, 905—911, 1937.

mentator schließt meistens auf die Unzugänglichkeit der inneren Oberflächenorte, wenn im Verlaufe seines höchstens über Wochen sich erstreckenden Experimentes keine ausreichende Diffusion (lies Umtausch) bemerkt werden kann, die eventuell im Laufe der Jahre einen deutlichen Betrag erreichen könnte.

Es werden zweckmäßig die sog. Außenoberflächen von den sog. Innenoberflächen unterschieden.

1. Als Außenoberflächen erscheinen die aktiven Oberflächenorte, welche die äußere freie Begrenzung der dispersen Phase gegen das Dispersionsmittel bilden. Hier ist die Zu- und Wegdiffusion der Umtauschpartner frei und weder durch Kapillaren noch Poren oder intrakristalline Ebenen sterisch gehemmt: die Reaktion vollzieht sich rasch. Der kompakt gebaute Quarz, das dichte Teilchen der Silberhalogenide und der Edelmetallsole, wie auch das eng gepackte Schichtgitter des Kaolins sind Beispiele von Umtauschkörpern, die nur durch ihre Außendispersitäten am Umtauschvorgang beteiligt sind. Der Dispersitätsgrad dieser kompakten Körper kann streng als reziproker Wert des Teilchenradius definiert werden.

2. Die Innenoberflächen werden durch die Gesamtheit aller Kapillaren, Poren und Zwischenräume gebildet, welche die disperse Phase durchziehen und deren freie Querschnitte den Ionen — meist dient das kleine Wasserstoffion als Indikator — die Diffusion mit einer praktisch hinreichenden Geschwindigkeit durch das Mizellen- oder Kristallinnere erlauben.

Die freie aktive Oberfläche eines Umtauschkörpers, als Summe der Außen- und Innenoberflächen entscheidet weitgehend über die Größe der Umtauschkapazität. Die Gesamtoberfläche übt auf die Größe der Umtauschkapazität den bedeutenderen Einfluß als der Bauschal-Chemismus der dispersen Phase aus (z. B. bei Silikaten). Innendisperse Systeme haben unter vergleichbaren Bedingungen eine größere aktive Oberfläche und damit eine höhere Umtauschkapazität als kompakt gebaute Phasen, deren aktive Oberflächen nur in der äußeren Teilchenbegrenzung bestehen.

Ein Molwürfel des kompakt gebauten Quarzes besitzt eine Oberfläche von 48 qcm, während der ideal innendisperse Montmorillonit (ideal gitterstörungsfreier Montmorillonit angenommen) im Molwürfel 1 Milliarde qcm freier Oberfläche den Umtauschreaktionen darbietet.

3. Metastrukturen. Ideal kompakte Körper, ohne jede zugängliche Innendispersität gibt es praktisch nicht; Störungen im Gitterbau oder in der Anordnung der Mizellenbausteine schaffen die sog. Meta-

Tabelle 1
Vergleich einiger Ionendurchmesser mit den Innendispersitäten einiger Umtauschkörper

Ionendurchmesser	nackt	hydratisiert*)
H + 1-wertig	0,7 Å	10,8 Å
Li „	1,56 Å	7,3 Å
Na „	1,96 Å	5,6 Å
K „	2,66 Å	3,8 Å
Rb „	2,98 Å	3,6 Å
Cs „	3,30 Å	3,6 Å
Mg + 2-wertig	1,56 Å	10,8 Å
Ca „	2,12 Å	9,6 Å
Sr „	2,54 Å	9,6 Å
Ba „	2,86 Å	8,8 Å

Intramizellare Zwischenräume:

Quarz und kompaktdisperse Systeme	unter 2 Å
Chabasit	um 3—5 Å

Schichtebenenabstände:

Kaolinit	um 2—3 Å
Pyrophyllit	um 2—3 Å
Graphit	um 3—4 Å
Montmorillonit	um 8—20 Å
Graphitsäure	um 6—11 Å
Gelatine (Äquatorialinterferenz)	um 11—16 Å

strukturen²⁾, auf die Wo. Ostwald (1935) und G. Wiegner (1936) mit Nachdruck hinwiesen. Diese Metastrukturen zeigen sich im ultramikroskopischen Relief oder in der Topographie der Teilchen als Klüfte, Risse, Spalten, Höcker (von der Dimension 1—100 $\mu\mu$) mit ihrer formhaften Beeinflussung der elektrischen Felder der verschiedenen Oberflächenorte und daher der Bindefestigkeit der daselbst vorhandenen Ionen. Diese Metastrukturen bedingen weitgehend die Verschiedenheiten in der Haftfestigkeit einer bestimmten Ionensorte A an ein- und demselben Umtauschkörper (A. Renold [1935], O. Bottini [1937]).

Als Maß für die Zugänglichkeit der Innendispersitäten eines Umtauschkörpers kann in grober Annäherung die sog. RZ-Zahl dienen (RZ = relative Zugänglichkeit). Folgende Überlegung liegt diesem Maß zugrunde: ein vollkommen innendisperser Körper mit freier Zugänglichkeit der im Innern liegenden Adsorptionsstellen zeigt im Experiment die Umtauschkapazität U je Gramm, unabhängig von seiner äußeren Zerteilung. Ein Würfel von 10 cm Kantenlänge

*) Hydratation aus Wanderungsgeschwindigkeit der Ionen bei ∞ Verdünnung berechnet.

einer Substanz mit idealer Innenzugänglichkeit wird beim Umtauschversuch die gleiche Umtauschkapazität aufweisen wie die gleiche Gewichtsmenge desselben Körpers, der als feines Mehl im Dispersionsmittel zerteilt wird. Bei gleicher Umtauschkapazität wird allein die Diffusionsgeschwindigkeit verschieden sein. Durch die äußere Dispergierung können beim idealzugänglichen Umtauschkörper keine wesentlichen Neuoberflächen geschaffen werden. Der idealkompakte Umtauschkörper erfährt dagegen mit steigender äußerer Zerteilung einen ständigen Zuwachs an aktiver umtauschtragender Oberfläche.

In Tab. 2 sind die RZ-Zahlen und die Umtauschkapazitäten einiger dem Agrikulturchemiker besonders naheliegender Umtauschkörper zusammengestellt.

Tabelle 2
Relative Zugänglichkeit (R. Z.) der intramizellaren Zwischenräume und Umtauschkapazität einiger Umtauschkörper

Umtauschkörper	Relative Zugänglichkeit in %	Umtauschkapazität in Maeq. je Gramm
Permutit	100	2,5—5 Maeq. (Agr. Chem. ETH)
Chabasit	100	4 „ (Cernescu ETH)
Graphitsäure	100	4—7 „ (Thiele)
Humusstoffe	100	1,5—5 „ (Zadmard ETH)
Proteine	100	0,6—1,5 „ (Pauli, Graf ETH)
Montmorillonit	ca. 50	0,6—1,2 „
Muskovit*)	13	0,11 „ (Kelley-Jenny)
Kaolinit	11	0,08 „ „
Oligoklas	9	0,03 „ „
Anorthit	8	0,02 „ „
Labradorit	8	0,02 „ „
Biotit	4	0,03 „ „
Pyrophyllit	4	0,04 „ „
Orthoklas	4	0,05 „ „
Albit	1	0,01 „ „

*) RZ von Muskovit und den folgenden Silikaten berechnet nach Versuchen von Kelley u. Jenny (1936) nach dem Ansatz:

$$RZ\% = \frac{(\text{UK der Silikate} : 100 \text{ -Maschensieb})}{(\text{UK der Silikate} : 72 \text{ Std. gemahlen})} \cdot 100$$

C. Starre und elastische Strukturen der Umtauschkörper

I. Begriffsbildung

Die Struktur eines Umtauschkörpers ist durch den Feinbau der dispersen Phase gegeben. Sie ist gekennzeichnet durch die geometrisch definierte Ordnung der Molekeln oder Ionen im Kristallgitter oder durch die wirre Anordnung der Bausteine im \pm amorphen Aggregat der Gele.

Die Struktur eines äußerlich grobdispersen, kristallinen oder amorphen Umtauschkörpers bezeichnen wir als starr, wenn sie durch die Einwirkung des Dispersionsmittels (Quellung, Solvation) sowie durch mäßig konzentrierte Elektrolytlösungen stabil bleibt, d. h. ihre äußeren und inneren Dispersitäten nicht verändert. Als elastisch bezeichnen wir im Gegensatz dazu eine Struktur, welche sich unter den eben genannten Einwirkungen aufweitet oder verengert und beim Aufhören dieser äußeren Beeinflussungen wieder reversibel in den ursprünglichen Strukturzustand übergeht. Die Strukturelastizität wird hier als reversible Erscheinung definiert und behandelt.

II. Kolloidchemische Bedeutung der Strukturelastizität

Durch Struktur aufweitung wird die innere Oberfläche eines Umtauschkörpers zugänglicher oder erst erschlossen. Die Umtauschreaktionen, zu denen auch in vielen Fällen die Neutralisation saurer disperser Systeme gehört, spielen sich dank geöffnetem Diffusionsweg rascher ab. Sterische Hemmungen für grossionige oder hochmolekulare Reaktionspartner werden beseitigt, der enzymatische Angriff an organischen hochpolymeren Naturstoffen (z. B. tryptischer Abbau des Kollagens) wird erleichtert. In vielen Fällen wird auch die Bindefestigkeit der austauschbaren Ionen bei Struktur aufweitung vermindert und der Umtausch dieser Ionen erleichtert. Die Quellfähigkeit, besonders die wichtige intrazelluläre Quellung, ist an die Gegenwart innerer und lockerer Dispersitäten gebunden.

III. Physikalisch-chemische Voraussetzungen starrer und elastischer Strukturen⁴⁾

Starre Umtauschstrukturen sind erscheinungsgemäß gekennzeichnet durch die feste Bindung der einzelnen Bauelemente unter-

⁴⁾ H. Pallmann: Vierteljahresschr. d. Naturf. Ges. Zürich **76**, 16—41, 1931. W. P. Kelley, H. Jenny und S. M. Brown: Soil Sci. **41**, 261—274, 1936. van Arkel u. de Boer: Chemische Bindung als elektrostat. Erscheinung. Verlag

einander. In der überwiegenden Mehrzahl aller Fälle liegt Hauptvalenzbindung vor, d. h. der Zusammenhalt wird durch die Betätigung der normalen Valenzen (elektrostatischer oder van der Waalscher Natur) bewirkt. Diese Hauptvalenzen zeichnen sich durch ihre Gerichtetheit aus und übertreffen in ihrer energetischen Wirkung die Effekte der sog. Nebervalenzkräfte. So schließen sich im Quarz die Si-O-Tetraeder oder im Diamant die C-Tetraeder zu einem starren Hauptvalenz-Raumgitter zusammen.

Bei den kristallinen starren Umtauschkörpern bewirkt der starre hauptvalenzartige Zusammenhalt der Bauelemente vielfach kleine intrakristalline Abstände. Kompakte Umtauschstrukturen sind hier in der Mehrzahl (z. B. Feldspäte) und nur in wenigen Ausnahmen (z. B. bei den Chabasiten) ist auch bei der Hauptvalenzbindung ein innenzugängliches Gerüst entstanden (siehe weiter unten). Aus diesem Grunde zeigen die meisten kompakten Umtauschkörper bei fehlender innerer Oberfläche nur sehr kleine, auf Metastrukturen und Außenoberflächen zurückzuführende Werte der Umtauschkapazität. Bei den anorganischen und organischen Gelen (z. B. Allophantone, Kieselsäure, Aluminiumhydroxydgel, Humus) erscheint das Umtauschgerüst bereits empfindlich aufgelockert im Verhältnis zu den Kristallen; durch die wirre Einlagerung der Bauelemente entsteht die permutoide, d. h. die innenzugängliche Struktur. Der jeweilige Anteil der gerüstzusammenhaltenden Haupt- und Nebervalenzkräfte ist hier ein gleitender.

Im elastischen Umtauschkörper sind die Bauelemente erster Ordnung in sich durch Hauptvalenzen gebunden und versteift, unter sich aber werden sie durch Nebervalenzkräfte zusammengehalten.

Als Nebervalenzenergie fassen wir die nach der Absättigung der normalen Valenzen sich in verschiedener Weise äußernden Energiewirkungen zusammen; diese äußern sich in der Solvation, der Adsorption, der Sammelkristallisation, in der Koagulation oder dem erwähnten Zusammenhalt bestimmter höherer Baugruppen. Diese Neben- oder Restvalenzenergie (R) kann sich demnach je nach ihrer sichtbaren Wirkung als Solvatationsenergie (S), als Zusammenhaltenergie (Z) oder als Adsorptionsenergie (A) erschöpfen.

$$R = Z + S + A$$

Diese Gleichung, die wir als Arbeitshypothese betrachten, zeigt, daß

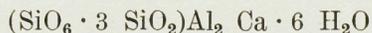
S. Hirzel, Leipzig 1931. K. H. Meyer u. H. Mark: Aufbau der hochpolymeren org. Naturstoffe. Akad. Verlagsges. Leipzig 1930. C. E. Marshall: Z. f. Kristallog. (A): 91, 433—449, 1935.

sich die Zusammenhaltsenergie (Z) um so weniger auswirken kann, je stärker sich die Restvalenzenergie (R) zur Solvatation (S) und zur Adsorption (A) verbraucht wird. Dadurch erklärt sich die auffällige elastische Strukturaufweitung bei der intramizellären Solvatation, der Quellung und der von E. Graf (ETH 1937) untersuchten Dispergierungsverstärkung des Caseins durch totale Adsorption der Neutral-salze.

Im folgenden Abschnitt sollen einige kennzeichnende Umtauschkörper diskutiert werden, die als Modellsubstanzen bodenkundliches oder aber allgemein kolloidchemisches Interesse bieten. Die Besprechung elastischer Eiweißstrukturen erfolgt im Hinblick auf die organischen Umtauschkörper der Humusstoffe, deren Umtauscheigentümlichkeiten zur Zeit am Agrikulturchemischen Institut der E. T. H. genauer untersucht werden.

D. Beispiele starrer und elastischer Umtauschkörper-Strukturen

I. Die starre Umtauschstruktur des Chabasites



Der Chabasit ist ein gut kristallisiertes Alumosilikat der Zeolithgruppe mit rhomboedrischem Rauggitter⁵⁾. Das durch Hauptvalenzen gebundene Rauggitter ist relativ locker. Ein Teil des Si kann durch Al-Ionen isomorph ersetzt werden, die entstehende negative Überschlußladung wird durch Alkali- oder Erdalkalimetallionen abgesättigt. Diese Ionen finden sich in den weitmaschigen Hohlräumen des Rauggitters in schwacher Bindung und daher umtauschfähiger Form.

Die allseitige Zugänglichkeit des Gitterinnern erklärt die hohe Umtauschazität von 4 Milliäquivalenten Ionen je Gramm (Cernescu, E. T. H. 1931). Die intrakristallinen, für den Umtausch als Diffusionsweg in Frage kommenden freien Zwischenräume dürften (nach den Umtauschversuchen mit steigend größer werdenden Ionen) um 3–5 Å weit sein. Solvatation, Hydratation und elektrische Aufladung durch Elektrolyte vermögen die Dimensionen des Hauptvalenzgitters nur minimal zu beeinflussen, der Feinbau ist praktisch starr.

⁵⁾ W. D. Bragg: The Structure of Silicates, Akad. Verlagsges. Leipzig 1930. O. Weigel u. E. Steinhoff: Z. f. Kristallog. **61**, 125–154, 1925. O. Weigel u. E. Bezner: Sitzber. d. Ges. Naturwiss. Marburg: **62**, 57–108, 1927. N. C. Cernescu: Anuarul institut. geolog. al Romaniei: **16**, 1–89, 1931.

Durch Hauptvalenzkräfte verkettete
 Me_{3+}^{4+} - O - Tetraeder bilden das weit-
 lumige aber ± starre Gerüst des
 Chabasites
 $(SiO_6 \cdot 3 SiO_2) Al_2 Ca \cdot 6 H_2O$

● = Si oder Al ○ = Sauerstoff

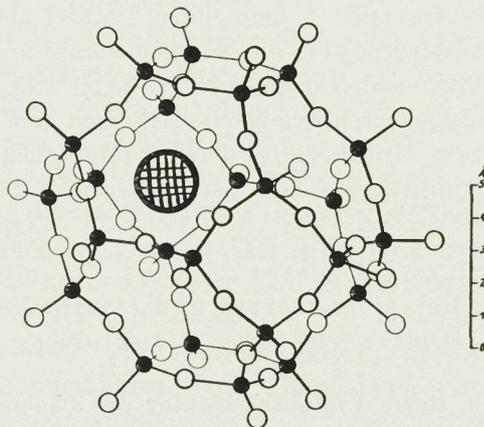


Fig. 1. Starres Raumgitter des Chabasites
 mit zugänglichen Innendispersitäten
 (aus W.L. Bragg 1930)

⊗ = Austausch-Ionen

II. Die starre Struktur des Graphites (C) und die elastische Struktur der Graphitsäure ($C_6[OH]_3$) (?)⁶⁾

Im Graphit sind die C-Atome untereinander durch Hauptvalenzen tetraedrisch verknüpft. Das ausgesprochene Schichtgitter deutet bereits darauf hin, daß innerhalb der Schichtebene verbundene C-Atome durch stärkere Kräfte zusammengehalten werden und daher kleinere gegenseitige Abstände besitzen (1,45 Å) als die in der kristallographischen c-Achse liegenden C-Atome untereinander (Schichtebenen-Distanz 3,4 Å).

⁶⁾ K. H. Meyer u. H. Mark: Ber. dtsh. chem. Ges. **61**, 608, 1928. U. Hofmann u. A. Frenzel: Ber. dtsh. chem. Ges. **63**, 1248—1262, 1930. U. Hofmann: Kolloid-Z.: **69**, 351—353, 1934. H. Thiele: Kolloid-Z.: **80**, 1—20, 1937.

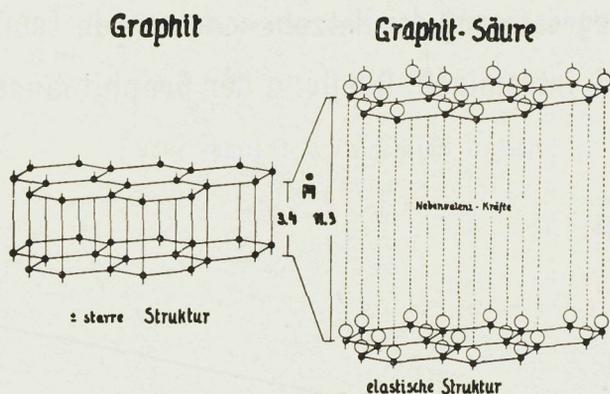


Fig. 2. Starres Graphit- und elastisches Graphitsäure-Gerüst (schematisiert nach Messungen von U. Hofmann und A. Frenzel 1930)

Die Hauptvalenzbindung ist aber in diesem Gitter auch in der Richtung der c-Achse stark genug, um dem Graphitgitter eine gewisse Strukturstarre zu verleihen.

Die Schichtebenenabstände betragen gegen 3,4 Å und machen den meisten Ionen den freien Eintritt unmöglich. Graphit erscheint daher für den Umtausch als kompaktes und starres Gerüst und vermag zudem durch die fehlende Ionisation keine Metallkationen elektrostatisch zu binden.

Durch intensive Oxydation (Schwefelsäure-Salpetersäure-KClO₃-Gemisch), die langsam von außen gegen das Gitterinnere des Graphites vordringt, werden die Hauptvalenzkräfte in der kristallographischen c-Achse zwischen den einzelnen Kohlenstoffatomen gelöst und durch O- und O-H-Ionen abgesättigt. Die einzelnen Schichtebenen werden nur noch durch lockere Nebenvaleanzkräfte zusammengehalten und dadurch zur Strukturelastizität befähigt. Bei der Hydratation dieser hydrophilen Gitterstellen O und OH treten die Restvalenzkräfte sowohl als Zusammenhalt- und Solvatationskräfte in Konkurrenz. Die hydrationsbedingte Schwächung des Zusammenhalts zeigt sich in der intrakristallinen Quellung der Graphitsäure.

In Fig. 3 ist der Zusammenhang zwischen der intrakristallinen Quellung und der dadurch bedingten Strukturaufweitung graphisch dargestellt. Die Strukturaufweitung ist reversibel und schwankt zwischen 6 und 12 Å-Einheiten. Diese großen Schichtebenenabstände bedingen die offene Zugänglichkeit des Gitterinnern und erklären die

Vergrößerung der Netzebenenabstände (001) b.d. intramizell. Quellung der Graphitsäure

[nach U. Hofmann u. A. Frenzel 1930]

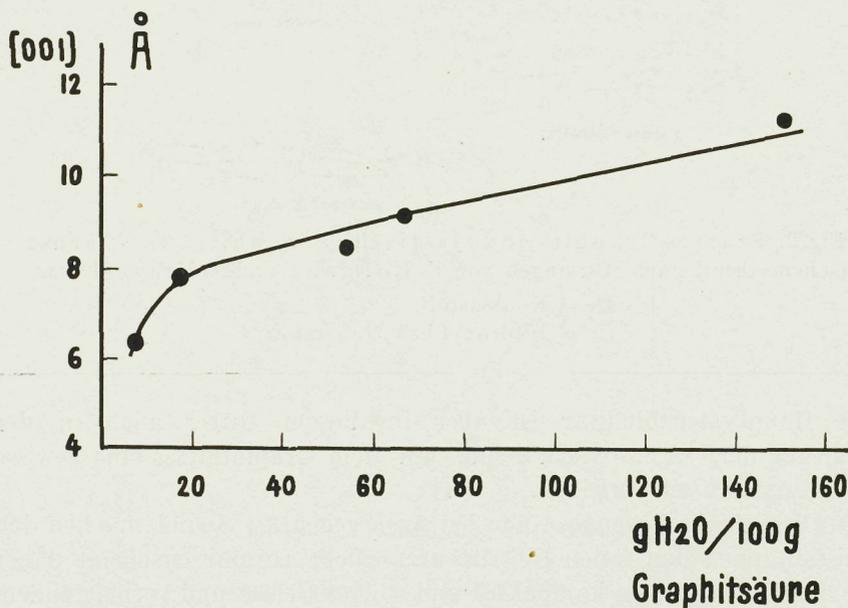
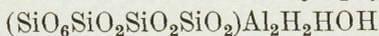


Fig. 3

sehr hohe Umtauschkapazität von 4–7 Maeq. je Gramm (Thiele 1937).

III. Die starre Struktur des Pyrophyllites⁷⁾



und die elastische Struktur des Montmorillonites (gleiche Formel).

Beide Kristalle besitzen die gleiche chemische Zusammensetzung und denselben kristallinen Bauplan, der besonders von L. Pauling,

⁷⁾ L. Pauling: Nat. Acad. Sci. Proc. **16**, 123–129, 1930. W. L. Bragg: The Structure of the Silicates. Akad. Verl.-Ges. 1930. U. Hofmann: Kolloid-Z.: **69**, 351–357, 1934. U. Hofmann u. W. Bilke: Kolloid-Z.: **77**, 238–251, 1936. U. Hofmann, K. Endell u. D. Wilm: Z. angew. Chem. **47**, 539, 1934. K. Endell, U. Hofmann, D. Wilm: Ber. dtsh. Keram. Ges.: **14**, 407, 1933. U. Hofmann, K. Endell, D. Wilm: Z. Kristallogr.: (A) **86**, 340, 1933. W. P. Kelley, W. H. Dore u. S. M. Brown: Soil Sci. **31**, 27–55, 1931. C. H. Edelman: Landb. Tijdschr. Maandbl. v. Ned. Genootschap v. Landbouwwetenschap. **49**, 1–20, 1937. C. E. Marshall: Science Progr.: **119**, 422–433, 1936. W. Noll: Chemie der Erde, **10**, 154, 1936. W. Noll: Chem. Zeitung: **61**, 890–891, 1937.

W. L. Bragg, U. Hofmann und K. Endell in den letzten Jahren untersucht wurde.

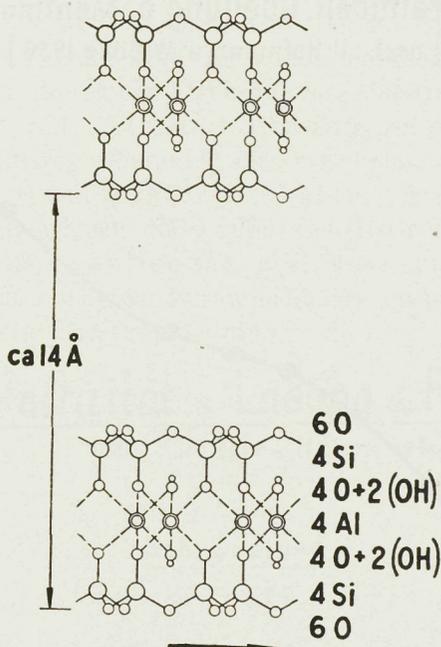


Fig. 4. Elastische Struktur des Montmorillonites
(nach U. Hofmann, K. Endell, W. Bilke, D. Wilm)

Während beim Pyrophyllit die Schichtenpakete der $\text{O-Si} \begin{smallmatrix} \text{O} \\ \text{OH} \end{smallmatrix} \text{Al} \begin{smallmatrix} \text{O} \\ \text{OH} \end{smallmatrix} \text{Si-O}$ Ebenen in relativ dichter Packung vorliegen und scheinbar die gesamte Restvalenzenergie für den Zusammenhalt verbraucht wird, entsteht offenbar der heute in der Bodenkunde oft diskutierte Montmorillonit unter Bedingungen, die einen weiteren initialen Abstand der Schichtenpakete ermöglichen. Der Schichtebenenabstand (001) ist größer geworden und hat dadurch eine auffallende Schwächung der nebervalenzartigen Bindung der Schichtebenen zur Folge. Die Hydrationsenergien können erfolgreich mit den geschwächten Zusammenhaltkräften konkurrieren. Die Vorbedingung für die elastische Kristallstruktur ist gegeben. Durch die Einlagerung des elektrostatisch gebundenen Wassers weichen die Schichtebenen auseinander und bilden weite intrakristalline Zwischenräume. Während beim Pyrophyllit der Schichtebenenabstand etwa 2,3 Å beträgt, wodurch auch den kleinen Ionen der Eintritt erfolgreich versperrt und eine kleine Umtauschkapazität von < als 0,5 Maeq. bedingt wird, ist bereits beim luft-

**Änderung d. Netzebenen - Abstandes [001]
b.d.intramicro. Quellung d. Montmorillonites**
[nach : U.Hofmann u. W.Bilke 1936]

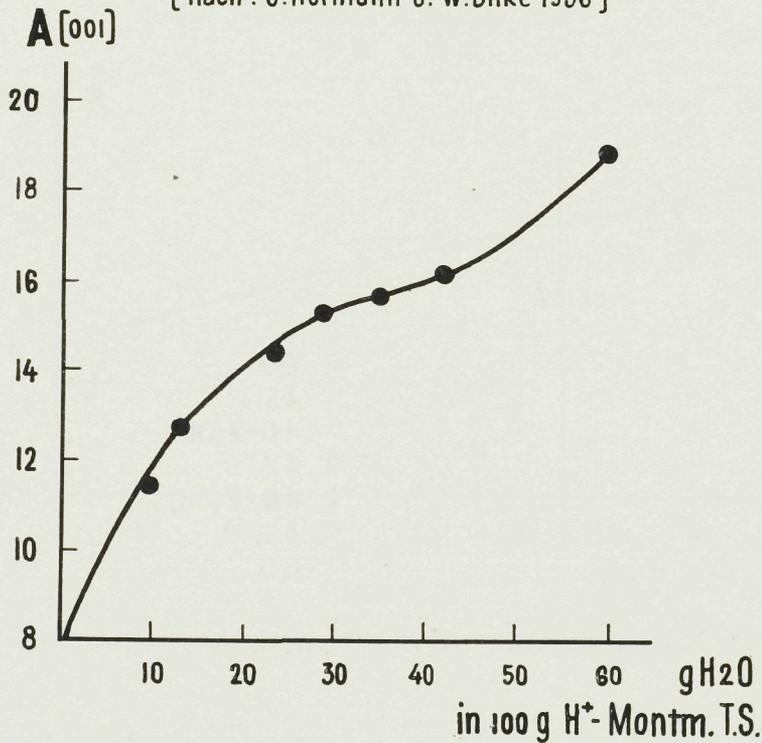


Fig. 5

trockenen Montmorillonit dieser Abstand auf 9 Å angewachsen, um bei steigender Hydratation bis gegen 20 Å anzusteigen.

Diese Distanzen erklären die hohe relative Zugänglichkeit (RZ) und die hohe Umtauschkapazität dieses Montmorillonites (Umtauschkapazität bis 1,2 Maeq/je Gramm). Es ist denkbar, daß die vollkommene RZ von 100 % bei den natürlichen Montmorilloniten deshalb nicht erreicht wird, weil Mg einen Teil des Si im Tetraederaufbau ersetzt und mit den zwei zusätzlich gewonnenen Valenzen bestimmte Schichtenbezirke pyrophyllitähnlich, also eng, zu binden vermag. Durch hochgradige Entwässerung des Montmorillonitgerüsts (bei T=über 600 ° C) geht das Gitter irreversibel in das dichtgepackte und starre Pyrophyllitgitter über.

bil
rä
de
M
zu
ph
be
Mi
(19
La

sch

Med
193
Ma
J. I

IV. Die elastische Struktur der Proteine⁸⁾

Die Hauptvalenzketten der Polypeptide und der Aminosäuren bilden die Bausteine der Proteingerüste. Bereits der chemische Charakter dieser Bauelemente läßt die kolloidchemischen Eigenschaften der hochpolymeren Proteine weitgehend vorausbestimmen. Die hohe Molkohäsion der NH_2 -, COOH -, CONH -Gruppen erklärt den bevorzugten hochmolekularen Charakter dieser Eukolloide; deren Hydrophilie bedingt die Quellungsbereitschaft und das Hydratationsbestreben; die ionogenen NH_2 - und COOH -Gruppen erteilen der Mizelle die elektrische Aufladung. K.H. Meyer und H. Mark wiesen (1930) auf die interessanten Zusammenhänge zwischen elektrischer Ladung und Struktur der Proteine hin.

Strukturelastizität u. Ladung d. Proteine

[nach K.H. Meyer u. H. Mark 1930]

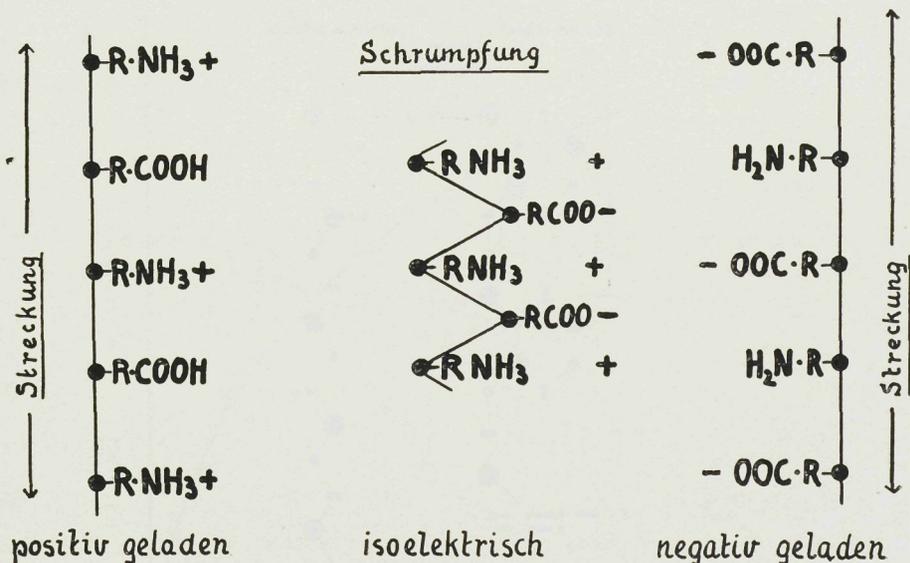


Fig. 6

Im elektrisch geladenen Zustand, also außerhalb des sog. isoelektrischen Punktes, stoßen sich im einfachsten Falle die elektrisch gleichnamig

⁸⁾ K. H. Meyer u. H. Mark, loc. cit. sub. 3). H. Pallmann: Schweiz. Mediz. Wochenschr. 67, 528, 1937. W. Grassmann: Kolloid-Z.: 77, 205—209, 1936. R. B. Corey u. R. W. G. Wyckoff: J. Biol. Chem. 114, 407, 1936. H. Mark u. H. Philipp: Die Naturwissenschaften, 25. Jahrg., 119—124, 1937. J. R. Katz u. J. C. Derksen: Rec. trav. chim. Pays-bas: 51, 513, 1932.

geladenen Radikale des Gerüsts gegenseitig ab: die Hauptvalenzketten strecken sich. Bei der isoelektrischen pH-Reaktion, bei der die NH_2 - und COOH -Gruppen in äquivalentem Ausmaß ionisieren, ziehen sich die entgegengesetzt geladenen Gruppen in der Kette an: die Aminosäurekette verkürzt sich unter Faltung oder Knäuelung.

Der spezielle Mechanismus der Strukturelastizität, d. h. der reversiblen Strukturänderung, hängt im Sonderfall nur von der primären Anordnung der Peptidketten, ihrer gegenseitigen Spreitung durch die senkrecht auf ihnen stehenden Aminosäurereste ab. Bei den wichtigen Faserproteinen findet sich denn auch eine ausgesprochene Strukturelastizität, die besonders instruktiv am Beispiel des Keratins zu beachten ist. Das Keratin dehnt sich bei der Quellung sehr stark aus, wobei die ursprünglich gefalteten Peptidketten gestreckt werden, wie dies durch röntgenometrische Vermessungen erwiesen ist.

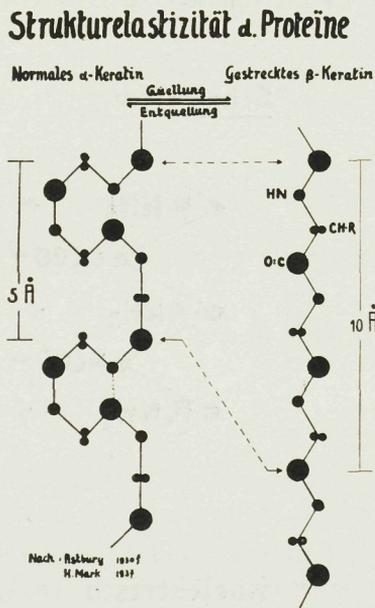


Fig. 7

Die neuesten Untersuchungen von Astbury (von H. Mark 1937 in den Naturwissenschaften übersichtlich zusammengestellt) ergaben die in Fig. 7 dargestellten Strukturänderungen. Beim Keratin äußert sich die Quellung der Faser in einer deutlichen Streckung der Peptidketten.

Etwas verschieden davon zeigt sich die Strukturänderung beim Kollagen, die im Hinblick auf die Zugänglichkeit des Mizellinnern von

Bedeutung ist. W. Graßmann fand (1936) bei seinen Studien über den enzymatischen Abbau der Kollagenfaser, daß sich diese beim Quellen in Wasser stark verbreitert, während sie sich in der Längsrichtung bedeutend verkürzt. Im nativen Kollagen besteht die Mizelle aus einem gestreckten und dicht gelagerten Peptidkettenrost, der durch seitliche Verstrebung mit Aminosäureresten nur unwesentlich ausein-

Aenderung des Netzebenen-Abstandes [Å] bei d. intramizell. Quellung der Gelatine

[Å entspr. Aequatorialinterferenz d. gedehnten Gelat.]

(nach: J.R.Katz u. J.C.Derksen 1932)

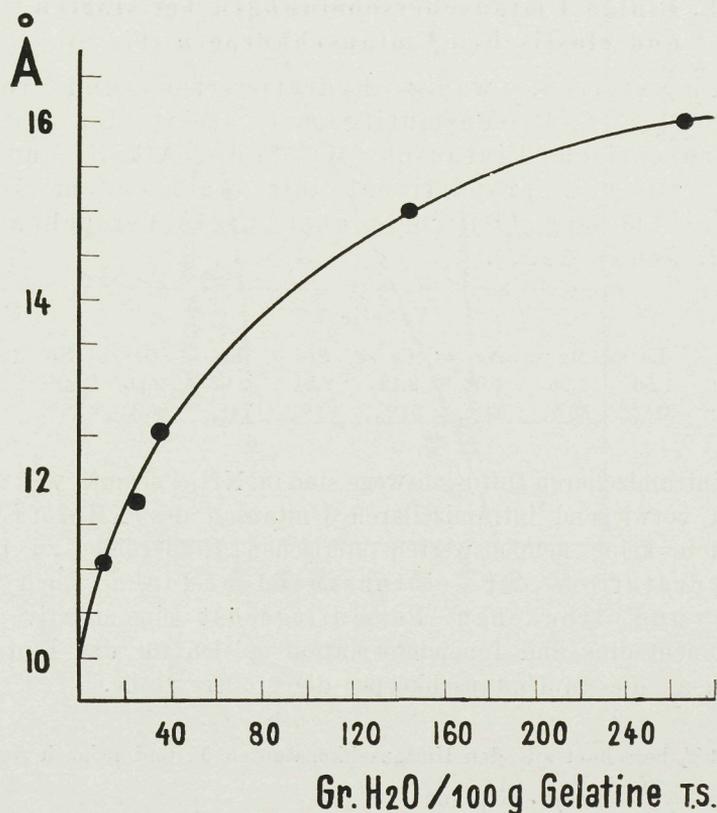


Fig. 8

andergespreizt wird. Die Struktur ist in diesem Falle relativ dicht und die Zugänglichkeit des Innern für die hochmolekularen Enzyme klein. Bei der Quellung, die durch H-Ionen verstärkt wird, stoßen sich die seitlichen Aminosäurereste ab, die Polypeptidkette knickt ein und es erscheint in der Quellstruktur ein stark gefaltetes und mit zugänglichen Innendispersitäten versehenes Proteingerüst. Der tryptische Abbau kann durch die ungehemmte Zirkulation des großmolekularen Enzyms im Proteininnern rasch erfolgen. In Figur 8 wird die Strukturelastizität des Gelatinegerüsts (Katz und Derksen 1932) wiedergegeben. Sie stellt den Zusammenhang zwischen dem Netzebenenabstand und dem Hydratationsgrad her. Auch hier, wie bei der Graphitsäure und dem Montmorillonit ist die Strukturauflagerung mit steigender Quellung, die durch elektrische Aufladung noch verstärkt werden kann, deutlich ersichtlich.

E. Einige Umtauscherscheinungen bei starren und elastischen Umtauschkörpern (Fig. 9)

1. Am starren, wenig hydratisierten und relativ lockern (NH₄)-Permutitgerüst steigt der mittlere prozentische Eintausch (M%)*) der Alkali- und Erdalkalitionen proportional mit wachsendem Ionenradius (D) (berechnet nach Versuchen von H. Jenny 1927).

Tabelle 3

Ionen:	Li	=	Mg	<	Na	=	Ca	<	Sr	<	K	<	Ba	<	Rb	<	Cs
D in Å:	1,56		1,56		1,98		2,12		2,54		2,66		2,86		2,98		3,30
M%:	31%		36%		54%		51%		61%		74%		80%		85%		92%

Die intramizellaren Diffusionswege sind im NH₄-Permutit weit genug, um dem vorwiegend intramizellaren Umtausch des NH₄-Ions gegen das Cs-Ion keine nennenswerten sterischen Hindernisse zu bieten. Die Hydratation der eintauschenden Ionen spielt beim starren und trockenen Permutitgerüst eine relativ kleine Rolle; Ionenradius und Ionendeformation spielen für das Eintauschverhalten an diesem Umtauschkörper die größere Rolle.

*) M% berechnet aus den Umtauschkonstanten K und n nach dem Ansatz: $M\% = \frac{K}{1+n} (0,5)^n \cdot \left(\frac{1}{u}\right) \cdot 100$

u = Umtauschkapazität

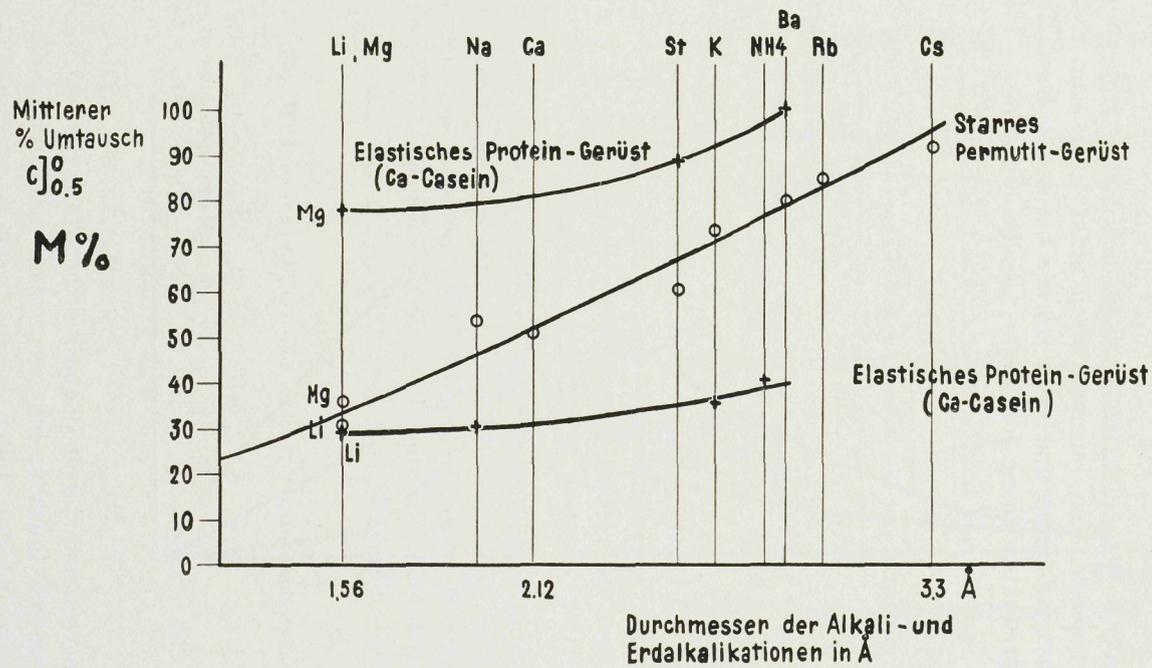


Fig. 9

2. Die intramizellare Blockade beginnt im starren Ca-Permutit erst bei Ionendurchmessern von der Größenordnung der einwertigen Methylammoniumionen.

Der Eintausch der einwertigen Alkaliionen steigt proportional dem Ionendurchmesser, der Ionenumtausch sinkt aber sehr rasch beim Monomethylammonium und noch stärker bei den höhern Methylsubstitutionsprodukten dieser Ionenreihe. (Siehe Fig. 10).

Tabelle 4

(berechnet nach Versuchen von N. C. Cernescu ETH. 1931)

Ionen:	Li	< Na	< K	< Rb	= Cs	> Mono-	> Di-	> Tri-	> Tetra-
						Methylammonium-Ionen			
D in Å:	1,56	1,98	2,66	2,98	3,30	5,18	5,94	6,54	6,98
M%:	—	32%	41%	51%	50%	19%	9%	6%	5%

3. Die intramizellare Ionenblockade beginnt in der Reihe steigend größerer Ionen um so früher, je feiner die Innendispersitäten der starren Umtauschkörper werden.

Der Abfall der Eintauschgrößen der verschiedenen großen Ionen ist um so schärfer, je regelmäßiger der Aufbau des Umtauschkörpers ist. So zeigt das starre Raumbgitter des Chabasites eine sehr wirksame sterische Schranke für die einwertigen Ionen mit größerem Ionendurchmesser als 2,80 Å.

Tabelle 5

(berechnet nach Versuchen von N. C. Cernescu ETH. 1931)

Ionen:	Li	< Na	< K	< NH ₄	> Rb	> Mono-	> Di-	> Tri-	> Tetra-
						Methylammonium-Ionen			
D in Å:	1,56	1,98	2,16	2,80	2,98	5,18	5,94	6,54	6,98
M%:	5%	16%	43%	53%	25%	11%	5%	4%	3%

Im engeren und starren Chabasitgitter erfolgt die Ionenblockade bei bereits kleineren Ionendurchmessern, auch die Eintauschfähigkeit der sterisch ungehinderten Ionen ist in diesem starren und kristallinen Umtauschkörper kleiner als beim Permutit. Die Binfestigkeit der am Chabasit sitzenden und auszutauschenden Ionen scheint größer zu sein als im desorientierten Permutitgerüst. (Siehe Fig. 10).

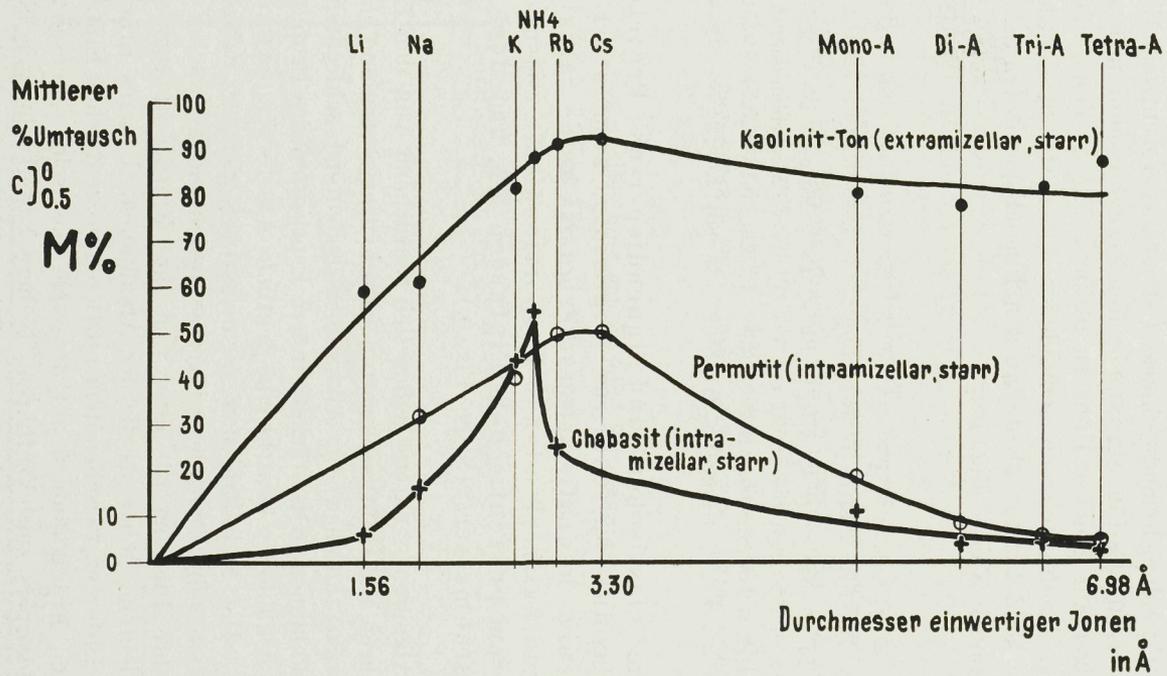


Fig. 10

4. Bei den vorwiegend kompakten und damit auch starren Kaolinit-Tonen ist keine sterische Hemmung der eintauschenden einwertigen Ionen vorhanden.

Mit steigendem Ionendurchmesser steigt das prozentische Eintauschvermögen bis zum Cs-Ion, um dann bei den Methylammonium-Ionen mehr oder weniger auf gleicher Höhe zu bleiben. Die an den Außendispersitäten der Kaolinitteilchen gebundenen Ionen stehen sichtlich unter geringeren Bindekräften als die an den Innendispersitäten adsorbierten Austauschionen. (Siehe Fig. 10).

Tabelle 6
(berechnet nach Versuchen von N. C. Cernescu ETH. 1931)

Ionen:	Li	Na	K	NH ₄	Rb	Cs	Mono- Methylammonium-Ionen	Di- Methylammonium-Ionen	Tri- Methylammonium-Ionen	Tetra- Methylammonium-Ionen
D in Å:	1,56	1,98	2,66	2,80	2,98	3,30	5,18	5,94	6,54	6,98
M%:	59%	61%	82%	89%	92%	93%	81%	78%	82%	88%

5. Am elastischen und innendispersen Proteingerüst (Casein) besteht im Gegensatz zum starren und wenig hydratisierten Permutit keine alkali- und erdalkaliverbindende Proportionalität zwischen mittlerem prozentischem Eintausch M% und dem Ionendurchmesser. (Siehe Fig. 9.)

Die Alkaliionen unterscheiden sich weitgehend von den Erdalkalitionen in ihren M %-Eintauschwerten. Am hydratisierten und elastischen Proteingerüst tauschen die Alkaliionen bedeutend schlechter ein als die Erdalkalitionen. Die stärkere innere Peptisation des Proteingerüsts durch die Alkaliionen bewirkt eine deutliche Abschwächung ihrer Bindefestigkeit. Die Erdalkalitionen vermögen bei gleicher Konzentration im Dispersionsmittel das Caseingerüst bedeutend schwächer zu peptisieren, ihre Bindung ist fester und ihre Eintauschpotenz erscheint daher bedeutend höher als die der Alkaliionen. Unseres Erachtens ist die große Differenz zwischen dem mittleren prozentischen Eintausch der Alkali- und Erdalkalitionen auf derartige elastische Eigenschaften des Umtauschkörpers zurückzuführen. Nähere Untersuchungen über diese Effekte an Proteinen, Lignin und Proteinligningelen laufen zur Zeit im Agrikulturchemischen Institut.

I
D

Qu
Ioi
sin
Ca
nen

Quellvolumen von 2g Casein

Tabelle 7

(nach Versuchen von E. Graf E.T.H. 1937)

(Dispersionsmittel = 50% Äthylalkohol)

Ionen:	Li	Na	K	NH ₄	Mg	Ca	Sr	Ba
D in Å:	1,56	1,98	2,66	2,80	1,56	2,12	2,54	2,86
M%:	29%	31%	36%	41%	78%	—	89%	100%

6. Die elastischen Proteingerüste des Ca- und Ba-Caseins quellen beim Zusatz von Alkali- und Erdalkalichloridlösungen (0,1 n) auf.

Ein Teil der Caseinmizellen wird dabei zur Solform peptisiert. Diese Quellung und Peptisation bedingen eine deutliche Abschwächung der Ionenbindungen im Gerüstinnern. Die Quellung und die Peptisation sind im Ca-Casein bedeutend größer als im etwas dehydratisierteren Ba-Casein. Aus diesem Grund ist auch der Ioneneintausch am gequollenen Ca-Casein höher als am weniger aufgeweiteten Ba-Casein.

Quellung von Ca- und Ba-Casein
in Elektrolytlösungen C = 0,1

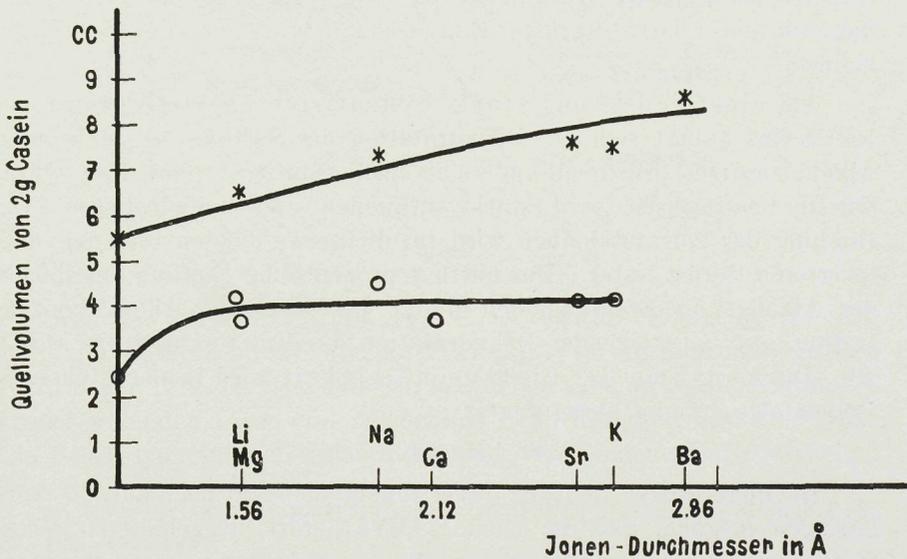


Fig. 11

Tabelle 8
(nach Versuchen von E. Graf E.T.H. 1937)

Ionen:	Li	Na	K	NH ₄	Mg	Ca	Sr	Ba
M% Ca-Casein:	29%	31%	36%	41%	78%	—	89%	100%
M% Ba-Casein:	14%	11%	14%	16%	45%	61%	67%	—

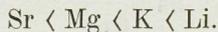
Die starren Chabasit- und Permutitgerüste quellen im Gegensatz hierzu beim Zusatz von 0,1 n Elektrolytlösungen nicht.

7. Durch steigende Alkoholkonzentrationen des Dispersionsmittels ändert sich die Eintauschpotenz der Alkali- und Erdalkaliionen sowohl bei starren wie auch bei elastischen Umtauschkörpern. (Dehydratationseffekte.)

Beim starren und dehydratisierten Permutitgerüst steigt der mittlere prozentische Eintausch der Alkaliionen bei Alkoholzusatz (G. Wiegner und K. W. Müller 1929). Durch die Dehydratation werden das an sich schwach hydratisierte Gerüst und die daran sitzenden Austauschionen (z. B. die Ca-Ionen im Ca-Permutit) weniger beeinflusst als die im Dispersionsmittel befindlichen Eintauschionen. Diese werden um so stärker dehydratisiert, je größer ihre Hydratation im rein wässrigen Dispersionsmittel ist.

So steigt die relative Dehydratation der Eintauschionen durch Alkoholzusatz in der Reihenfolge Cs < K < Na. Das Na-Ion erfährt dadurch die relativ stärkste Eintauschzunahme, das Cs die relativ kleinste.

Am elastischen und stark hydratisierten Proteingerüst des Ba-Caseins äußert sich die Dehydratation des Systems bei steigenden Alkoholzusätzen prinzipiell anders als im Permutit-System. Das hydratisierte Caseingerüst wird stark entquollen und dehydratisiert. Die Bindung der Austauschionen wird im dichter werdenden und dehydratisierteren Gerüst fester. Das mittlere prozentische Eintauschvermögen der Alkali- und Erdalkaliionen nimmt bei steigender Alkoholkonzentration, also bei steigender Dehydratation des Umtauschkörpers stark ab. Die Abnahme der Eintauschfähigkeit wird in nachstehender Reihenfolge ständig ausgeprägter:



Die quantitative Deutung dieser Ionenreihe steht noch aus. Es wäre hingegen möglich, daß die nach E. Graf stark ausgebildeten Metastrukturen im Caseingerüst eine vorläufige Erklärung liefern könnten. Diese Deutung mag als vorläufige Arbeitshypothese bewertet werden.

(193
Inst
körp
Th.

23,

321-

Änderung des Umtausches durch steigenden Alkoholzusatz zum Dispersionsmittel. Eintauschpotenz bei 25% Alkohol = 100 gesetzt

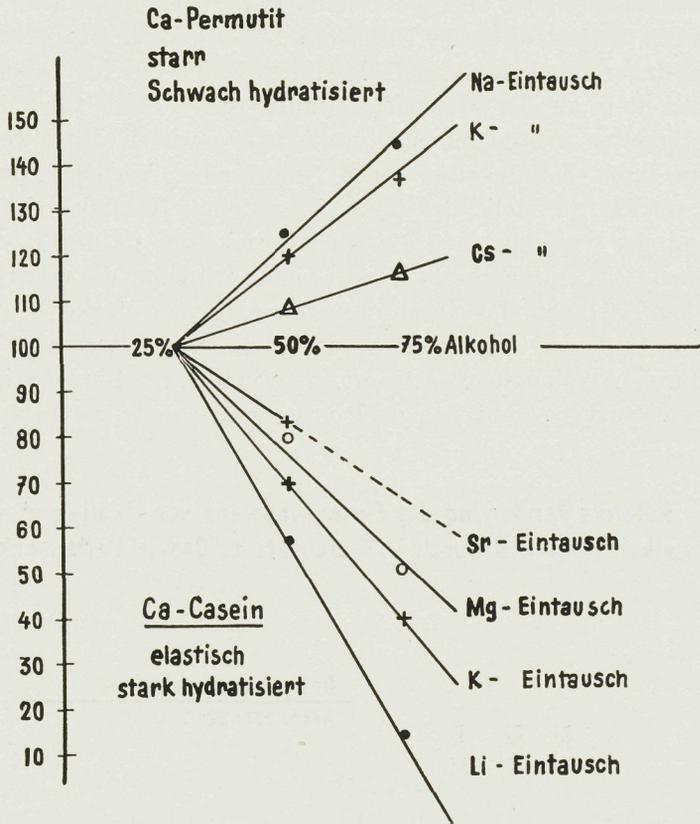


Fig. 12

Aus den Untersuchungen von G. Wiegner (1936), A. Renold (1935), O. Bottini (1937) und E. Graf (1937) im Agrikulturchemischen Institut der E. T. H. geht deutlich hervor, daß die an einem Umtauschkörper sitzenden Ionen eine ortsbedingte Haftfestigkeit besitzen. Auch Th. Saidel nimmt bei seinen Versuchen verschiedene Haftfestigkeiten

⁹⁾ E. Graf: Kolloid-Beih. 46, 229—310, 1937. H. Jenny: Kolloid-Beih. 23, 428—472, 1927.

G. Wiegner u. K. W. Müller: Z'schr. Pflanzenern. Dgg. u. Bdk. (A) 14, 321—347, 1929. N. C. Cernescu (loc. cit. sub 5).

der an ein- und demselben Umtauschkörper sitzenden artgleichen Ionen an. Diese Unterschiede werden auf Verschiedenheiten der ortsgebundenen Adsorptionsstellen zurückgeführt. Diesen hinsichtlich der Bindefestigkeit unterschiedlichen Adsorptionsstellen können rein chemische Ursachen zugrunde liegen (verschiedene ionogene und adsorbierende Radikale) oder aber sie können rein strukturell-topographisch bedingt sein (metastrukturelle Unterschiede nach Wo. Ostwald, 1935). Man kann daher annehmen, daß die Ba-Ionen des Ba-Caseins verschiedene Haftfestigkeiten an der Grenzfläche aufweisen. Diese verschiedenen Bindefestigkeiten gruppieren sich um einen gewissen Mittelwert und mögen in ihren Häufigkeiten einer Galtonschen Verteilungsfunktion folgen. In Fig. 13 stellt die links dargestellte Häufigkeitskurve die Verteilung der verschiedenen Ba-Bindefestigkeiten in der Ba-Caseinmizelle dar. Das eintauschschwächste Li-Ion wird nur die relativ leicht gebundenen Ba-Ionen, das eintauschstärkere Mg auch stärker gebundene Bariumionen von der Grenzfläche verdrängen können. Wird das Proteingerüst durch Alkohol dehydratisiert, so werden die Bindefestigkeiten vergrößert. So verschiebt sich nach unserer Annahme die Verteilungs-

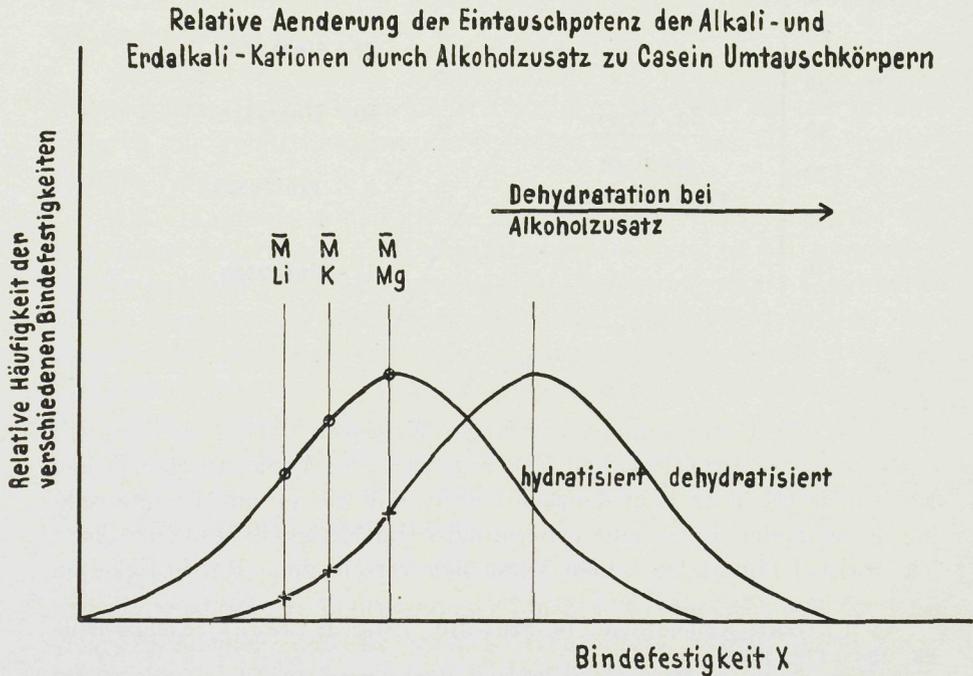


Fig. 13

kurve in Fig. 13 nach rechts in der Richtung nach stärkeren Bindekräften. Durch die Dehydratation werden die Eintauschpotenzen der dem Dispersionsmittel zugefügten Ionen weniger stark verändert als die Bindefestigkeiten der am dehydratisierten und dichteren Protein gerüst adsorbierten Ba-Ionen. In erster Annäherung kann angenommen werden, daß das eintauschschwache Li-Ion die größte Eintauschbuße, das eintauschkraftigere Mg-Ion hingegen die geringere Abschwächung seines ursprünglichen Eintauschvermögens erfährt, wie dies aus der graphischen Darstellung in Fig. 13 hervorgeht.

F. Rückblick

Die agrikulturchemisch wichtigen Umtauschreaktionen werden, abgesehen vom Chemismus, durch den Feinbau der Umtauschkörper wesentlich beeinflusst. Die verschiedenen Umtauschkörper im Boden (kristallisierte Silikate, Gele von SiO_2 , $\text{Al}(\text{OH})_3$, $\text{Fe}(\text{OH})_3$, Allophan-Tone, Humusstoffe, Lignin, hochpolymere Kohlehydrate, Proteine usw.) können prinzipiell in zwei große Klassen unterteilt werden:

1. Kompakte Umtauschkörper mit unzugänglichen Innendispersitäten: Starre Struktur, kleine Umtauschkapazität, geringe Bindefestigkeiten der an den Außenoberflächen adsorbierten Ionen, große Reaktionsgeschwindigkeit, geringe Wassermagazinierung. (Beispiele: Feldspäte, Glimmer, Kaolinite, gealterte und stark dehydratisierte Gele von SiO_2 ; Al_2O_3 ; Fe_2O_3 usw.).
2. Innendisperse Umtauschkörper mit zugänglichen Innenoberflächen: Struktur starr oder elastisch, große Umtauschkapazität, verstärkte Bindefestigkeit der Austauschionen, verminderte Reaktions- bzw. Diffusionsgeschwindigkeit. Wasserbindung größer.
 - a) Starre, innendisperse Umtauschkörper: \pm konstante Innendispersität. Relativ geringe Wasserbindung im Vergleich zu 2b. Durch Dehydratation des Gesamtsystems (Dispersionsmittel + Umtauschkörper) nimmt der Ioneneintausch zu (Beispiele: Permutit, Zeolithe).
 - b) Elastische, innendisperse Umtauschkörper: durch Hydratation, elektrische Aufladung und Neutralsalzadsorption erfolgt Lockerung der Innendispersitäten. Intrazelluläre Quellung. Maximale Wassermagazinierung. Mit steigender Locke-

rung der Innendispersitäten werden die Bindefestigkeiten der Austauschionen abgeschwächt; durch Dehydratation und Alterung werden die Haftfestigkeiten verstärkt. Durch Dehydratation des Gesamtsystems (Dispersionsmittel + Umtauschkörper) wird der Ioneneintausch schwächer. (Beispiele: Proteine, Graphitsäure, Quelltone vom Typus: Montmorillonit, Beidellit, Nontronit usw.)

(E

la
ex
to
B
In
pc
th
fo
w

th
1/
w
an

th
1/

la
a
“
tl
e
w

Sampling error in irrigated soils

(Erreurs dans l'échantillonnage des sols irrigués. — Fehler bei Probenahmen aus bewässerten Böden)

by

M. A. Shama Iyengar, Ag. Agricultural Chemist
and

R. V. Tamhane, Post-Graduate Student,
Agricultural Research Station, Sakrand. (Sind).

Introductory

For field experiments at this Station, suitable compact blocks of land are divided into plots, usually 1/40th. of an acre in internal area i.e., excluding bunds, water channels for irrigation etc. The treatments to be given are then allotted to the different plots by the Randomised Block method, maintaining at least four replications for each treatment. In some of the manurial, irrigation and other experiments it was proposed to study periodically the physical and chemical properties of the soil as affected by the various treatments. This entailed the necessity, for purposes of analyses, of obtaining representative soil samples, which was being done as follows:

Samples were drawn by auger from five spots — four about the corners and one from the centre — in each experimental plot of 1/40th of an acre and then the soil material from the respective layers was mixed together to give a single composite sample for each layer and these composite samples were analysed.

The following work was undertaken to determine by experiment the number of samples necessary to represent the soil of a plot of 1/40th of an acre in area, under irrigation conditions.

Experimental work

Four areas were selected, two on virgin lands and two on cultivated lands lying fallow at the time of experiment. The virgin lands are referred to hereafter as "unirrigated" and the cultivated ones as "irrigated" areas. All the four areas were on salt lands. On each of these areas, plots measuring 32 feet \times 32 feet were marked out, and chequered into 64 plotlets of 4 feet \times 4 feet each and these small plotlets were numbered as in Table 1.

Table I
Percentage of salt
area I — (Unirrigated land)

1	2	5	6	17	18	21	22
1.15	0.92	0.92	0.58	0.44	1.20	1.34	0.22
3	4	7	8	19	20	23	24
1.12	0.37	0.08	0.33	0.44	1.09	1.63	1.25
9	10	13	14	25	26	29	30
1.99	1.42	0.09	0.04	1.15	0.99	1.33	0.84
11	12	15	16	27	28	31	32
1.44	0.24	0.10	0.39	0.87	1.28	0.94	1.09
33	34	37	38	49	50	53	54
1.63	0.34	0.39	0.04	1.53	0.79	1.24	1.44
35	36	39	40	51	52	55	56
1.40	2.04	0.59	1.22	0.89	1.29	2.17	1.87
41	42	45	46	57	58	61	62
2.14	2.29	1.59	1.44	1.04	2.68	2.38	2.55
43	44	47	48	59	60	63	64
2.34	2.59	1.64	0.79	1.17	2.28	2.44	2.97

Central spot
1.50%

area II — (Unirrigated land)

1	2	5	6	17	18	21	22
4.45	5.80	6.55	2.70	6.25	9.00	4.80	3.70
3	4	7	8	19	20	23	24
2.55	4.45	6.75	4.90	2.95	3.60	5.65	3.95
9	10	13	14	25	26	29	30
6.25	3.60	5.55	3.05	0.85	4.65	4.80	4.95
11	12	15	16	27	28	31	32
3.70	4.40	3.65	2.40	0.95	4.15	5.85	6.95
33	34	37	38	49	50	53	54
1.65	5.40	4.30	5.08	5.65	6.64	4.85	5.05
35	36	39	40	51	52	55	56
5.15	5.55	4.40	4.40	4.69	3.38	2.56	2.25
41	42	45	46	57	58	61	62
4.65	5.99	6.91	3.71	4.15	2.58	3.15	2.65
43	44	47	48	59	60	63	64
7.10	6.04	5.80	2.41	5.95	3.50	1.60	1.95

Central spot
5.30%

Table I (contd)
Percentage of salt
area III — (Irrigated land)

1	2	5	6	17	18	21	22
1.05	1.30	1.05	1.05	1.35	1.00	1.50	1.25
3	4	7	8	19	20	23	24
2.50	2.40	2.30	1.26	1.30	2.05	1.95	2.65
9	10	13	14	25	26	29	30
3.15	2.40	2.30	2.00	1.61	2.45	2.95	2.45
11	12	15	16	27	28	31	32
2.90	2.50	2.65	2.30	1.97	1.95	2.37	2.76
33	34	37	38	49	50	53	54
2.90	2.40	1.65	3.10	2.53	2.56	2.65	2.75
35	36	39	40	51	52	55	56
3.45	3.15	3.00	3.75	2.20	2.65	2.45	2.15
41	42	45	46	57	58	61	62
3.40	3.50	2.45	2.55	3.05	2.35	3.10	2.70
43	44	47	48	59	60	63	64
3.50	2.45	2.30	3.15	2.45	3.00	3.15	2.90

Central spot
2.25%

area IV — (Irrigated land)

1	2	5	6	17	18	21	22
1.55	1.45	1.45	1.15	1.69	1.15	1.55	2.00
3	4	7	8	19	20	23	24
1.15	1.65	1.45	1.55	1.46	1.35	1.80	2.45
9	10	13	14	25	26	29	30
1.70	1.80	1.56	1.22	1.45	1.55	1.49	1.87
11	12	15	16	27	28	31	32
1.50	1.25	1.35	1.06	1.15	1.55	1.24	1.30
33	34	37	38	49	50	53	54
1.48	1.20	1.40	0.81	1.05	1.69	1.10	0.85
35	36	39	40	51	52	55	56
1.45	1.08	0.64	0.73	1.00	1.15	0.75	0.90
41	42	45	46	57	58	61	62
1.15	1.35	0.63	0.60	1.45	1.00	0.55	1.10
43	44	47	48	59	60	63	64
1.36	0.45	0.65	0.70	1.70	1.15	0.85	0.75

Central spot
1.55%

Each plot was sampled by drawing a soil sample of 6 inches depth from centre. Thus the total number of samples drawn per plot of 0.0235 acre, was 64. An additional sample was taken at the centre spot.

The samples were all air dried and mixed thoroughly. The soluble salts contents were determined in each of these samples individually and also in a series of systematic combinations which gave results agreeing well with the averages from the individuals which were mixed together. The individual plot data are given in Table I but those for the combined samples are not presented here.

An analysis of the data for each of the four areas is given in Table 2. The sums of squares for deviations are given first for the 63 degrees of freedom. In the second stage the areas are divided symmetrically into quarters of 16 plots each, and the sums of squares assigned to 3 degrees representing the average differences between these blocks of 16 plots, and to 60 degrees representing the differences within the four blocks of 16 plots each. In the third stage the area is divided into sixteen blocks, each of 4 plots, and the sums of squares assigned to 15 degrees of freedom between the blocks of 4 plots and 48 degrees of freedom within these blocks.

The mean squares per degree of freedom show that the unirrigated area II was particularly irregular, even when the sampling was limited to blocks of 4 plots. The irrigated area IV was much more uniform than any of the others.

In areas I, III and V the mean squares for samples within blocks of 16 or 4 plots were markedly lower than those for samples drawn from the whole area, the mean square for samples from blocks of 4 plots being about one-half of that from the whole area of 64 plots.

The square root of the mean square gives the standard error per sample and, when divided by the square root of the number of blocks (4 or 16 respectively) gives the standard error of a single composite obtained by bulking together 4 or 16 soil samples taken one from each block.

In the most variable area (Unirrigated II) a composite sample of 16 cores, each taken to represent one-sixteenth of the whole area, would have a higher standard error than composites of four cores, each representing a quarter, from any of the other three areas. Except on such highly irregular soil a composite made up of four cores selected at random, one from each quarter of the experimental area of 1/40th. acre, gave standard errors ranging from 0.066 % to 0.117 % on mean values of 1.23 % to 2.41 %. Such samples should be sufficient to represent

Table II

	Degrees of freedom	Unirrigated		Irrigated	
		area I	area II	area III	area IV
Mean percentage of salts	—	1.23	4.42	2.41	1.26
Total Sum of Squares	63	35.0426	171.9210	29.0464	9.7350
a) Between blocks of 16 plots . .	3	10.9212	10.5623	10.0997	3.8062
Within blocks of 16 plots . .	60	24.1214	161.3587	18.9467	5.9288
b) Between blocks of 4 plots . .	15	24.7290	59.3076	18.4570	6.4139
Within blocks of 4 plots . .	48	10.3136	112.6134	10.5894	3.3211
Mean Squares					
a) Within blocks of 64 plots . .	—	0.5562	2.7289	0.4611	0.1545
b) Within blocks of 16 plots . .	—	0.4020	2.6893	0.3158	0.0988
c) Within blocks of 4 plots . . .	—	0.2149	2.3461	0.2206	0.0692
Standard Errors					
a) Single sample of 64 plots . . .	—	0.7458	1.6519	0.6790	0.3931
b) Composite of 4, one from each block of 16	—	0.3170	0.8200	0.2810	0.1572
c) Composite of 16, one from each block of 4	—	0.1159	0.3829	0.1174	0.0658

the salt content of plots in replicated experiments, with the provision that more elaborate samples are needed for very irregular soils.

Conclusions

Four areas, each of 1/40th. acre, were sub-divided into 64 plots and the salt content of a sample from each plot determined. Except on very irregular soil, it was shown that the plot could be well represented by a single composite sample made up of soil from four random spots selected one from each quadrant in the area.

Über ein Gerät zur Entnahme von strukturmäßigen Zylinderproben im Bodenprofil

(Apparatus for taking cylinder-shaped samples of the soil profile preserving the natural structure. — Appareil pour prélever des échantillons cylindriques à structure intacte du profil du sol)

von

Alfred Hey

Aus der Biologischen Reichsanstalt für Land- und Forstwirtschaft

Über die Notwendigkeit einer einwandfreien Erdprobenahme als Voraussetzung aller Bodenuntersuchungen chemischer und physikalischer Natur sind sich alle Autoren der bodenkundlichen Literatur einig. Sofern es sich nur um chemische oder biologische Bodenuntersuchungen handelt, liegen die Dinge einfach, denn Erdbohrer und Probenahmegeräte zu diesem Zweck sind reichlich vorhanden. Diese Untersuchungen gestatten ja eine Probenahme bei gleichzeitiger Zerstörung der Bodenstruktur auch im Kulturpflanzenbestand, da sie bis zu beliebiger Tiefe nur eine ganz geringe Arbeitsfläche gebrauchen, also auch einen wertvollen Bestand kaum irgendwie beschädigen. Auch für Bodenuntersuchungen physikalischer Art, wenn es sich nur um eine volumenmäßige Erfassung der Bodenproben handelt, sind Bohrgeräte vorhanden, so die sogenannten Volumbohrer von Janert (1) und Mitscherlich und Beutelspacher (2). Die Erfassung der Volumenverhältnisse in verschiedener Bodentiefe gelingt mit diesen Geräten wohl bis zur Grenze der möglichen Genauigkeit. Anders liegen die Dinge, wenn es nicht nur auf eine volumenmäßige Erfassung der Bodenproben ankommt, sondern wenn die natürliche Lagerung der Schichten in der Profilverfolgung soweit wie möglich gewahrt bleiben soll. Von dieser Arbeitsrichtung sagt Giesecke (3) mit Recht: „Ein großer Teil der physikalischen Untersuchungen sollte nur in natürlicher Lagerung durchgeführt werden, denn die Eigenschaften, auf die es für die Erkennung der Zusammenhänge ankommt, um daraus die praktischen Folgerungen ableiten zu können, werden durch Herausnahme des Bodens aus seinem Verbande zerstört. Die Lagerung der Bodenteilchen ist für

Pflanzenwachstum, Bakterienleben und anderes mehr entscheidend, Wasser- und Luftverhältnisse werden durch Änderung der Struktur stark beeinflußt, so daß die Zerstörung der natürlichen Lagerungsweise ohne weiteres gerade das, was wir erkennen wollen, verändert, wodurch die Untersuchung für viele Fälle illusorisch wird.“ Handelt es sich also um Untersuchungen über die Wasserbewegung und das Wasserspeichungsvermögen, die Luftführung der verschiedenen Bodenschichten oder um die Sichtbarmachung verhärteter Schichten im Profil, dann muß man wohl oder übel zur Zylindermethode greifen, die schon von Schumacher (4), Ramann (5), Burger (6), Nitzsch (7) angewandt und von Kopecky (8) und Krauss (9) zu einer gewissen Vollkommenheit gebracht wurde. Die Unterschiede der Stechzylinder bei den genannten Autoren sind, abgesehen von gewissen technischen Verfeinerungen [siehe auch Andrianow (10)], alle in der Größe begründet. Der Durchmesser der Zylinder schwankt von 5–12 cm, wobei 5 cm im allgemeinen als Mindestmaß angesehen wird (8). Die Beurteilung der Genauigkeit der Zylindermethoden ist sehr verschieden. Man darf wohl Mitscherlich (2) bis zu einem gewissen Grade zustimmen, wenn er die Bodenentnahme in natürlicher Lagerung für ein Unterfangen hält, dessen Erfüllung schlechterdings völlig unmöglich ist, da schon bei der Einführung eines Bohrgerätes zwischen diesem und dem Erdboden eine Reibung entsteht, welche die natürliche Lagerung verändert. Absolute Werte mit der Zylindermethode zu erzielen, ist in der Tat kaum möglich. Man wird sich also darüber klar sein müssen, daß die erarbeiteten Werte auch bei größter Gewissenhaftigkeit nur eine weitgehende Annäherung an die Werte des unverletzten Bodens darstellen. Die auf das Wachstum der Kulturpflanzen wirksamen Faktoren der Bodenstruktur sind aber meist groß genug, um auch unter Inkaufnahme einiger Fehlerquellen noch erkennbar zu sein. Tatsächlich ist die Zylindermethode unersetzlich und auch unter allen Umständen genau genug, um zur Erkennung bestimmter Verhältnisse des Bodenprofils noch viel öfter benutzt zu werden. Wer viel mit Bodenprofilen gearbeitet hat und dabei den vielseitigen Einfluß der Bodenstruktur und der Schichtenfolge innerhalb der wirksamen Wurzeltiefe auf das Wachstum von Kulturpflanzen beobachten konnte, der kann nur zu dem Schluß kommen, daß es für jeden Versuchsansteller auf gewachsenem Boden selbstverständlich sein müßte, sich auch über die wichtigsten physikalischen Grundbedingungen seines Versuchsgeländes ins Bild zu setzen und das nicht nur innerhalb der obersten 20 cm, sondern im Bereich der wirksamen Wurzeltiefe der jeweiligen Versuchspflanze.

Wieviel Versuche sind wohl auf einem in diesem Sinne ungleichmäßigen und darum ungeeigneten Substrat angelegt worden, so daß man nur durch vielfache Wiederholung der Versuche und komplizierte Berechnung der mittleren Fehler zu einigermaßen sicheren Ergebnissen kommen konnte. Wenn man eine solche Forderung nach erhöhter Aufmerksamkeit für das Bodenprofil eines Versuchsgeländes aufstellt, so muß man allerdings im gleichen Satz zugeben, daß bisher ein geeignetes Gerät für eine einfache, aber dennoch strukturgerechte Probenahme bis zu tieferen Schichten nicht zur Verfügung stand. Densch (11) schreibt über dieses Problem: „Das Probenehmen mit Zylindern leidet an dem Übelstand, daß bei der Entnahme aus tieferen Schichten jedesmal bis zur notwendigen Tiefe große Löcher gegraben werden müssen.“ In der Tat ist das Graben einer Probegrube ein gewaltiger Übelstand, der nicht nur an Zeit und Arbeitskraft hohe Anforderungen stellt, sondern unter bestimmten Verhältnissen geradezu undurchführbar wird, so besonders im wachsenden Bestand, wo jeder Bodeneinschlag zum Flurschaden wird, weiter aber auch auf allen Versuchspartellen, deren Bodenstrukturverhältnisse durch die Probegruben so willkürlich verändert werden, daß man bestenfalls erst nach Aberntung des Versuches sich den erwünschten Einblick in die Schichtenfolge des Profiles verschaffen kann. Wohl bietet die Probegrube die Möglichkeit zu visueller Beurteilung der Schichtenfolge, sowie zur Entnahme von Horizontalschichtenproben. Die Notwendigkeit dazu wird aber unmittelbar nur selten gegeben sein. Aus dem Wunsche heraus, die vorhin geschilderten Nachteile der Probegrube abzustellen und die Zylinderprobenahme zu einer handlichen und gebräuchlichen Methode zu gestalten, ist das Gerät entstanden, das in der weiteren Folge beschrieben und dargestellt ist. Es ist entstanden aus der Notwendigkeit heraus, auf kleinstem Raum, gegebenenfalls im wachsenden Bestand bis zu größerer Tiefe strukturmäßige Proben zu entnehmen, eine Aufgabe, die es in vierjähriger Versuchstätigkeit bestens erfüllt hat.

Das Probenahmegerät besteht aus zwei Teilen, einem Entnahmegesäß und einem Bohrgerät, die im Arbeitsgang nacheinander eingesetzt werden. Außerdem ist zur Probenahme eine beliebige Anzahl Zylinder nötig, sowie verschiedenes Zubehör, das später bei der Schilderung des Arbeitsgangs besonders gekennzeichnet wird.

Der Hauptteil des Entnahmegesäßes (Abb. 1) besteht aus einer ringförmigen Stahlfassung (a) zur Aufnahme der Probezylinder. Diese Fassung ist mit drei stählernen Streben (b) an ein eisernes $\frac{1}{2}$ -Zollrohr (c) von 125 cm Länge angeschweißt. Zur handlicheren Bearbeitung ist das Rohr in ein kurzes unteres Stück und ein längeres oberes Stück,

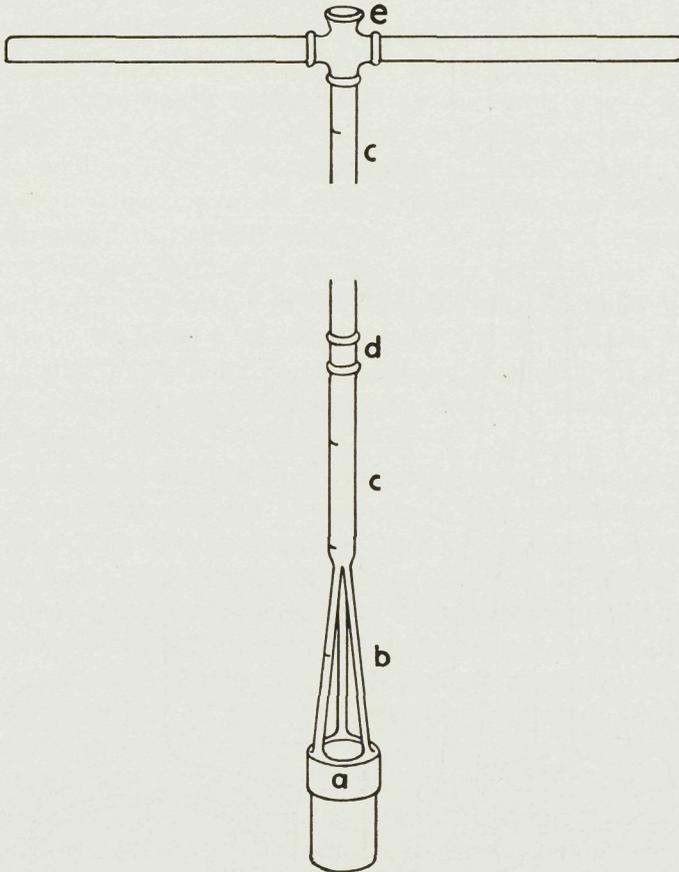


Abb. 1. Entnahmegesät, Aufsicht

die durch eine Muffe (d) verbunden sind, unterteilt und endigt oben in einem Gewinde, auf das ein Kreuzstück (e) aufgeschraubt ist, welches zur seitlichen Aufnahme der Handgriffe, sowie zum Einschrauben eines weiteren Rohrstückes zur Verlängerung dient. Auf diese Weise können mit dem Entnahmegesät Tiefen von 2–3 m erreicht werden.

In die Fassung (Abb. 2), welche am unteren Rand konisch abgedreht ist, werden mittels eines Bajonettverschlusses (a) die mit zwei Zapfen versehenen Zylinder eingesetzt und mit einer Stahlfeder (b) verriegelt. Damit der Druck beim Einschlagen des Entnahmegesätes nicht auf den Zapfen ruht, liegt der obere Zylinderrand auf einem angedrehten Ansatz (c) des Fassungsringes auf. Zwischen den Streben kann lockere Erde, die während des Einschlagens in größerer Tiefe aus oberen Profilstufen etwa herabfällt, aus dem Fassungsring heraustreten, um nach der Entnahme der Probe entfernt zu werden.

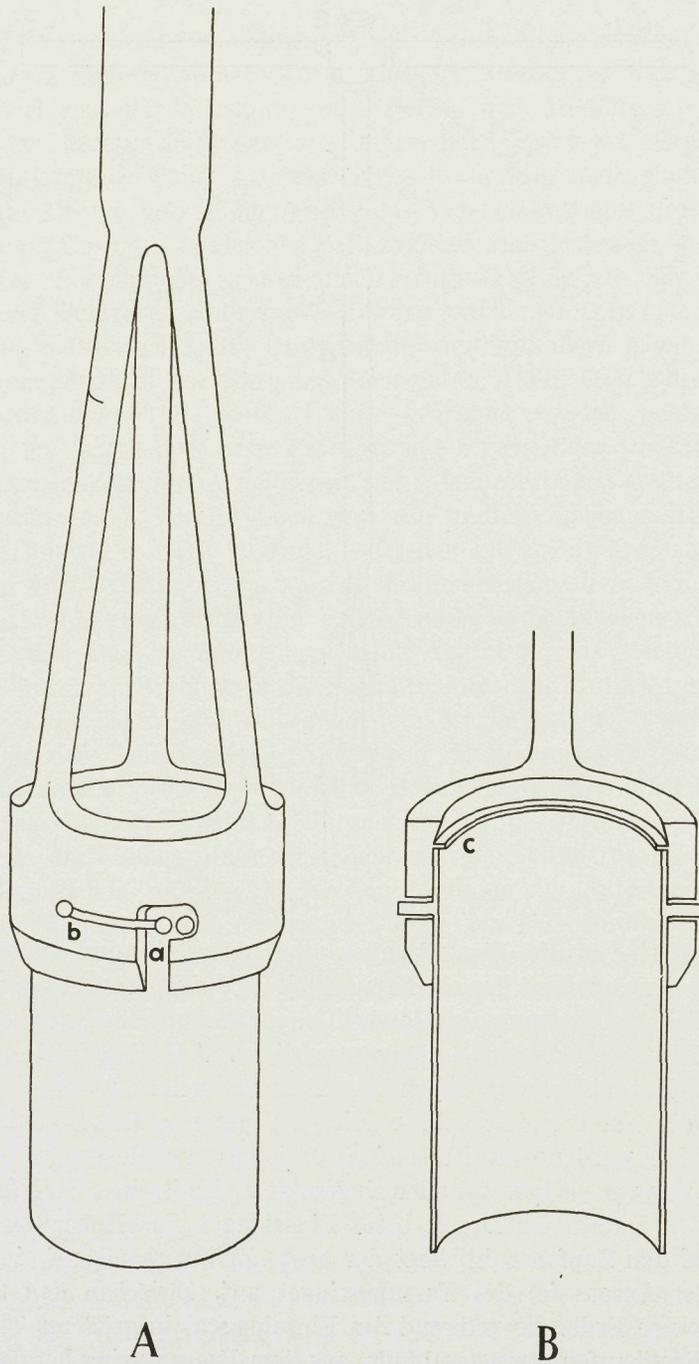


Abb. 2. Fassungsring des Entnahmegertes mit eingesetztem Zylinder
A = Aufsicht. B = im Schnitt gesehen

Die Stechzylinder sind neuerdings aus nahtlosen, nicht rostenden Kruppschen Sonderstahlröhren (Marke V 2a extra) geschnitten. Einfache Stahlröhren haben sich trotz Attramentierung wegen des starken Verschleißes und der dadurch bedingten Verrostung nicht bewährt. Dagegen mußte für die Zylinderzapfen einfacher Draht verwendet werden, da bedauerlicherweise beim Einschweißen von Bajonettzapfen aus nichtrostendem Schweißdraht oft Schwierigkeiten auftraten. Die Höhe der Zylinder beträgt 10 cm, ihr innerer Durchmesser 4,9 cm, die Wandstärke etwa 0,1 cm. Von einer Anschärfung des unteren Zylinderandes wurde, da keine Vorteile zu ersehen waren, Abstand genommen. Beidseitig sind die Zylinder durch einfache Blechdeckel zu verschließen. Zylinderwand und Deckel sind mit eingestanzten laufenden Nummern gekennzeichnet.

Das Bohrgerät besteht aus einem steilgestellten Schneckengewinde (a) von $1\frac{1}{2}$ Windungen auf 17 cm, das in zwei gehärteten Schneiden endet. Über dem Gewindekopf ist auf der Bohrachse an einem Steg ein Hüllzylinder (b) drehbar aufgehängt, der 2 cm über den Gewindeschneiden endet und die erbohrte Erdschicht aufnehmen soll. Der äußere Durchmesser des Hüllzylinders beträgt 9,5 cm, die Wandstärke 0,3 cm. Das untere Ende des Hüllzylinders ist konisch abgedreht. Der Durchmesser der Schneiden ist über den Gewindedurchmesser verlängert und überragt zur Arbeitserleichterung noch den ä. Durchmesser des Hüllzylinders um 0,5 cm. Auf die Bohrachse ist über dem Zylindersteg ein $\frac{3}{4}$ -Zollrohr von 110 cm Länge mittels eines konisch flachen Keiles (c) fest aufmontiert. Durch Lösen der Verkeilung sind im Falle einer notwendigen Reinigung die Bohrerteile, Rohr, Schneckengewinde und Hüllzylinder leicht voneinander zu trennen. Das Rohr endigt oben mit einem Gewinde, auf das ein Kreuzstück zur seitlichen Aufnahme der Handgriffe bzw. zum Anbringen eines Verlängerungsstückes aufgeschraubt ist. Bohrgerät und Entnahmeggerät sind zur Erkennung der jeweiligen Arbeitstiefe mit einer 10 cm-Markierung versehen.

Zur Probenahme ist außer den geschilderten Geräten und der entsprechenden Zahl Stechzylinder noch einiges Zubehör erforderlich.

1. Verlängerungsrohre mit Kreuzstück für Bohr- und Entnahmeggerät zu Probenahmen in größerer Tiefe.
2. Gummihammer zum Einschlagen des Entnahmeggerätes.
3. Schutzrohr (20 cm lang, 10,5 cm Durchmesser) zum Schutz des Bohrloches gegen nachfallende Oberflächenerde.
4. Rohrzange zum Montieren der Verlängerungen.
5. Messer zum Ebnen der Erdprobeflächen.

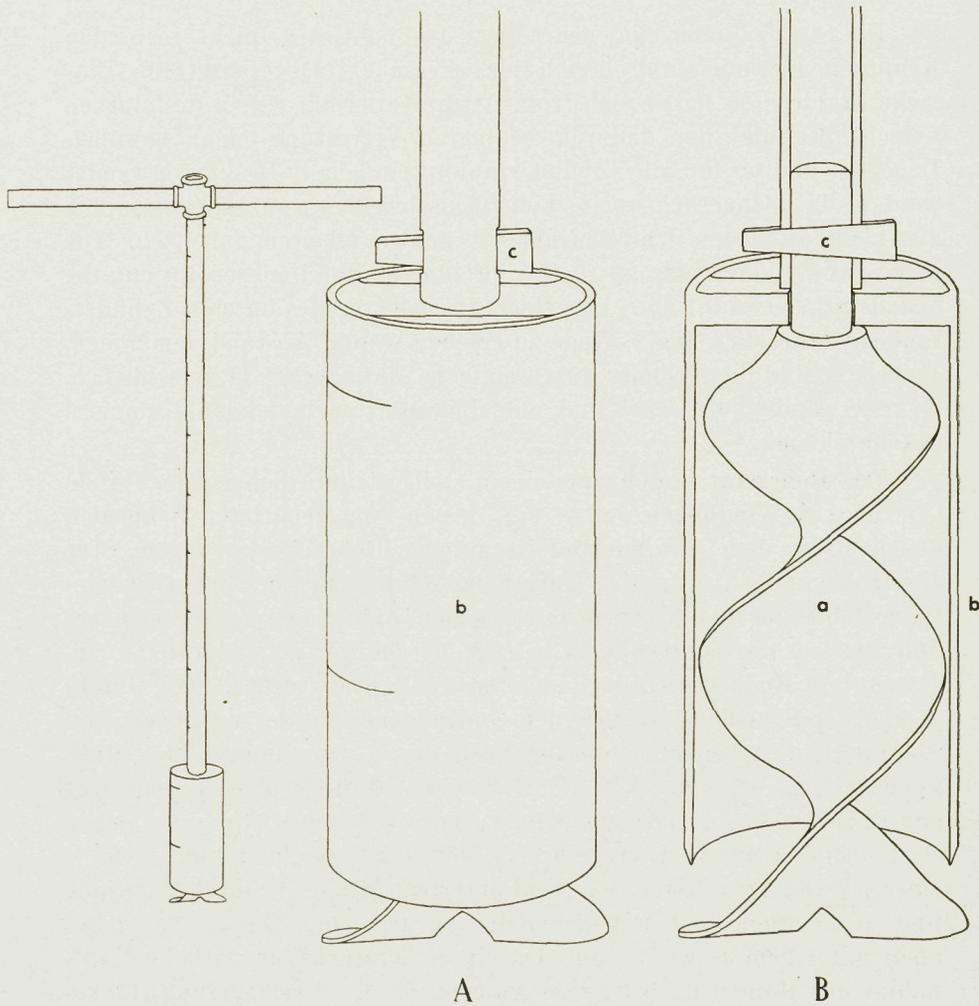


Abb. 3. Bohrgerät

A = Aufsicht. B = bei aufgeschnittenem Hüllzylinder gesehen

6. Pinsel (Rasierpinsel) zum Reinigen der Zylinderränder vor dem Zudeckeln.
7. Lassoband (Fa. P. Beiersdorf Co., Hamburg), Schere, zum Verkleben der Deckelränder.
8. Transportbehälter (Rucksack, Tasche) zur Aufnahme der Zylinder.
9. Tragbares Futteral zum Transport der Geräte.
10. Handspaten, Leinensäckchen, Tüten zur Aufnahme der losen Bohrsporen.
11. Versandmaterial, Schreibmaterial.

Die Probenahme geschieht ohne Schwierigkeiten durch eine Arbeitskraft und ist in folgendem in diesem Sinne geschildert. Eine Hilfskraft zu Handreichungen erleichtert natürlich den Vorgang wesentlich.

An der gewählten Entnahmestelle werden alle Hilfsgeräte handlich zurecht gelegt und die Nummern der Zylinder notiert, die zur Aufnahme des Profiles vorgesehen sind. Wenn nötig, wird in einem Raum von 30 cm Durchmesser neben der Entnahmestelle der Pflanzenbestand entfernt zur Aufnahme der ausgebohrten Erde. Abb. 4 zeigt in schematischer Darstellung den Arbeitsgang der Probenahme. (Abb. am Ende der Arbeit.)

Der erste Zylinder wird durch Einschnappen der Feder im Bajonettverschluß der Fassung befestigt, auf die Oberfläche aufgesetzt und nun das Entnahmegesetz durch vorsichtige Schläge mit dem Gummihammer auf das Kreuzstück bis zur 10-cm-Marke in den Boden eingetrieben (Stellung 1). Um die Probe von der nächsttieferen Erdschicht glatt zu trennen, dreht man das Gerät mittels der Handgriffe im Uhrzeigersinn herum und hebt es langsam heraus. Bei sehr feuchtem, schweren Boden und bei sehr trockenem, leichten Boden muß das Ablösen des Zylinders aus dem Entnahmekanal besonders vorsichtig geschehen, um nicht die Füllung wieder zu verlieren. Nach der Herausnahme legt man zwei Finger auf die Öffnung der Fassung, kippt das Gerät um 90°, prüft und ebnet die untere Abbruchfläche bzw. füllt kleine Löcher (bei kiesigem Boden) mit entsprechendem Boden aus, reinigt den unteren Zylinderrand mit dem Pinsel und verdeckelt ihn. Nun wird das Gerät wieder in die Entnahmelage gekippt. Man greift den unteren, nun verdeckelten Teil des Zylinders, schiebt die Verschlußfeder zurück und lockert durch vorsichtiges Drehen den Zylinder aus dem Bajonettverschluß. Dann streicht man etwa überstehende, lockere Erdteile ab, reinigt den oberen Rand und verdeckelt ihn ebenfalls. Falls Frischgewichtsbestimmungen vorgesehen sind, empfiehlt es sich, beide Deckelränder sofort mit Lassoband zu verkleben. — Nach der Entnahme der Oberflächenschicht (Zylinderhöhe 10 cm) wird das Schutzrohr auf die Bohrstelle aufgesetzt und bis zum Anfang eines ausgekerbten Schlitzes etwa 10 cm zum Schutz des Bohrloches gegen nachfallende lockere Oberflächenerde eingetrieben. Die Auskerbung am Schutzrohr dient zur Sichtbarmachung der Gerätemarkierung bis zur Erdoberfläche (Stellung 2). — Nun senkt man das Bohrgerät in das Schutzrohr und bohrt den Erdrand innerhalb des Rohres bis zur 10-cm-Marke heraus. (Stellung 3). Die schabende Arbeit der Bohrerschneiden verändert die nächste Bodenschicht in keiner Weise, sondern stellt jeweils nach jeder Entnahme eine neue unberührte Oberfläche zur nächsten Entnahme her.

Man hebt das Bohrgerät nun heraus und entfernt durch Zurückdrehen des Hüllzylinders den Erdrest aus dem Schneckengewinde. Dieser Erdrest, der von jeder erbohrten Schicht gewonnen wird, kann in die bereitgehaltenen Beutel oder Tüten eingefüllt werden und dient später als Ausgangspunkt für die chemischen Untersuchungsreihen bzw. für diejenigen physikalischen Untersuchungen, die außerhalb der natürlichen Lagerung vor sich gehen können. — Nun setzt man Zylinder 2 in die Fassung ein, entnimmt die nächste Schicht, bohrt den Erdrest wieder aus, entnimmt die dritte Schicht, bohrt wieder und so lösen Entnahmegesetz und Bohrgerät solange in 10-cm-Stufen im Arbeitsgang einander ab, bis die gewünschte Entnahmetiefe erreicht ist (Stellung 4–7).

Die Bodenart und ihr Feuchtigkeitszustand sind natürlich maßgeblich am guten Gelingen des Entnahmeprozesses beteiligt. Leichte und mittelschwere Böden in feuchtem Zustand sind am leichtesten zu entnehmen. Schwere Böden stellen an die Arbeitskraft hohe Anforderungen. Kieslagen sind im allgemeinen keine Behinderung, größere Steine, Schotterlagen stellen eine ununterbrochene Entnahme selbstverständlich in Frage. Stößt man während der Entnahme in einer beliebigen Schicht auf unvermuteten Widerstand, so muß der Arbeitsgang sofort unterbrochen werden. Man hebt das Entnahmegesetz heraus und versucht, sofern der Widerstand noch im Griffbereich (50–60 cm) liegt, ihn mit der Hand zu entfernen. Liegt er tiefer, so versucht man, ihn auszubohren, was selbstverständlich nur bei kleineren Steinen gelingt. Erweist sich auch das als unmöglich, so bleibt nichts weiter übrig, als in der Nähe der Bohrstelle eine neue Entnahme zu beginnen. Die Entnahme eines ununterbrochenen Profils bis zu 2 m Tiefe ist unter normalen Umständen von einer Arbeitskraft in 1½ Stunden, bei zwei Arbeitskräften in 1 Stunde zu erreichen. Die Abb. 5–7 geben Einzelheiten einer Probenahme noch einmal im Bild wieder. Abb. 8 zeigt das tragbare Futteral zum Transport der Geräte.

Ist der Transport der entnommenen Profile vom Entnahmepunkt zum Verarbeitungsort durch Post oder Bahn nötig, so empfiehlt es sich, die Zylinder sorgfältig durch Schichten von Holzwole oder ähnlichem zu polstern und die versandfertigen Kisten als „Mit Vorsicht zu behandeln“ zu kennzeichnen. Wir haben auf diese Weise Profile aus einer Entfernung von 400 km mit mehrmaligem Umladen auf dem Bahntransport in absolut einwandfreiem Zustand zur Verarbeitung bekommen. Um die Ausarbeitung eines zweckmäßigen Arbeitsganges der laboratoriumsartigen Erfassung möglichst vieler physikalischer Eigenschaften an einer Probe hat sich W. Schoel besonders bemüht, der an anderer Stelle darauf zurückkommen wird. Im allgemeinen wurden

die Zylinderproben auf Wasserkapazität, Versickerungswiderstand im trockenen und feuchten Zustand, kapillare Anziehung und Verdunstungsgeschwindigkeit untersucht. Die Zahl der Profilentnahmen, die zur Erfassung der Schichtenfolge eines Versuchsstückes notwendig ist, schwankt natürlich mit der Gleichmäßigkeit der Profilausbildung. Sie dürfte zwischen 6 und 20 je $\frac{1}{4}$ ha liegen. Auch bei gleichmäßigster Profilausbildung ist selbstverständlich nicht zu erwarten, daß auch nur zwei benachbarte Profilentnahmen in ihrem physikalischen Verhalten einander gleich wären. Besonders in den Zylinderproben der obersten 20–30 cm können, verursacht durch die jährliche Pflugarbeit, durch ungleichmäßige Verteilung von Mist und Gründüngung, durch Huftritte und anderes mehr, so große strukturelle Unterschiede herrschen, daß Luft- und Wasserführung im Zylinder bei gleicher Bodenart außerordentlich schwankend erscheinen, weshalb eine große Zahl von Bohrungen zu einem gesicherten Mittelwert eines physikalischen Vorganges nötig ist und eine Bezugnahme auf größere Flächen erschwert erscheint. Wir haben dagegen oft schon mit einer geringen Zahl von Profilentnahmen Unterschiede im physikalischen Verhalten in solchen Fällen sichtbar machen können, wo auf engem Raum starke Unterschiede im Kulturpflanzenbestand vorlagen. Gerade bei Untersuchungen im wachsenden Pflanzenbestand hat sich dann immer wieder der besondere Vorteil des geschilderten Arbeitsganges erwiesen, ohne Beschädigung der Pflanzen auf kleinstem Raum und in verhältnismäßig kurzer Zeit bis zu beliebiger Tiefe Bodenproben in strukturmäßiger Lagerung entnehmen zu können.

Literatur

1. Janert, H.: Neue Methoden zur Bestimmung der wichtigsten physikalischen Grundkonstanten des Bodens. Landw. Jahrbücher **66**, 427 ff., 1927.
2. Mitscherlich, E. A. und Beutelspacher, H.: Ein Bohrgerät zur volumetrischen Entnahme von Bodenproben aus beliebiger Tiefe. Zeitschr. f. Pflanzenernährung, Düngung u. Bodenkunde **44**, 310 ff., 1936.
3. Giesecke, F.: Bodenbeurteilung und Probenahme an Ort und Stelle sowie die hierfür in Frage kommenden Untersuchungsgeräte. — Blanck, E.: Handbuch der Bodenlehre V, 221, Berlin 1930.
4. Schumacher, W.: Die Physik des Bodens. Berlin 1864.
5. Ramann, E.: Bodenkunde. Berlin 1911.
6. Burger, H.: Physikalische Eigenschaften der Wald- und Freilandböden. Mitt. schweiz. Zentralanst. forstl. Vereinswesen **13**, 1922.
7. Nitzsch, W.: Eine Methode zur physikalischen Untersuchung von Ackerböden in natürlicher Lagerung. Pflanzenbau **2**, 245, 1926.

8. Kopecky, J.: Die physikalischen Eigenschaften des Bodens. Intern. Mitt. Bodenk. 4, 150, 1914.
9. Krauss, G.: Ergänzender Bericht über eine dem Prager Bodenkundlichen Kongreß vorgetragene neue Methode der mechanischen Bodenanalyse, . . . Intern. Mitt. Bodenkunde 13, 158, 1923.
10. Andrianow, P.: Ein Bohrer zur Gewinnung von Bodenproben mit natürlicher Lagerung. J. wiss. Landw. 2, 198, 1925 (Moskau).
11. Densch, A.: Der mechanische Aufbau des Bodens. Blanck, E., Handbuch der Bodenlehre VI, 46, Berlin 1930.

Nachtrag

In den Jahren 1933/34 wurde in der gleichen Dienststelle der Biologischen Reichsanstalt von G. Ehrke eine Bohrgerätezusammenstellung ausgearbeitet und angewandt, die ebenfalls den Zweck einer Entnahme des unzerstörten Bodenprofils erfüllen sollte. Da es sich bei diesem Gerät nur um eine behelfsmäßige Lösung handelte, konnte auf eine Beschreibung der Teilstücke verzichtet werden.

Während der Drucklegung der vorliegenden Arbeit veröffentlichte B. Ramsauer, Wien (Ramsauer, B.: Ein neuer Volumbohrer zur Entnahme von Bodenproben. Die Ernährung der Pflanze 34, 3, 1938, 47—49) die Schilderung einer Bohrgerätezusammenstellung, die konstruktiv der in der vorliegenden Arbeit geschilderten nahekommt.

ern. Mitt.

undlichen
alyse, . . .

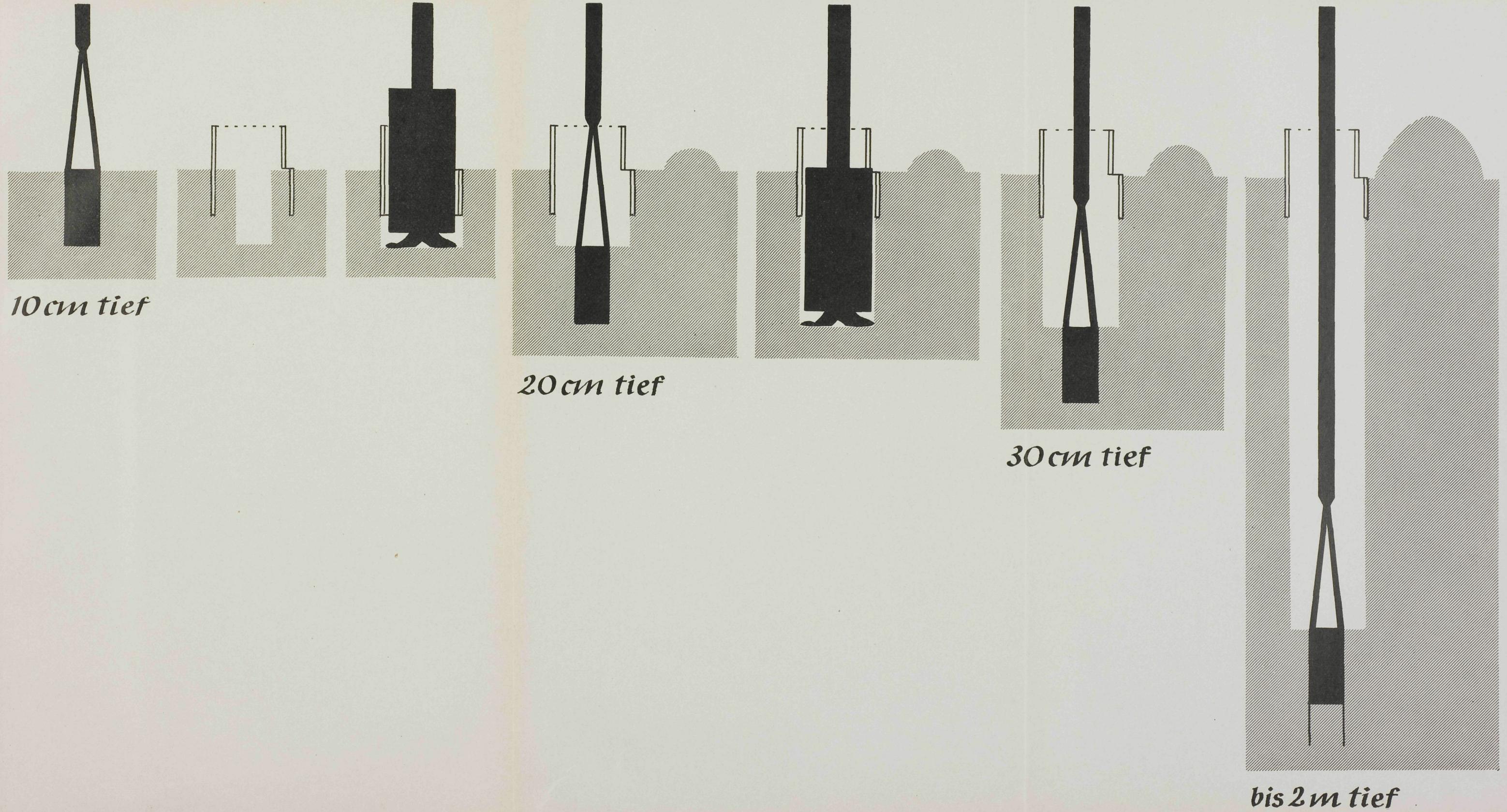
it natür-

andbuch

er Bio-
stellung
nahme
liesem
eine

lichte
r zur
1938,
kon-

Abb. 4. Arbeitsgang der Probeentnahme in schematischer Darstellung



The General Committee of the International Society of Soil Science
Das Generalkomitee der Internationalen Bodenkundlichen Gesellschaft
Comité Général de l'Association Internationale de la Science du Sol

Honorary members; Ehrenmitglieder; Members d'honneur

Prof. Dr. L. Cayeux, Paris; Prof. Dr. E. A. Mitscherlich, Königsberg; Sir
E. John Russell, Harpenden; Prof. Dr. A. A. J. von Sigmund, Budapest;
Prof. Dr. S. Winogradsky, Brie-Comte-Robert

Members of the General Committee; Mitglied des Generalkomitees;

Membres du Comité général

Prof. Dr. K. Aso, Tokyo; Prof. K. A. Bondorff, Lyngby; Prof. D. H. Hessel-
man, Djursholm; Dr. A. G. Mc Call, Washington; Dr. Slaw. Miklaszewski,
Warsowie; C. G. T. Morison, Oxford; Prof. J. A. Prescott, Adelaide; Prof.
N. M. Tulaikov, Saratov

Presidents of the Commissions; Präsidenten der Kommissionen;

Présidents des Commissions

First Commission: Prof. Dr. G. W. Robinson, Bangor

Second „ Prof. J. Hendrick, Aberdeen

Third „ Dr. H. G. Thornton, Harpenden

Fourth „ Prof. Dr. E. A. Mitscherlich, Königsberg

Fifth „ Prof. D. Vilensky, Moscow

Subcommission for Europe: Prof. Dr. H. Stremme, Danzig

„ „ Mediterr. Region: Prof. E. H. del Villar, Madrid

„ „ North America: Prof. C. F. Shaw, Berkeley

„ „ South America: —

„ „ Asia: Prof. Dr. B. Polynov, Moscow

„ „ British Africa: C. G. T. Morison, Oxford

„ „ Australia: Prof. J. A. Prescott, Adelaide

„ „ Alkali soils: Prof. Dr. W. P. Kelley, Riverside

„ „ Forest soils: Prof. Dr. G. Krauss, München

Sixth Commission: Oberbaurat Otto Fauser, Stuttgart

Subcommission for peat soils: Prof. Dr. F. Brüne, Bremen

General Nomenclature Committee:

President: Dr. D. J. Hissink, Groningen

Secretary: G. V. Jacks, Harpenden

Representative of the National Sections; Vertreter der nationalen Sektionen;

Représentants des Sections Nationales

Argentina . . . Prof. Dr. J. Gollan, Santa Fé

Czechoslovakia . Prof. Dr. V. Novák, Brno

Denmark . . . Prof. Dr. S. Tovborg Jensen, København

Dutch East India Dr. J. Th. White, Buitenzorg

Egypt. Dr. W. T. H. Williamson, Orman

Great Britain . Prof. Dr. N. M. Comber, Leeds

British Empire. Dr. E. M. Crowther, Harpenden

Finland Prof. Dr. B. Aarnio, Helsinki

France Dr. A. Demolon, Versailles

Germany Prof. Dr. F. Schucht, Berlin

Hungary. Prof. Dr. R. Ballenegger, Budapest

India R. B. B. Viswa Nath, New-Delhi

Italy Prof. Dr. U. Buli, Ferrara

Japan. Prof. Dr. K. Aso, Tokyo

Netherlands . . Prof. Dr. Ir. C. H. Edelman, Wageningen

Norway Prof. Dr. K. O. Björlykke, Aas

Poland Dr. Slaw Miklaszewski, Warszawa

Russia. Prof. Dr. A. A. Jarilov, Moscow

South Africa . . Prof. Dr. I. de V. Malherbe, Stellenbosch

Spain Prof. E. H. del Villar, Madrid

Sweden Dr. O. Tamm, Experimentalfältet

Switzerland . . Prof. Dr. H. Pallmann, Zürich

United States of America: Dr. A. G. Mc Call, Washington

Yugoslavia . . Prof. Dr.-Ing. M. Gračanin, Zagreb

