

# HANDBUCH DER BODENLEHRE

HERAUSGEGEBEN VON

**DR. E. BLANCK**

O. Ö. PROFESSOR UND DIREKTOR DES AGRIKULTURCHEMISCHEN UND  
BODENKUNDLICHEN INSTITUTS DER UNIVERSITÄT GÖTTINGEN

## ERSTER ERGÄNZUNGSBAND

BEARBEITET VON

DR. F. ALTEN-BERLIN · PROFESSOR DR. E. BLANCK-GÖTTINGEN  
DR. B. KURMIES-BERLIN · PROFESSOR DR. K. MAIWALD-HOHENHEIM  
DR. R. MELVILLE-GÖTTINGEN · PROFESSOR DR. A. RIPPEL-GÖTTINGEN  
DR. P. SCHACHTSCHABEL-JENA · PROFESSOR DR. F. SCHEFFER-JENA

MIT 84 ABBILDUNGEN



BERLIN  
VERLAG VON JULIUS SPRINGER  
1939

ISBN-13: 978-3-642-98802-8 e-ISBN-13: 978-3-642-99617-7  
DOI: 10.1007/978-3-642-99617-7

ALLE RECHTE, INSBESONDERE DAS DER ÜBERSETZUNG  
IN FREMDE SPRACHEN, VORBEHALTEN.  
COPYRIGHT 1939 BY JULIUS SPRINGER IN BERLIN.  
SOFTCOVER REPRINT OF THE HARDCOVER 1ST EDITION 1939

## Vorwort.

Nach dem Erscheinen des im November 1928 zur Veröffentlichung gelangten ersten und des im Mai 1932 herausgegebenen letzten, d. h. zehnten Bandes des Handbuches der Bodenlehre sind 11 bzw. 7 Jahre verflossen. Es ist daher verständlich, daß sich infolge der im letzten Jahrzehnt einsetzenden rastlosen Forschung auf dem Gebiete der wissenschaftlichen Bodenkunde alsbald ein fühlbarer Mangel im Gebrauch des Handbuches herausstellen mußte, nämlich die Gefahr, auf manchen Teilgebieten nicht mehr den Anforderungen der neuesten Zeit gerecht zu werden. Infolgedessen haben sich Verleger und Herausgeber entschlossen, durch Herausgabe eines elften Bandes, der den Namen „Erster Ergänzungsband“ führt, den Inhalt des Handbuches so zu vervollständigen und umzugestalten, daß dieses durch dessen Gebrauch wieder die zeitgemäße wissenschaftliche Höhe erhält und allen Anforderungen der neu erworbenen Erkenntnisse der letzten Jahre entspricht. Jedoch erwies es sich als zweckdienlich, nicht abermals sämtliche im Handbuch behandelten Gebiete, wie insbesondere die mehr als Grundfächer oder Schwesterdisziplinen in Frage kommenden und z. T. auch die rein praktischen Verhältnissen Rechnung tragenden Gebietsteile zu vervollständigen, sondern es wurde das Hauptgewicht auf die Neugestaltung der die moderne Bodenlehre betreffenden Kapitel gelegt, die am deutlichsten den großen Fortschritt in der Erkenntnis vom Wesen des Bodens als einer selbständig wissenschaftlichen Disziplin zur Wiedergabe bringen, um damit den augenblicklichen Entwicklungszustand unserer Wissenschaft am schärfsten vor Augen zu führen.

Hinsichtlich der Behandlung des Stoffes der einzelnen Teilgebiete sind die Herren Mitarbeiter nicht immer den gleichen Weg gegangen, insofern die einen mehr Gewicht auf die Wiedergabe des möglichst vollständigen neueren Schrifttums unter Verzicht auf kritische Verarbeitung des Gesamtmaterials gelegt haben, während die anderen bestrebt gewesen sind, durch Herausgreifen eines in der letzten Zeit besonders stark bearbeiteten Sondergebietes auf dem Gesamtgebiet ihres Arbeitsbereiches den Fortschritt zu kennzeichnen und kritisch zu verfolgen, wodurch dann allerdings zugehörige, weniger in Frage kommende Teilgebiete keine oder doch nur geringe Berücksichtigung erfahren konnten. Auch eine Überschneidung in der Bearbeitung der Teilgebiete ließ sich nicht gänzlich vermeiden. Beiden beschrittenen Wegen kommen zweifellos Vorteile, aber auch Nachteile zu, die nicht zu umgehen waren. Insbesondere machte sich im Falle der ersten Behandlungsweise bei dem immerhin doch nur im ganzen gesehen lückenhaft vorhandenen Neuerscheinungsmaterial die zwar wünschenswerte, aber nicht erreichbare Geschlossenheit in der Darstellung unangenehm geltend, während die angestrebte einheitlich geschlossene kritische Wiedergabe nur eines prägnanten Einzelkapitels einerseits nicht ganz der handbuchgemäßen Behandlungsweise des Stoffes entsprechen dürfte und andererseits nicht den vorhandenen Gesamtstoff zu erfassen vermochte. Die auf diese Weise geschaffenen Mängel hoffen wir jedoch in einem später folgenden weiteren Ergänzungsband auszugleichen, denn

wir wünschen auch für die Folgezeit das Handbuch der Bodenlehre ständig den neuesten Erfordernissen anzupassen.

Es ist dem Herausgeber eine angenehme Pflicht auch an dieser Stelle, dem Verlag ganz besonders für sein Entgegenkommen jeglicher Art bei der Herausgabe des vorliegenden Bandes zu danken, obgleich mannigfaltige Schwierigkeiten zu überwinden waren, um dem Werk die gleich gediegene Ausstattung der früheren Bände zu ermöglichen. Desgleichen spricht der Herausgeber seinen Mitarbeitern, die trotz sonstiger, starker Inanspruchnahme noch die Zeit zur Bearbeitung ihrer Teilgebiete fanden, den verbindlichsten Dank aus. Beim Lesen der Korrekturen haben sodann die Herren Dr. RALPH MELVILLE, cand. chem. agr. B. BOCHT und G. NÖLKE den Herausgeber aufs freundlichste unterstützt und sei ihnen daher ebenfalls aufrichtigst gedankt. Insbesondere ist der Herausgeber aber Herrn Dr. R. MELVILLE und Fräulein MARIA SCHÄFER zu größtem Dank für die Mitbeteiligung an der Anfertigung des Autoren- und Sachverzeichnisses verpflichtet, ohne deren aufopfernde Hilfe es unter den z. Z. recht schwierigen Verhältnissen nicht möglich gewesen wäre, das Werk in der zur Verfügung stehenden, verhältnismäßig kurzen Zeit dem Abschluß zuzuführen.

Möge dem vorliegenden Ergänzungsbande des Handbuches der Bodenlehre der gleiche Erfolg, der dem Hauptwerk zuteil wurde, beschieden sein.

Göttingen, Juli 1939.

**E. BLANCK.**

# Inhaltsverzeichnis.

Erster Teil.

## Allgemeine Bodenlehre.

Verwitterungslehre und Beschaffenheit der durch die Verwitterung  
entstandenen Mineralstoffbestandteile des Bodens.

Von Professor Dr. E. Blanck-Göttingen.

Seite

1

## Die Lehre von der Entstehung und Verteilung der Böden an der Erdoberfläche.

Von Professor Dr. E. Blanck-Göttingen.

Allgemeiner Teil . . . . .	54
Regionale und zonale Bodenlehre . . . . .	54
Spezieller Teil . . . . .	70
Die Verteilung der Böden an der Erdoberfläche und ihre Ausbildung (regionale oder geographische Bodenlehre) . . . . .	70
1. Böden der kalten Regionen (Arktische, subarktische und Hochgebirgsböden) . .	70
2. Böden der kühlen gemäßigten Regionen: Bleicherde-Waldboden und podsolige Böden . . . . .	77
Braunerde, einschl. Rendzina, nebst Bodenverteilung innerhalb Deutschlands .	85
3. Böden der feuchtwarmen gemäßigten Region: Gelb- und Roterden (Terra rossa) . . . . .	99
4. Böden der feuchttrockenen gemäßigten Regionen und der trockenen Gebiete: Steppenschwarzerden, kastanienfarbige Böden, graue Steppenböden, Salzböden, Wüstenböden usw. . . . .	117
5. Böden der feuchtheißen tropischen Region: Tropische Roterden, Laterit und tropische Moorböden . . . . .	131
6. Bodenverteilung innerhalb größerer Gebiete der Kontinente. . . . .	135
Verwitterung in der Vorzeit und fossile Verwitterungsrinden . . . . .	144

Zweiter Teil.

## Spezielle Bodenlehre.

(Die Beschaffenheit des Bodens.)

### 1. Physikalische Beschaffenheit des Bodens.

Das Verhalten des Wassers im Boden. Von Dr. F. ALTEN und Dr. B. KURMIES-Berlin. (Mit 56 Abbildungen.) . . . . .	150
Das statische Verhalten des Bodenwassers . . . . .	150
a) Hydratations- und hygroskopisches Wasser . . . . .	150
Ursachen der Hydratation und Bestimmung derselben . . . . .	150
Wasseraufnahme in Abhängigkeit vom Dampfdruck . . . . .	165
Die Bestimmung der Bodensaugkräfte. . . . .	168
Einfluß des Salzgehaltes des Bodens auf das Hydratations- bzw. hygroskopische Wasser . . . . .	170
Spezifisches Gewicht und spezifische Wärme des adsorbierten Wassers . . .	171
Benetzungswärme . . . . .	172
Beziehungen zwischen Wasseranlagerung und Benetzungswärme zur Oberfläche des Bodens . . . . .	174
b) Wasserkapazität und Wasseraufnahmevermögen . . . . .	175
Wasserhaltungsvermögen und Wasseraufnahmevermögen . . . . .	183
Wassergehalt bei der Fließgrenze . . . . .	187
c) Quellung und Schrumpfung . . . . .	188

	Seite
Das dynamische Verhalten des Bodenwassers . . . . .	201
a) Kapillarität und Steighöhe. . . . .	202
b) Durchlässigkeit . . . . .	219
Das Verhalten des Bodens gegen Luft, Wärme, Elektrizität und Radioaktivität. Von Dr. R. MELVILLE-Göttingen. (Mit 1 Abbildung) . . . . .	239
Das Verhalten des Bodens gegen Luft. . . . .	239
Das Verhalten des Bodens gegen Wärme . . . . .	256
Das Verhalten des Bodens gegen Elektrizität und Radioaktivität . . . . .	269
<b>2. Chemische Beschaffenheit des Bodens.</b>	
(Chemische und chemisch-physikalische Vorgänge im Boden.)	
Von Professor Dr. F. SCHEFFER und Dr. P. SCHACHTSCHABEL-Jena. (Mit 15 Abbildungen.)	
Die Minerale der Bodenfraktionen zwischen 2 und 0,002 mm Teilchengröße als Urheber der chemisch-physikalischen Vorgänge . . . . .	275
Der Basenaustausch. . . . .	288
Der Boden als disperses System. . . . .	288
Der Bau des Ultramikrons . . . . .	289
Die Umtauschgesetze nach WIEGNER. . . . .	292
Allgemeines. . . . .	292
Die Hydratation . . . . .	293
Hydratation und elektrokinetisches Potential . . . . .	295
Elektrokinetisches Potential und Koagulation . . . . .	296
Elektrisches Potential und Peptisation . . . . .	300
Ionenumtausch und Struktur. . . . .	300
Die Verschiedenheit der Haftfestigkeit der Ionen an Umtauschkörpern. . . . .	303
Die mathematische Formulierung der Umtauschvorgänge. . . . .	304
Die Ermittlung des Kationenbedarfs der Pflanze nach P. VAGELER und F. ALTEN . . . . .	308
Der Nährstoffgehalt der Bodenlösung . . . . .	309
Die Nährstofflieferung aus den Sorptionskomplexen. . . . .	310
Spezielle Untersuchungen über die Sorption an Böden und Mineralen . . . . .	312
Sorptionkapazität und Tongehalt . . . . .	314
Umtauschversuche an verschiedenen Bodenkolloiden und Mineralen . . . . .	317
Abhängigkeit der Sorption von der Reaktion . . . . .	328
Sorption und isoelektrischer Punkt . . . . .	332
Der sorbierte Wasserstoff . . . . .	333
Die organischen Bodenkolloide . . . . .	338
Sorption von organischen an anorganische Kolloide . . . . .	338
Sorptionkapazität des organischen Bodenanteiles . . . . .	340
Die Bestimmung der Sorptionskapazität organischer Substanzen . . . . .	342
Untersuchungen am Bodenkomplex . . . . .	344
Bestimmung der austauschbaren Basen. . . . .	344
Bestimmung der Sorptionskapazität . . . . .	348
Bestimmung des Kalkbedarfs und der Reaktion des Bodens . . . . .	352
Das Bodenkali. . . . .	355
Die Bestimmung der pflanzenverfügbaren Nährstoffe Kalium und Phosphorsäure . . . . .	358
<b>3. Beschaffenheit des organischen Bodenanteils.</b>	
Von Professor Dr. K. MAIWALD-Hohenheim bei Stuttgart.	
Die Entwicklung des Humusproblems im letzten Jahrzehnt. . . . .	378
Untersuchungsmethoden . . . . .	381
Abgrenzung und Bezeichnung von Stoffgruppen . . . . .	382
Fortschritte in den Methoden zur Bestimmung von Menge und Beschaffenheit des organischen Bodenanteiles. . . . .	385
Untersuchung der organischen Düngemittel . . . . .	393
Der Humifizierungsvorgang im Kreislauf der organischen Bodenstoffe . . . . .	394
Beziehungen zum Lignin- und zum Eiweißabbau. . . . .	397
Mengenverhältnis C:N im organischen Bodenanteil; Schwefelgehalt . . . . .	403
Neue Ergebnisse über die stoffliche Beschaffenheit des humifizierten Anteiles. . . . .	406
Ionenumtausch an Humusstoffen und Beziehungen zwischen den organischen und den anorganischen Umtauschkörpern (Sorptionskomplexen). . . . .	409
Chemische und physikalische Untersuchung der Huminsäuren . . . . .	413

	Seite
Wechselwirkungen zwischen dem organischen Bodenanteil und der Bodenphosphorsäure . . . . .	419
Untersuchungen über örtlich bedingte Humusformen . . . . .	421
Klimatische und Bodeneinflüsse bei der Ausbildung des organischen Bodenanteiles	421
Der Waldboden und das Moor . . . . .	426
Abhängigkeit der Bodenfruchtbarkeit vom organischen Bodenanteil . . . . .	432
Verhalten der Humusstoffe bei neuzeitlicher Bodennutzung und Möglichkeit ihrer Vermehrung durch Düngung . . . . .	433
Wirkung von Humusstoffen auf Pflanzen und auf Kleinlebewesen . . . . .	438

**4. Mikrobiologie des Bodens.**

Von Professor Dr. A. RIPPPEL-Göttingen. (Mit 12 Abbildungen.)

Methodik der mikrobiologischen Bodenuntersuchung . . . . .	440
Zahl und Verbreitung der Mikroorganismen im Boden und ihre Abhängigkeit von den Hauptfaktoren . . . . .	446
Algen und Protozoen . . . . .	463
Eigentümlichkeiten des Bodens als Standort . . . . .	468
Zusammenleben der Organismen im Boden (ohne Symbiose) . . . . .	482
Mykorrhiza . . . . .	495
Leguminosen- und Erlen-Symbiose . . . . .	498
Frei lebende Stickstoffbinder . . . . .	518
Abbau organischer Stickstoffverbindungen . . . . .	535
Nitrifikation und Denitrifikation . . . . .	543
Zellulosezersetzung . . . . .	549
Abbau besonderer Kohlenstoffverbindungen . . . . .	560
Bildung von Kohlensäure . . . . .	563
Bildung und Zersetzung von Humus . . . . .	566
Kreislauf der Mineralstoffe . . . . .	577
Mikrobiologische Methoden zur Feststellung des Nährstoffbedarfes der Pflanzen . . . . .	587
Namenverzeichnis . . . . .	592
Sachverzeichnis . . . . .	608

## Allgemeine Bodenlehre.

### Verwitterungslehre und Beschaffenheit der durch die Verwitterung entstandenen Mineralstoffbestandteile des Bodens.

Von E. BLANCK-Göttingen.

Es bedeutet keine Überschätzung der neuzeitlichen Erkenntnisse, wenn man für das Gebiet der Verwitterungslehre feststellen muß, daß innerhalb der letzten neun Jahre, die nach dem Erscheinen des dieses Gebiet behandelnden Bandes verfloßen sind, sich eine wesentlich veränderte Auffassung, ja, man kann sogar sagen, fundamentale Umwälzung in einer Reihe sehr wichtiger, grundlegender Anschauungen vollzogen hat. Dieses tritt besonders deutlich in der Frage nach der Natur des Tons und Kaolins sowie ihrer Entstehungsbedingungen in Erscheinung. Diese Tatsache hat ihre Ursache in der Anwendung von bisher nicht gekannten, physikalischen Untersuchungsmethoden, die der Erforschung der Struktur der Materie dienen, und deren Ergebnisse ein ganz neues Licht auch auf die im Brennpunkt bodenkundlicher Erkenntnis stehenden Fragen mannigfachster Art werfen und gleichzeitig zur Evidenz erhärten, daß die bisher für derartige Zwecke allein benutzten chemischen Methoden doch nur eine teilweise Lösung des vorliegenden Problems zu erbringen vermochten.

Während noch im zweiten Bande des Handbuches der Bodenlehre auf Grund der verschiedenen Beschaffenheit der Zersetzungsprodukte eine reinliche Scheidung der Tiefenzersetzung und der Oberflächenverwitterung vorgenommen werden konnte, erweist sich solches im vollen Umfange heute nicht mehr möglich, wenngleich damit auch nicht jeder Unterschied aufgehoben worden ist. Jedoch die damals noch so gesichert erscheinende Feststellung von der durchaus gelartigen Natur der Verwitterungsprodukte hat hierdurch eine nicht zu verkennende, tiefe Einbuße erlitten, die sich nach verschiedener Richtung hin auswirkt. Keineswegs bedeutet dieses nun aber, daß alle in den Aufbereitungsdetritaten der Gesteine und in ihren Böden anzutreffenden Tonminerale nun auch stets Verwitterungsprodukte oder Verwitterungsneubildungen zu sein brauchen. Sie können auch sehr wohl nach der Auflockerung der sie ursprünglich beherbergenden Gesteine, da sie dortselbst oftmals schon in recht großen Mengen angetroffen werden, ohne weitere chemische Umwandlung in den Boden übernommen worden sein, so daß sich die nunmehr zu lösenden Fragen infolge der neuen Erkenntnisse letzten Endes noch viel verwickelter als bisher gestalten. Jedoch bevor auf diesen Sachverhalt näher eingegangen wird, sei der sonstigen, neueren, auf dem Gebiete der Erforschung der bodengenetischen Erscheinungen liegenden Arbeiten



gedacht, und zwar zunächst derjenigen, die sich mit den einfachsten grundlegenden Geschehnissen dieser Art befassen.

In einer den Verwitterungsfaktoren in ihrer Gesamtheit gewidmeten Abhandlung, die sich für die Entwicklung der Bodenlehre als sehr beachtenswert erweist, sucht H. KLÄHN<sup>1</sup> die zwischen Niederschlag, Verwitterung und Abtragung vorhandenen Beziehungen quantitativ zu erfassen und in mathematischer Formelsprache sowie Kurvendarstellung zum Ausdruck zu bringen. Es wird von ihm der Begriff der meteorologischen Intensität als Arbeitsvermögen von Niederschlag, Temperatur und Luftbewegung aufgestellt und unter Bezugnahme auf die vergleichenden Untersuchungen E. BLANCK'S<sup>2</sup> über die Verwitterung von Gesteinen unter abweichenden Klimaverhältnissen auf die funktionelle Beziehung zwischen meteorologischer Intensität und Höhenlage besonders hingewiesen. Weiter wird auf das Verhältnis der Verwitterung zur meteorologischen Intensität eingegangen und die anfallende Verwitterungsmenge als Arbeitseffekt der meteorologischen Intensität gegenüber dem Gestein angesprochen. Sie erweist sich als abhängig einmal vom exogenen Angriff der meteorologischen Faktoren Niederschlag, Temperatur und Luftbewegung, andermal vom endogenen Widerstand der Gesteine gegen mechanische und chemische Zerlegung. Die von E. HASELHOFF, A. HILGER, M. DIETRICH und E. BLANCK über den Verlauf der Gesteinszersetzung früher beigebrachten experimentellen Feststellungen<sup>3</sup> dienen KLÄHN als Ausgangsmaterial zur Aufstellung der sich ergebenden Beziehungen in mathematischer Form. Unter Abtragung wird der Transport des Verwitterungsmaterials, die Fracht, verstanden, und stellt sich die Abtragungsmenge als Arbeitseffekt der meteorologischen Faktoren dar. Auch sie steht in funktioneller Beziehung zur meteorologischen Intensität, demnach auch zur Höhe und zur Menge des verwitterten Materials. Die Widerstandsfähigkeit der Gesteine wird in die Formel für die Abtragung eingeführt. Sodann werden die ermittelten Abtragungs- und Niederschlagskurven miteinander in Vergleich gestellt und der Wert der sog. „idealen Abtragungskurven“, die man unter der Annahme des Gebietsaufbaues aus einheitlichem Gesteinsmaterial erhält, kritisch besprochen. Derartige für Kalk und Sandstein aufgestellte Kurven zeigen „ein Abtragungsfeld, dessen Beziehung zur praktisch gefundenen Abtragungskurve eine exakte Erfassung der Ursachen erlaubt, welche auffällige Abweichungen der empirischen Abtragungskurve vom Verlauf der idealen Abtragungskurven hervorgebracht haben“.

In Fortsetzung ihrer mit Buntsandstein und Muschelkalk in Göttingen und auf dem Brocken als Verwitterungsstandorte durchgeführten Untersuchungen<sup>4</sup> gelangen E. BLANCK und R. THEMLITZ<sup>5</sup> zu der Feststellung, daß die während einer Zeitdauer von 12 Jahren den an besagten Orten recht verschiedenen atmosphärischen Einflüssen ausgesetzten Gesteinsmaterialien immerhin eine schon recht deutlich nachweisbare chemische Verwitterung durchgemacht haben. Dabei haben sich die verschiedenen Klimaeinflüsse des Standortes auf den Sandsteinverwitterungsverlauf, sowohl hinsichtlich ihrer Intensität als auch Richtung, nahezu als gleichwertig gezeigt, während das Kalkgestein unter dem Göttinger Klima eine etwas abweichende und stärkere chemische Aufbereitung als unter den Klimaeinflüssen des Brockens erlitten hat. Dieser Unterschied wird als bedingt durch

<sup>1</sup> KLÄHN, H.: Niederschlag, Verwitterung, Abtragung und Tektonik im Oberrheintal. Chem. Erde **6**, 153 (1931).

<sup>2</sup> BLANCK, E.: Chem. Erde **3**, 437 (1928).

<sup>3</sup> Vgl. dieses Handbuch **2**, 187, 212–217 (1929).

<sup>4</sup> Vgl. dieses Handbuch **2**, 215 (1929).

<sup>5</sup> BLANCK, E., u. R. THEMLITZ: Zweiter und letzter Beitrag zu den vergleichenden Untersuchungen über die Verwitterung der Gesteine unter abweichenden klimatischen Verhältnissen. Chem. Erde **9**, 527 (1934).

die verschiedene Gesteinsbeschaffenheit beider Versuchsgesteine erklärt, insofern als beim Sandstein nur die schon an und für sich leicht angreifbare Bindemittelsubstanz von der chemischen Verwitterung in Mitleidenschaft gezogen wird, wogegen es sich beim Kalkstein, der an sich viel schwerer angreifbar ist, um einen reinen Lösungsprozeß der Karbonate und einen hydrolytischen Zerlegungsvorgang der nichtkarbonatischen Anteile handelt, der aber sicherlich den klimatischen Einflüssen viel stärker unterworfen ist, die sich unter den örtlichen Verhältnissen Göttingens gegenüber denen des Brockens besonders auswirken. Da sich nun das Brockenklima dem Göttinger Klima gegenüber durch einen höheren relativen Feuchtigkeitsgehalt, größere Niederschläge, jedoch geringere Temperatur auszeichnet, aber der Sonnenscheindauer auf dem Brocken nur ein ganz geringes Plus zukommt, so gelangen die Genannten zur Bestätigung der schon an anderer Stelle<sup>1</sup> ausgesprochenen Ansicht, daß die Temperatur für die chemische Verwitterung den wesentlichsten Faktor abgibt. Denn wenn auch auf dem Brocken die Niederschlagsmenge und der relative Feuchtigkeitsgrad weit überwiegen, so muß der höheren Temperatur, nur gepaart mit geringer Feuchtigkeit, in Göttingen der vorwiegendste Verwitterungseinfluß für die hier etwas stärker ausgefallene chemische Aufbereitung des Muschelkalkes zugeschrieben werden. H. UDLUFT<sup>2</sup> erörtert auf Grund des Mineralbestandes der Sandsteine die Frage, „welche Bestandteile den chemisch wirksamen Verwitterungskräften zum Opfer fallen können und welchen Widerstand die Struktur der physikalischen Verwitterung“ entgegensetzt. Indem er von den petrographischen Verhältnissen der Sandsteine Nordwestdeutschlands ausgeht, gelangt er zu dem unzweifelhaft richtigen Schluß, daß diejenigen Sandsteine der Verwitterung am erfolgreichsten standhalten werden, die als klastische Anteile ausschließlich Quarze führen, gleiche Korngröße und gleichmäßig dichte Lagerung aufweisen und deren Bindemittelsubstanz kieselig ist<sup>3</sup>. Hinsichtlich des Vollzuges der physikalischen Verwitterung in Wüstengebieten äußert sich H. MORTENSEN<sup>4</sup> in einer der „Salzsprenge“ gewidmeten Abhandlung. Er weist darauf hin und begründet es gleichfalls, daß die salzsprenge Wirkung in der Wüste nicht eine Folge des hierfür zumeist angenommenen Kristallisationsdruckes sei, sondern als Folgeerscheinung einer Hydratbildung zu gelten habe. Es erfolge daher die Zerstörung des Gesteins nicht bei der Auskristallisation des Salzes aus der konzentrierten Lösung, d. h. zur Zeit der größten Trockenheit, sondern bei der Hydratbildung, also dann, wenn die größte Feuchtigkeit, wie z. B. bei Taufall oder Regen, herrschen, wie er es denn auch in der sehr trockenen Tacna-Wüste Nordchiles habe beobachten können. Lediglich die klimatische Vorbedingung hierfür sei, daß die Bedingungen für die Entstehung entwässerter Salze gegeben seien und ein genügend häufiger Wechsel von Feuchtigkeit und Zugang derselben von oben zum Gestein gewährleistet sei. Als im wasserfreien oder wasserarmen Zustande zu starker Hydratbildung neigende Salze kommen  $\text{CaSO}_4$ ,  $\text{Na}_2\text{SO}_4$ ,  $\text{MgSO}_4$  und  $\text{Na}_2\text{CO}_3$  in Frage. Die dabei auftretende Volumvermehrung kann bis zu 300% des Volumens des entwässerten Salzes führen, so daß die gesteinszerstörende Wirkung beträchtlich größer als die mit dem Gefrieren und Auftauen des Wassers verbundene Frostsprenge ist. Die vom Verfasser auf Grund der chemisch-physikalischen Ver-

<sup>1</sup> Vgl. S. 130 dieses Bandes.

<sup>2</sup> UDLUFT, H.: Die petrographischen Grundlagen für die Verwitterbarkeit der im Hoch- und Tiefbau verwandten Sandsteine Nordwestdeutschlands. Jb. preuß. geol. Landesanst. 1929 1, 437 (1930).

<sup>3</sup> Vgl. dieses Handbuch 4, 75 (1930).

<sup>4</sup> MORTENSEN, H.: Die „Salzsprenge“ und ihre Bedeutung für die regional-klimatische Gliederung der Wüsten. Peterm. Geogr. Mitt. 1933, 130.

hältnisse der Salze entwickelten theoretischen Vorstellungen über die Salzspaltung stimmen durchaus mit seinen Beobachtungen im Gelände überein. „Denn auch nach den rein auf den Eigenschaften der Salze aufgebauten Ableitungen“, so äußert sich MORTENSEN wörtlich, „müssen die Unterschiede der Salzspaltung und damit der Stärke des Gesteinszerfalls je nach dem verschiedenen Grade der Feuchtigkeit usw. der jeweiligen Wüste postulieren, während die absolute Menge und sogar auch der Charakter des einmalig ausgeschiedenen Salzes an sich bedeutungslos ist, wenn nicht ein entsprechendes Klima den genügend häufigen Wechsel des Kristallwassergehaltes im Anschluß an dieses erste Auskristallisieren zur Folge hat. Und insbesondere ist es dadurch, daß Entwässerung und Hydratation an bestimmte, nicht überall auftretende Salze und bei diesen wiederum an gewisse Mindest- und Höchstbedingungen bezüglich Temperatur, Feuchtigkeit und auch Gesteinsfestigkeit gebunden sind, erklärlich, daß die scheinbar geringfügigen klimatischen Verschiedenheiten so grundsätzliche Unterschiede hinsichtlich des Ausmaßes der Salzspaltung bewirken können“<sup>1</sup>. Bezüglich der hieraus entstandenen Diskussion sei auf die unten angegebene Literatur verwiesen<sup>2</sup>. Nach M. STORZ<sup>3</sup> erweist sich die „Kochsalzverwitterung“ nicht nur von Bedeutung für die Wüstenverwitterung und für die Verwitterung karbonathaltiger Bausteine, sondern er weist auch auf ihre Mitwirkung bei der Entstehung von Schüsseln und Wannern, worauf später noch zurückzukommen sein wird<sup>4</sup>, im Brandungsgebiet bei Spalato und Ragusa hin, indem sich in den dortigen karbonatischen Gesteinen infolge der Umsetzung des Kochsalzgehaltes des Meerwassers mit dem Kalk eine Lösung des Gesteins vollzieht. Bei diesem Vorgang ( $\text{CaCO}_3 + 2 \text{NaCl} = \text{Na}_2\text{CO}_3 + \text{CaCl}_2$ ) stellt sich durch Abspaltung von  $\text{OH}^-$  aus  $\text{Na}_2\text{CO}_3$  eine alkalische Reaktion ein, die unmittelbar gemessen werden kann. Infolge dieser Verhältnisse wären somit in geologischen Zeiträumen alle Bedingungen, schuttbedeckte Depressionen in Kalksteinen immer wieder erneut zu vergrößern, erfüllt, und der Wasserarmut im ariden Klima würde im Kochsalz ein nicht zu unterschätzender Verwitterungsfaktor gegenüberstehen. Von K. HUMMEL<sup>5</sup> werden durch Halmyrolyse hervorgerufene Rinden auf Ostseegeschieben des näheren untersucht. Diese Untersuchungen führten zu dem beachtenswerten Ergebnis, daß halmyrolytische Zersetzungsprodukte, wie im vorliegenden Fall durch Ostseewasser umgewandelte kristalline Schiefer, grundsätzlich und in ihrer Gesamtheit nicht von terrestrischen Verwitterungsprodukten unterschieden werden können. Dies wird darauf zurückgeführt, daß die Zersetzungserscheinungen zum Teil noch nicht ausgereift sind und sich das Ausgangsmaterial zum Teil nicht gleichmäßig erweist. Zwar läßt sich an zwei Proben von basischen Eruptivgesteinen bei dem halmyrolytischen Vorgang eine relative Kali- und Eisenanreicherung, bei der terrestren Verwitterung dagegen eine solche der Magnesia erkennen, und die Salzsäureauszüge lassen auf eine Um- und Neubildung magnesia- bzw. eisen- und kalireicher Stoffe schließen, jedoch sich alles dieses nur mit geringer Zuverlässigkeit behaupten. „Das äußerlich an ein Podsolprofil erinnernde Profil der halmyrolytischen Zersetzungsringen hat nach der

<sup>1</sup> MORTENSEN, H.: a. a. O. S. 134.

<sup>2</sup> FILLUNGER, P.: Über Verwitterung und Kristallisationsdruck. *Geologie u. Bauwesen* **5**, 11 (1933). — KIESLINGER, A.: Kristallisationsdruck, Quellung und Verwitterung. *Ebenda* **5**, 49 (1933). — MORTENSEN, H.: Über die Größe des Kristallisationsdruckes. *Ebenda* **6**, 22 (1934).

<sup>3</sup> STORZ, M.: Die Bedeutung der Chloride für die chemische Verwitterung und der Wasserstoff-Ionenkonzentrationsmessung für die Geologie. *Chem. Erde* **11**, 408 (1937).

<sup>4</sup> Vgl. S. 8 u. 10 dieses Bandes.

<sup>5</sup> HUMMEL, K.: Untermeerische (halmyrolytische) Zersetzungsringen an Ostseegeschieben. *Chem. Erde* **11**, 357 (1937).

Art des Vorganges nichts mit der terrestrischen Podsolverwitterung zu tun, da aus der gebleichten Rinde nur das Eisen, nicht jedoch die Alkalien und die Tonerde ausgelaugt“ worden sind.

In einer anderen Arbeit, die gleichfalls dem von ihm angeschnittenen Problem der Halmyrolyse gewidmet ist, hat K. HUMMEL<sup>1</sup> die diesbezüglichen Verhältnisse in Verbindung mit der Entstehungsweise des Glaukonits und ähnlicher Minerale mariner Sedimente zu betrachten versucht<sup>2</sup>. Auch schon durch die Untersuchungen von E. S. MOORE und J. E. MAYNARD<sup>3</sup> konnte auf experimentellem Wege eine Eisenanreicherung im Meerwasser wahrscheinlich gemacht werden, insofern als bei Anwesenheit von organischen Schutzkolloiden nur das Eisen eine schnelle Ausfällung erfährt, dagegen die der Kieselsäure stark verlangsamt wird. Weitere Beispiele für den Verlauf halmyrolytischer Geschehnisse beizubringen, war aber bisher nicht möglich, zumal der Erforschung dieser Vorgänge erhebliche Schwierigkeiten entgegenstehen, denn halmyrolytische Profile befinden sich nur auf dem unzugänglichen Meeresgrunde. Wenn auch Grundprobenuntersuchungen nicht ohne Bedeutung für die Erforschung der Halmyrolyse sind, so vermögen sie doch nicht zur völligen Lösung zu führen, da das Ausgangsmaterial meist nicht bekannt ist. Es schien daher dem Verfasser angebracht, trotz gleichfalls vieler auch hier entgegenstehender Schwierigkeiten, die Erscheinungen der Halmyrolyse durch Untersuchung fossiler Gesteine mit Anreicherung halmyrolytischer Produkte zu studieren. Die südalpinen, der Mitteltrias angehörenden Grünerden gaben ein geeignetes Untersuchungsobjekt ab, weil sich in ihnen vulkanische Mineralien im Bereich stark verlangsamer mariner Sedimentation befinden. Es ergab sich u. a., daß die Schlerngrünerde aus dem ihr unterlagernden Augitporphyrit durch halmyrolytische Umwandlungen hervorgegangen ist, welcher Vorgang mit einer relativen Anreicherung von  $H_2O$ ,  $K_2O$ ,  $Al_2O_3$  und Eisen verbunden ist, während sich der  $SiO_2$ - und  $TiO_2$ -Gehalt nur wenig verändert haben und alle übrigen Bestandteile relativ vermindert worden sind. Die Anreicherung von Kali und Eisen ist aber das kennzeichnende Merkmal der Glaukonitbildung, d. h. des am besten bekannt gewordenen Halmyrolysenvorganges. Ebenso kommt nach HUMMEL der chemischen Veränderung des von C. W. CORRENS untersuchten untermeerischen Basaltes, worauf gleich zurückzukommen sein wird, große Ähnlichkeit mit der Grünerdebildung zu, wenn schon dessen Rinde keine Grünerde, sondern eine rostfarbene eisenoxydreiche Masse darstellt. Damit ergibt sich die gleiche Richtung im Verlauf des Umwandlungsvorganges der Bildung der Schlerngrünerde und der Rinde des besagten von CORRENS untersuchten Basaltes, und sie beweist nach dem Verf., „daß das von den halmyrolytischen Vorgängen am heutigen Meeresgrund angestrebte Gleichgewicht grundsätzliche Ähnlichkeit besitzt mit dem bei der Grünerdebildung erreichten Gleichgewicht“. Die soeben erwähnte analytische Untersuchung des Kerns und der Rinde eines Basaltbruchstückes von der Lavoerfläche eines Plagioklasbasaltes aus 2000 m Tiefe im Atlantischen Ozean durch C. W. CORRENS<sup>4</sup> läßt erkennen, daß die rostbraun gefärbte Zersetzungsrinde wesentlich verschieden von den subaerischen Verwitterungsrinden zusammengesetzt ist, weshalb nachstehende Analysendaten wiedergegeben sein mögen:

<sup>1</sup> HUMMEL, K.: Grünerden Südtirols und sonstige halmyrolytische Eisensilikate. Chem. Erde **6**, 468 (1931).

<sup>2</sup> Vgl. dieses Handbuch **2**, 159 (1929).

<sup>3</sup> MOORE, E. S., u. J. E. MAYNARD: Solution, transportation and precipitation of iron and silica. Econ. Geol. **24**, 272. New Haven 1929.

<sup>4</sup> CORRENS, C. W.: Über einen Basalt vom Boden des Atlantischen Ozeans und seine Zersetzungsrinde. Chem. Erde **5**, 76 (1930) — Woraus besteht der Tiefseeboden? „Tiefseebuch“ Bd. **3** der Sammlung „Das Meer“, S. 103. Inst. f. Meereskunde Berlin 1934.

	SiO <sub>2</sub> %	TiO <sub>2</sub> %	Al <sub>2</sub> O <sub>3</sub> %	Fe <sub>2</sub> O <sub>3</sub> %	FeO %	MnO %	CaO %	MgO %	Na <sub>2</sub> O %	K <sub>2</sub> O %	H <sub>2</sub> O <sup>-</sup> %	H <sub>2</sub> O <sup>+</sup> %	P <sub>2</sub> O <sub>5</sub> %	BaO %	Cr <sub>2</sub> O <sub>3</sub> %	NaCl %	Summe %
Kern	49,54	0,78	16,47	2,30	7,55	0,19	11,43	7,91	2,62	0,30	0,27	0,95	0,08	0,17	0,04	—	100,64
Rinde	36,36	0,91	16,20	16,56	0,93	1,25	6,77	4,86	2,01	0,94	6,26	6,31	0,13	—	—	1,15	—

Es besteht die Vermutung, daß die glasige Oberfläche des Lavaergusses im heißen Zustand mit dem Seewasser reagiert hat und daß dieser Vorgang die Zersetzung eingeleitet habe. Die das Gesteinsbruchstück umgebende dünne Schutzrinde wird als durch Diffusion von Eisen- und Mangansalzen an die Oberfläche entstanden erklärt, deren hydrolytischer Zerfall nebst Ausflockung der Hydroxyde ganz im Sinne der von G. LINCK<sup>1</sup> vertretenen Auffassung erfolgt ist, nur daß nicht, wie bei den Wüstenrinden, die trockene, an Wasserdampf stark untersättigte Luft den Prozeß bedingt, sondern im Meer die durch Zersetzung der Silikate im Gestein entstandene konzentrierte Salzlösung in Richtung nach der verdünnten Meerwasserlösung wandert und auf diese Weise an der Oberfläche das Eisen nach Oxydation und hydrolytischem Zerfall durch den Salzgehalt als Kolloid ausgeflockt wird.

Über die Verwitterung des Kalkes sowie über die hierfür in Frage kommenden chemischen Grundbedingungen liegen eine ganze Reihe von Untersuchungen vor, welche die bisherigen Erkenntnisse in mannigfachster Richtung ergänzen. In theoretischer Hinsicht wird dieser Vorgang eingehend von I. PIA<sup>2</sup> behandelt, wogegen H. KLÄHN<sup>3</sup> experimentelles Material beibringt, und P. MÜLLER<sup>4</sup> insbesondere auf die durch die äußeren Verhältnisse in der Natur gegebenen Bedingungen für den Aufbereitungsvollzug der Karbonatgesteine Rücksicht nimmt. Die Zerstörung des Dolomits wird in erster Linie mit Recht als ein chemischer Verwitterungsvorgang aufgefaßt, indem das kohlenensäurehaltige Wasser zunächst das leichter lösliche Kalziumkarbonat entfernt, sodann werden die Kanten der Dolomithomboeder angefressen, wodurch der Zerfall in Dolomitsand herbeigeführt wird. Eine intensive Verwitterung vollzieht sich nur dort, wo das Regenwasser längere Zeit einwirkt, so namentlich im Innern der Dolomitplateaus, woselbst das Wasser nicht schnell genug abzulaufen imstande ist, und der Boden, begünstigt durch den Pflanzenwuchs, lange feucht erhalten bleibt. Sobald dagegen das Wasser schnell abzulaufen in der Lage ist, erweist sich der Dolomit als ein durchaus widerstandsfähiges Gestein. In tieferen Schichten vermag es schließlich auch zur Ausscheidung der im Wasser gelösten karbonathaltigen Bestandteile in Gestalt von Kalkspat- und Dolomitdrusen kommen. Nach A. LÖHNBERG<sup>5</sup> ist der obere Triasdolomit nur spärlich zerklüftet und nicht ganz durchlässig für Wasser, jedoch brüchig und leicht verwitterbar. „Er zerfällt in grobkörnige eckige Schotter, in grobe und feinkörnige Sande und vermag schließlich einen feinen Grus zu hinterlassen . . . Im Gegensatz dazu ist der obere Triaskalk schwer verwitterbar und hart, doch zerklüftet und zerspalten, so daß das Wasser überall in ihm versickert.“ Um die Karrenformen in ihrer Bildungsweise

<sup>1</sup> Vgl. dieses Handbuch 3, 504 (1930).

<sup>2</sup> PIA, I.: Theorien über die Löslichkeit des kohlen-sauren Kalkes. Mitt. geol. Ges. Wien 25, 1 (1933) — Neue Berechnung der Löslichkeit des kohlen-sauren Kalkes. Internat. Rev. d. Hydrobiol. 29, 84 (1933).

<sup>3</sup> KLÄHN, H.: Die Auflösungsgeschwindigkeit kalkiger, anorganischer und organischer Körper innerhalb eines wässrigen Mediums. C. f. Min. usw. A 1936, 328 u. 369 — Der quantitative Verlauf der Aufbereitung von Sanden, Geröllen und Schalen im wässrigen Medium. N. Jahrb. f. Min. usw., Beilage-Bd. 67, B, 313 (1932).

<sup>4</sup> MÜLLER, P.: Über Dolomitisierung des Mitteldevon der Gerolsteiner Mulde in der Eifel. Chem. Erde 4, 451 (1930).

<sup>5</sup> LÖHNBERG, A.: Zur Hydrographie des Kirknitzer Beckens, ein Beitrag zur Karstforschung. Diss. S. 20. Göttingen 1934.

zu erklären, wurden von H. LINDNER<sup>1</sup> die Löslichkeits- und Strukturverhältnisse der Kalkgesteine einer Untersuchung unterzogen. Aus seinen Befunden glaubt derselbe den Schluß ziehen zu dürfen, daß die Kannelierungen bzw. Riefelungen des Gesteins durch die ungleiche stoffliche Zusammensetzung der Karren-tragenden Kalkgesteine bedingt sind. Es wurde daher auf Grund der Ermittlung des Gehaltes der Kalkgesteine an Dolomitsubstanz der verschiedensten Karstgebiete versucht, die gesetzmäßige Anordnung der Rinnen darzulegen, was sich allerdings einwandfrei noch nicht hat festlegen lassen, wie aus dem weiteren Schrifttum über diesen Gegenstand<sup>2</sup> hervorgeht, zu welchem schließlich H. CRAMER und F. HELLER<sup>3</sup> mit nachstehenden Worten Stellung nehmen: „Ist somit der Anteil geologischer Gestaltungsfaktoren an der Bildung der Kleinkarren im einzelnen noch klarzustellen, so kann doch Entstehung und Funktion der Karren eindeutig festgelegt werden.“ Nach ihnen sind die Karren aufzufassen als „ein elementarer Bestandteil des Karstphänomens und durch Gesteinsauflösung ausgeweitete, im Kluftnetz vorgezeichnete Wege des Wassers von der Oberfläche in das Innere des Karstes“.

Über die Mitwirkung der Kleinlebewelt, insbesondere der Bakterien, am Aufbereitungswerk der Gesteine war man bisher sehr wenig unterrichtet, erfreulicherweise sind nunmehr, wenn auch nur geringe, Ansätze zu verzeichnen. So schließt M. DÜGGELI<sup>4</sup> aus dem Verhalten von Milchsäurebakterien zu karbonathaltigen Gesteinen, insofern als jene innerhalb von 36 Tagen einen Verlust von 18% CaCO<sub>3</sub> des Gesteins herbeigeführt haben, daß ihnen eine wichtige Rolle bei der biologischen Verwitterung in der Natur zukommen dürfte. Auch G. BLÖCHLIGER<sup>5</sup> behandelt dieses Thema mit nachstehendem Erfolg. Selbst der scheinbar kahle Fels einer Steinschlagwand ist schon in den frühesten Verwitterungsstadien stets mit Mikroorganismen bevölkert und nimmt die Keimzahl mit der Höhe des Verwitterungsgrades zu. Saprophyten, die sich von den abgestorbenen organischen Substanzen ernähren, herrschen vor. Die Flechten und Moose als erste Humusbildner auf dem nackten Fels anzusehen, trifft somit nicht mehr in allen Fällen zu, sondern Aktinomyzeten und Bakterien leisten gleichfalls eine solche Arbeit. Der Zersetzung der Humusstoffe fällt bei der biologischen Felsverwitterung die Hauptrolle zu, es werden als saure Stoffwechselprodukte Kohlendioxyd, anorganische und organische Säuren sowie auch Atmungskohlensäure der Mikroben gebildet, welche die Verwitterungsagenzien abgeben. In ihrem Wirkungsausmaß in den kleinsten Spalten des Gesteins erweisen sich organische wie anorganische Säuren als nahezu gleich, wenn nicht ersteren ein Vorrang zukommt. S. G. PAINÉ und dessen Mitarbeiter<sup>6</sup> bemühen sich ganz besonders in gleicher Richtung. Sie vermochten nicht nur Bakterien in erheblicher Menge bei der Verwitterung von Gesteinen verschiedenster Art und in Steinbrüchen nachzuweisen, sondern stellten gleichfalls fest, daß eine ganze Anzahl von solchen bei der Zerlegung organischer Stoffe Säuren und Kohlendioxyd bilden, die den Verwitterungsprozeß begün-

<sup>1</sup> LINDNER, H.: Das Karrenphänomen. *Peterm. Geogr. Mitt.* **1930**, Erg.-H. 208.

<sup>2</sup> KAYSER, K.: Morphologische Studien in Westmontenegro I u. II. *Z. Ges. Erdkde Berlin* **1932**, 248; **1934**, 101. — LAUTENSACH, H.: Die chemischen Methoden der Untersuchung des Karrenphänomens. *Peterm. Geogr. Mitt.* **1931**, 83. — LEHMANN, O.: Die Hydrographie des Karstes. *Enzyklopädie d. Erdkde.* 1932.

<sup>3</sup> CRAMER, H., u. F. HELLER: Das Karstphänomen im Grundgips des fränkischen Keupers. *Mitt. Höhlen- u. Karstforsch.* **1933**, 21; **1934**, 1.

<sup>4</sup> DÜGGELI, M.: Die Mitwirkung von Bakterien bei der Gesteinsverwitterung. *Verh. schweiz. naturf. Ges.* **111**. Jahresversammlung, 307 (1930).

<sup>5</sup> BLÖCHLIGER, G.: Kleinlebewesen und Gesteinsverwitterung. *Z. Geomorph.* **7**, 273 (1932/33).

<sup>6</sup> PAINÉ, S. G., F. V. LINGGOOD, F. SCHIMMER u. F. C. THUPP: Die Beziehung der Kleinlebewesen zur Verwitterung von Stein. *Phil. trans. roy. Soc. London B* **222**, 97 (1933).

stigen. Auch wiesen sie als Folge bakterieller Tätigkeit kleine Mengen von Salpeter in Konzentrationen bis zu 0,3% nach. Es gelang ihnen, den Salpeterbildner (Nitrosomonas) aus dem Gesteinsmaterial zu isolieren und den Nachweis zu erbringen, daß Kulturen desselben eine teilweise Lösung von Gesteinsbestandteilen auf unverwittertem Gestein hervorrufen. Desgleichen wurden auf Steinen Bakterien, welche Schwefel zu oxydieren imstande sind, gefunden, die sich gleichfalls bei der Gesteinszerlegung betätigen, insofern als sie Ausblühungen von Kalium- und Natriumsulfat erzeugen. Des weiteren werden die Schleimhüllen von Schwefelbakterien als mit der Gesteinsverwitterung in Beziehung stehend erkannt, wengleich auch zum Ausdruck gebracht wird, daß alle diesbezüglichen Feststellungen nicht als unbedingt notwendige Agenzien für die Verwitterung angesehen zu werden brauchen. Nach D. SSOKOLOW<sup>1</sup> lassen die sehr gleichmäßigen Übergänge im Löß des Urals auf einen erheblichen Einfluß der Mikroorganismen in den Untergrundschichten den Verwitterungsvorgängen gegenüber schließen, denn noch in Tiefen bis zu 17<sup>1</sup>/<sub>2</sub> m sind je Gramm Boden 3 Millionen Bakterien vorhanden, während in den oberen Partien von 1<sup>1</sup>/<sub>2</sub> m bis zu 18 Millionen zugegen sind. Auch konnten Beziehungen zwischen Bakterienmenge und Gehalt an Eisen und Erdalkalien erkannt werden.

Das vorwiegend in das Gebiet der biologischen Verwitterung fallende Problem der Entstehung der Wannens- und Schüsselbildungen ist abermals von D. HÄEBERLE<sup>2</sup> und anderen Autoren besprochen worden. Ersterer gelangt zu der sich mit früheren Untersuchungen durchaus deckenden Auffassung, „daß die im Granit, Quadersandstein und Buntsandstein, die nicht nur verschiedene Strukturverhältnisse, sondern auch verschiedene stoffliche Beschaffenheit besitzen, dieselben oder doch wenigstens sehr ähnliche Hohlformen auftreten; für Granit und Buntsandstein ist die Übereinstimmung geradezu verblüffend“. Er sieht hierin einen Beweis dafür, „daß durch die Tätigkeit gleicher, unter ähnlichen klimatischen Bedingungen von außen wirkender Kräfte auf verschiedenen Gesteinen dieselben Hohlformen zur Entwicklung gelangen können. Sie vereinigen in sich das Zusammenwirken der physikalischen, chemischen und biologischen Verwitterung in ganz hervorragendem Maße und bilden sich auch noch jetzt weiter, wenn man auch den Eintiefungsvorgang im einzelnen nicht messend verfolgen kann“. A. SEIFERT<sup>3</sup> ist dagegen der Ansicht, daß die bisherigen Untersuchungen der wannen-, schüssel- und kesselförmigen Hohlformen auf den horizontalen Sandsteinflächen des Elbsandsteingebirges noch keine völlige Erklärung ihrer Entstehung gebracht haben. Es wird daher von ihm auf „die präexistent im Gestein vorhandene Anlage in Gestalt der ‚Sandnester‘“ hingewiesen. In diesen Einlagerungen lockeren Sandes im festen Gestein soll es sich um ehemals kalkig-sandige Bildungen handeln. Gelangen die Sandnester an die Taloberfläche, so wird der Sand leicht ausgeräumt. Auch lassen sich nach ihm viele Eigenarten der hier in Frage kommenden Kleinformen der Verwitterung schon vorgebildet in den Sandnestern nachweisen. Die Verwitterung soll daher nur in der durch

<sup>1</sup> SSOKOLOW, D.: Über die Mikroorganismen der Untergrundschichten und über die biochemischen Verwitterungsverfahren. Nachr. Akad. Wiss. USSR. **5**, 693 (1932).

<sup>2</sup> HÄEBERLE, D.: Wannens-, schüssel-, napf- und kesselförmige Verwitterungserscheinungen im Buntsandsteingebiet des Pfälzer Waldes. Sonderbd. Geol. Rdsch. **1933**, 167 — Neuere Beobachtungen über Verwitterungsformen im Buntsandstein. Bad. geol. Abhandl. **6**, 17 (1934). — Vgl. ferner I. BOURCART: Le probleme des „Tafoni“ de Corse et l'érosion alvéolaire. Rev. Geogr. phys. et Géol. dynam. **3**, 1 (1930). — ENQUIST, F.: The relation between deniform and wind-direction. Geol. Förm. Stockholm förhandlingar **1932**, 19.

<sup>3</sup> SEIFERT, A.: Sandnester im Turon-Sandstein der Sächsischen Schweiz und ihre Bedeutung für Verwitterungsformen. Sitzsber. u. Abh. Naturw. Ges. Dresden 1935 **1936**, 136. — Sanduhrförmige Verwitterungsformen im Riesengebirge. Z. Geomorph. **10**, 61 (1937).

diese Form vorgezeichneten Richtung weiter fortarbeiten. Es kann nun zwar sicherlich nicht bezweifelt werden, daß unter Umständen die Ausbildung von Lochformen in dieser Weise zur Auslösung kommt, aber ebensowenig können alle Wannens- und Kesselbildungen auf die ursprüngliche Anwesenheit von Sandnestern zurückgeführt werden, denn dagegen sprechen die bisher bekannt gewordenen Feststellungen<sup>1</sup>. In Hinsicht auf die von E. BLANCK<sup>2</sup> vermutete regional-klimatische Abhängigkeit der Hohlformen ist SEIFERT der Ansicht, daß sich dieselbe nur insoweit bestätigen läßt, „als die zunehmende Höhenlage und vor allem die Südexposition der Felsoberflächen die Intensität der Verwitterung erhöhen“. Daß diese Bildungen mit Menschenhand nichts zu tun haben, wird desgleichen zum Ausdruck gebracht und schließlich darauf hingewiesen, daß es sich in „den Wabenstrukturen mit genetisch etwas anderen als bei den verwitterten Sandnester-Hohlformen“ handelt, „obwohl sie in ihrer Ausbildung einander vollkommen gleichen können, so daß eine Trennung in der Natur häufig unmöglich“ sei. Zu einer noch wesentlich anderen Auffassung des Tafoniproblems kommen I. KVELBERG und B. POPOFF<sup>3</sup>. Mehrjährige eingehende Beobachtungen auf Korsika, der Heimat der eigentlichen Tafoni, und die mineralogische Untersuchung des Probenmaterials im Laboratorium führen sie nämlich zu dem Ergebnis, daß die Tafonientstehung ein lediglich physikalisch bedingter Verwitterungsvorgang sei. POPOFFs Deutung des Tafoniphänomens liegt „die Erhebung der konkaven inneren Abschuppung“ im Gestein vornehmlich zugrunde. Ihre Entstehung wird mit Volumschwankungen in Zusammenhang gebracht, die vor allem auf Temperaturdifferenzen zurückzuführen sein dürften. Als begleitende Nebenfaktoren von ausschlaggebender Bedeutung treten seiner Ansicht nach „noch die Wirkungen der Schwerkraft sowie deren typische Beeinflussungen und schließlich Unterschiede in den Temperaturdifferenzen an verschiedenen Stellen der Tafonoberfläche hinzu“. Anlage und Ausbildungsvorgang der Tafonibildungen auf Korsika zeigen deutlich, daß dieselben nichts mit den Wannens- und Schüsselformen unserer Mittelgebirge zu tun haben, sondern diesen mit jenen einzig und allein die Hohlform gemeinsam ist, und infolgedessen die seinerzeit von A. PENCK<sup>4</sup> aufgestellte Forderung bzw. Empfehlung der Bezeichnung „Tafoni“ für alle Hohlformen der Lochverwitterung als völlig unangebracht oder verfehlt erscheinen muß. Eine chemische oder biologische Wirkungsweise bei der Herausbildung der Tafoni wird von den Verfassern abgelehnt, da für korsikanische Verhältnisse hierfür keine Anzeichen vorhanden sind, was durchaus nicht bestritten werden kann. Wenn jedoch die Verfasser sich zu der Behauptung berechtigt halten, „daß alle bis jetzt bekannt gewordenen Erklärungsversuche der Tafonebildung, die auf chemischer Grundlage basieren oder chemischen Faktoren eine wesentliche Rolle zuschreiben, die vermeintlichen chemischen Vorgänge in keiner Weise genauer präzisieren“, sondern „in verschwommenen Umrissen nur höchst ungenau skizzieren, was eine kritische Behandlung derselben vom chemisch-mineralogischen Standpunkt aus nicht nur erschwert, sondern geradezu fast unmöglich“<sup>5</sup> gemacht hat, so erweist sich eine solche Ansicht doch nur insofern als berechtigt, wenn allein die korsikanischen Bildungen in Frage kommen, deren Namensbezeichnung durch das Vorgehen PENCKs irrtümlicherweise auf Bildungen ganz anderer Art übertragen wurde. Wohl muß man sich aber den Schlußfolgerungen<sup>6</sup> der Verfasser

<sup>1</sup> Vgl. dieses Handbuch 2, 265—272 (1929).

<sup>2</sup> Vgl. dieses Handbuch 2, 267 (1929).

<sup>3</sup> KVELBERG, I., u. B. POPOFF: Die Tafoni-Verwitterungserscheinung. Latvijas Universitate. Riga 1937.

<sup>4</sup> PENCK, A.: Morphologie der Erdoberfläche, S. 214. Stuttgart 1894.

<sup>5</sup> KVELBERG, K., u. B. POPOFF: a. a. O. S. 339. <sup>6</sup> — S. 348—349 a. a. O., jedoch etwas gekürzt.



aus ihren Feststellungen anschließen, welche nämlich dahin gehen, daß „1. die Tafoni unter den verschiedenen Hohlformen im festen Gestein eine ausgesprochene Sonderstellung einnehmen, denn die Fensteröffnungen gehen nach unten, der Aushöhlungsvorgang pflanzt sich von unten nach oben, nie in umgekehrter Richtung fort. 2. Der Tafonibildung geht keine Änderung des Mineralbestandes oder der Struktur des angegriffenen Gesteinskörpers voraus; auch wird sie von keiner solchen Änderung begleitet oder gefolgt. 3. Im Innern der Tafoneblöcke und -felsen, selbst in nächster Nähe der Hohlräume, fehlen jegliche Anzeichen einer Zermürbung oder Gefügelockerung. 4. Die Tafonebildung steht mit der Schutzrindenbildung in keinerlei Zusammenhang. 5. Die Hohlrinden über den Tafonehöhlen sind keine Schutzrinden. 6. Da die Öffnungen (Fenster) aller Tafoni nach unten liegen und da andererseits die Öffnungen der meisten Verwitterungspfannen nach oben gerichtet sind, sind Tafoni und Pfannen grundsätzlich verschiedene Gebilde, die nicht zu vereinigen, sondern getrennt zu behandeln sind. Der Ausdruck Tafone soll daher nicht verallgemeinert werden, sondern nur zur Bezeichnung der . . . seltenen Tafoni Korsikas und der mit ihnen identischen Verwitterungsform benutzt werden“. Schließlich berichtet J. F. GELLERT<sup>1</sup> über eigenartige Verwitterungsformen des Dikilitaš-Sandsteins Bulgariens, der einen karbonathaltigen eozänen Sandstein darstellt. Die Vegetationsarmut ist für die Verwitterungserscheinungen bestimmend, das atmosphärische Wasser sorgt für Auflösung des Kalkes und damit raschen Zerfall des Gesteins. Die säulenförmigen Gebilde weisen ferner Verwitterungswaben und Steingitterwerk auf, die auf im Gestein zirkulierendes Wasser zurückzuführen sind. Gemeinsam mit der säulenförmigen Klüftung bildet die Vegetationsarmut die Hauptursache für die Entstehung der so überaus eigenartigen Verwitterungsformen des Kalksandsteins, indem sie den anstehenden Fels in ein Gelände von Blockschutt und Sand verwandelt. Aber auch der Wind nimmt wesentlichen Anteil an der weiteren Umgestaltung der ganzen Landschaft. „Der Gesteinscharakter fördert die Verwitterung und den Zerfall des Gesteines zu Sand, die Gesteinsklüftung bewirkt eigenartige Felsformen, und der Wind lagert, begünstigt durch die Vegetationsfeindlichkeit des Bodens und durch die geringe Menge und die Art der Niederschläge den Gesteinsdetritus um und bildet dabei äolische Hohl- und Vollformen. In ihrer Gesamtheit sind die Erscheinungen aber gesteinsbedingt zu bezeichnen, wie sie auch unter gleichartigen klimatischen Verhältnissen nur im Gebiet des Dikilitaš-Sandsteins und speziell bei Dikilitaš auftreten. Die Ähnlichkeit der Formen und ihrer Bildung mit Wüstenbildungen erlaubt hier von lokalen gesteinsbedingten Wüstenformen zu sprechen.“ Auch auf die Anwesenheit von Deflationswannen im Kalksandgestein wird hingewiesen. Sie verdanken ihre Entstehung der Wirkung des Windes und dem einschränkenden Einfluß einer Vegetationsdecke sowie dem Grundwasserstand.

Wie ausführlich dargelegt worden ist<sup>2</sup>, kommt der Schwefelsäure als biologisch-chemischem Verwitterungsfaktor eine nicht zu verkennende Bedeutung zu. Unsere bisherigen Kenntnisse werden durch einige weitere Untersuchungen ergänzt und gestützt. E. BLANCKS und HALID EVLIAS<sup>3</sup> eingehende Verfolgung der Wanderung des Schwefels in verschiedenen Waldbäumen während der ganzen Jahreszeit, vom Beginn des Erwachens der Vegetation im Frühling bis zur Zeit des Absterbens

<sup>1</sup> GELLERT, J. F.: Die eigenartigen Verwitterungs- und Landschaftsformen des Dikilitaš-Sandsteines in Nordostbulgarien. Geol. Rdsch. 23, 177 (1932).

<sup>2</sup> Vgl. dieses Handbuch 2, 272 u. 274 (1929).

<sup>3</sup> BLANCK, E., u. H. EVLIA: Ein Beitrag zur Frage nach der Herkunft der im Gestein und Boden zirkulierenden sulfathaltigen Lösungen, sowie zum Kreislauf des Schwefels in der Natur. Chem. Erde 7, 298 (1932). — BLANCK, E.: Die sog. „Humussäureverwitterung“ im Lichte neuester Bodenforschung. Ernährg. d. Pflanze 29, 41 (1933).

und Blattabfalles im Herbst sowie auch zur Winterszeit, suchen hierüber u. a. Aufschluß zu erbringen. In Verbindung mit der Bestimmung des Schwefelgehaltes in der Blatt- und Nadelwaldstreu sowie der Rohhumusablagerungen und anschließender experimenteller Prüfung des Schwefelumsatzes von Cystin, Thioharnstoff und organischer Pflanzensubstanz im Boden konnte festgestellt werden, daß die im Gestein und Boden wandernden sulfathaltigen Lösungen, soweit sie der organischen Substanz ihren Schwefelgehalt verdanken, diesen nicht allein durch die Umwandlung des organisch gebundenen Schwefels in der Pflanze, d. h. vornehmlich aus der Eiweißsubstanz derselben erhalten. Auch ein beträchtlicher Teil an Sulfatschwefel wird schon im präformierten Zustande beim herbstlichen Abfall der Blätter und bei den damit in Verbindung stehenden Vorgängen der Blattzellenzerstörung aus der Blattmasse ausgewaschen und dem Gestein und Boden als solcher zugeführt. Elektro-Ultrafiltrationsversuche von B. HEIMATH<sup>1</sup> liefern einen Beweis dafür, daß im sauren Waldboden sowohl in der Bodenlösung als auch im Bodenkomplex Schwefelsäureionen vorhanden sind. Der  $\text{SO}_4$ -Anionengehalt macht einen erheblichen Prozentsatz der titrierten Säure aus, und die aktuelle Wasserstoffionenkonzentration rührt wahrscheinlich von Schwefelsäure oder hydrolytisch aufgespaltenen Sulfaten, aber nicht von organischen Säuren her. Auch zeigte es sich als recht wahrscheinlich, daß das  $\text{SO}_4$ -Ion zur Hauptsache nach an Ammonium gebunden ist. Infolge der recht wechselnden Anwesenheit von Ammoniumbasen erscheint daher der starke jahreszeitliche Wechsel im Ausfall der aktuellen Azidität, die vorwiegend wohl dem schwefelsauren Salz zugeschrieben werden muß, erklärlich. W. GRAF ZU LEININGEN<sup>2</sup> bringt dagegen eine kurze zusammenfassende Darstellung der Humussäureverwitterung im Lichte neuerer Forschungen, wobei er besonders auf die waldbaulichen Verhältnisse Rücksicht nimmt. Auch nach den Angaben von L. RIGOTARD<sup>3</sup> soll der Schwefel beim Gesteinszerfall eine große Rolle spielen, und H. STREMMER<sup>4</sup> weist auf den sehr starken Schwankungen ausgesetzten Schwefelgehalt der Böden hin, der ganz besonders abwechslungsreich bei den verschiedenen Bodentypen auszufallen vermag und daher einer systematischen Untersuchung bedürfe.

Die gleichfalls zum Teil hiermit im Zusammenhang stehenden Ausblühungserscheinungen von Salzen auf Gestein und Boden als Ausfluß chemischer Verwitterungstätigkeit ihrem Wesen und ihrer Natur nach näher kennenzulernen, wurde u. a. durch Heranziehung eines Ausblühungsmaterials auf turonem Sandstein der Sächsischen Schweiz ermöglicht, das sich bisher noch gänzlich der Beobachtung entzogen hatte. Durchgeführt wurden diese Untersuchungen von E. BLANCK, A. SEIFERT und F. GIESECKE<sup>5</sup>. Es handelt sich in diesem Material um rosa bis rotviolett gefärbte Ausblühungen und Inkrustationen, die die Sandsteinoberflächen stellenweise überziehen und bei feinkörniger Ausbildung des Sandsteins eine 1–3 mm, bei bindemittelarmem und grobkörnigem Sandstein sogar eine bis zu 8 mm mächtige Randzone bilden. Gelegentlich werden diese Inkrustationen auch wohl 1–2 cm unter der ungefärbten Oberfläche gefunden. Der Inkrustationszone folgt nach dem Innern des Sandsteins zu eine Bleichzone, die zu dem

<sup>1</sup> HEIMATH, B.: Untersuchungen über Schwefelsäurevorkommen in saurem Waldhumus. Z. Pflanzenernährg. A **31**, 229 (1933).

<sup>2</sup> LEININGEN, W. GRAF ZU: Die Humussäureverwitterung im Lichte neuerer Forschungen. Forstwiss. Zbl. **52**, 298 (1930).

<sup>3</sup> RIGOTARD, L.: Die Rolle des Schwefels bei der Ackererde. C. r. Acad. Sci. Paris **190**, 199 (1930).

<sup>4</sup> STREMMER, H.: Das Verhalten des Sulfatschwefels in einigen Bodentypen. Chem. Erde **5**, 254 (1930).

<sup>5</sup> BLANCK, E., A. SEIFERT u. F. GIESECKE: Über eigenartig gefärbte Ausblühungen und Inkrustationen im Elbsandsteingebirge. Chem. Erde **7**, 35 (1932).

normalen Sandstein überführt und der die Inkrustationszone zur Hauptsache ihr Material verdankt. Nach den durchgeführten chemischen Analysen zu schließen, besteht die Inkrustationsmasse vorwiegend aus einem Gemisch von Al-, Fe- und Mn-Phosphat, dem etwas Silikat und geringe Mengen von Mg und Na beigesellt sind, und dürfte ihr rosa-violettes Aussehen einem Fe- oder Mn-Phosphat zuschreiben sein, da gefärbte Al-, Mg- und Na-Phosphate oder Silikate nicht bekannt sind. Der wasserlösliche Anteil der Inkrustationsmasse stellt eine alaunartige Substanz von der Zusammensetzung eines Kali-Ammon-Alauns mit Gips und etwas Nitraten und Chloriden vermischt vor, welche Befunde sich mit den früheren Untersuchungen E. BLANCKs<sup>1</sup> in mancherlei Hinsicht decken, insofern sich auch andere inkrustierende Zonen und Wabenmassen sowie die darunterliegende Sandsteinschicht reich an Phosphorsäure, Aluminium und Eisen erwiesen haben. Die analysierten Ausblühungsmassen von blaurosa bis bläulicher Farbe setzen sich zur Hauptsache gleichfalls aus Sulfaten, insbesondere Alaun, zusammen, die aber auch noch nebenher Nitrate, Chloride und Eisen enthalten, was für das Elbsandsteingebiet eine neue Feststellung bedeutet. Die Ursache der rotvioletten bis rosablauen Färbung dieser Gebilde kann wohl nur dem Eisen in der Gestalt der Anwesenheit von Eisen-Ammonium-Alaun oder Eisennitrat zugeschrieben werden, da sonst keine färbenden Bestandteile auffindbar waren. Hierdurch gewinnt es aber an Wahrscheinlichkeit, daß auch die Inkrustationen nicht durch Mangansalze, sondern durch Eisenverbindungen, insbesondere Eisenphosphatbeimengungen, ihre Farbtonung erhalten haben. Beachtenswert erweist es sich andererseits, daß in den Ausblühungen auch Alkalisilikate vorhanden sind. Für die Herkunft und Entstehung der Inkrustationen und Ausblühungen werden die nämlichen Ursachen in Anspruch genommen, wie sie in den früheren Untersuchungen des Genannten zum Ausdruck gebracht worden sind, da insbesondere nur Stoffe wie  $P_2O_5$ ,  $N_2O_5$ ,  $NH_4$  und K am Aufbau der Gebilde beteiligt sind, die der Sandstein nur in geringen Mengen führt, wohl aber in der Pflanzensubstanz reichlich vorhanden sind. Dem eigentlichen Vorgang der Ausblühung sowie der Wanderung der Salze sind sodann eine Reihe von Untersuchungen anderer Autoren gewidmet, so u. a. von H. PUCHNER<sup>2</sup>, der ermitteln konnte, daß Ausblühungen von Kalisalpeter auf Boden verschiedener Korngröße, entgegengesetzt zum Kochsalz auf dem größten Sand, zuerst auftreten. Die Häutchenbildung an der Oberfläche, welche die Verdunstung beträchtlich herabsetzt, wird als Erklärung dafür herangezogen. Sie macht sich besonders bei lehmhaltigen Sanden bemerkbar. Die Effloreszenzen sind nach ihm fadenförmige Gebilde und bilden moosartige Polster, nicht aber gewöhnliche Kristalle. Natronsalpeter, Natriumsulfat, Kochsalz und Natriumkarbonat ergeben im allgemeinen ähnliche Befunde, nur das Natriumphosphat läßt an der Oberfläche eine dünne Kruste ohne Nadeln oder Dendritenbildung hervorgehen. Indem H. ERLLENMEYER<sup>3</sup> auf die Bedenken hinweist, die einer vertikalen Stoffwanderung und einer damit verbundenen Salzausblühung und Salzausscheidung in ariden Gebieten infolge der mangelhaften kapillaren Wirksamkeit des Bodens entgegenstehen, erblickt er in der Erscheinung des „Kletterns von Kristallen“, welche die durch die Kapillarität des Bodens gezogene Grenze überschreitet, die Möglichkeit der Salzanhäufung an der Oberfläche des Bodens. Es erscheint ihm daher auch „die Vermutung gerechtfertigt, daß eine weitaus größere Zahl von Salzlagern des ariden Gebietes, als man bisher geneigt war anzunehmen, sich in ihrem Material aus den löslichen Verwitterungsprodukten

<sup>1</sup> Vgl. dieses Handbuch 2, 287 (1929).

<sup>2</sup> PUCHNER, H.: Untersuchungen über Ausblühungen. Kolloid-Z. 54, 87 (1931).

<sup>3</sup> ERLLENMEYER, H.: Bemerkungen über die Entstehung von Salzlagern. Chem. E de 6, 390 (1931).

tiefer liegender Gesteinsschichten aufbauen, indem dieses Material durch direkte Wanderung im Boden entgegen der Schwerkraft die Oberfläche erreicht“. Demgegenüber ist jedoch von A. F. LEBEDEF<sup>1</sup> dargetan worden, daß solches nur dann erfolgen kann, wenn eine mit Wasserdampf gesättigte Porenluft vorliegt. Infolgedessen ist des weiteren von H. ERLNMEYER<sup>2</sup> geprüft worden, ob wasserlösliche Verwitterungsprodukte, also Salze, in einem Boden ohne unmittelbare Verbindung mit dem Grundwasser, d. h. wenn kein kapillares Wasser mehr vorhanden ist, noch nach oben zu wandern vermögen. Die diesbezüglichen Versuche lassen erkennen, daß Natriumnitrat als hygroskopisches Salz und vermutlich auch andere Salze durch den über einer verdunstenden Wasserschicht entstehenden Dampf im Boden fortgeführt werden können, daß also Salzwanderungen im Boden und an die Oberfläche auch dort möglich sind, wo kein Grund- bzw. Kapillarwasser vorhanden ist. K. SCHULTZE<sup>3</sup> hat sich sodann der verdienstvollen Aufgabe unterzogen, alles, was bisher über die Salzausblühungen und Krustenbildungen bekannt geworden ist, monographisch zusammenzufassen. Wenn es nun an diesem Orte auch nicht möglich ist, auf alle Einzelheiten einzugehen, so seien doch einige der Hauptpunkte seiner Feststellungen wiedergegeben. Nachdem die Ausblühungsvorkommnisse in Gestalt der Bodenausblühungen sowie der Ausblühungen der Baustoffe und deren Umweltverhältnisse, Klima und Mikroklima gebührend gewürdigt sind, zeigt der Verfasser, welche Wege bisher die Forschung zur Klärung des Zustandekommens der Erscheinungen eingeschlagen hat, und geht dann zur kritischen Verarbeitung der Versuchsergebnisse unter Heranziehung seiner eigenen Feststellungen über. Es sind nach ihm Verdunstung, Diffusion und Kapillarität die Faktoren, die die Ausblühungen bedingen und gestalten. Auch wird von ihm versucht, eine gemeinsame theoretische Grundlage für ihre Entstehungsbedingungen zu erbringen, wengleich auch von ihm betonend hervorgehoben wird, daß eine vollständige Theorie infolge der Vielgestaltigkeit des Ausblühungsvorganges zur Zeit nicht zu erbringen sei. Immerhin ist es ihm aber gelungen, einen tiefen Einblick in die verwickelten Geschehnisse zu geben und auch eine weitgehende Klärung der zum Teil recht widersprechenden Meinungen herbeizuführen. Er gelangt auf diese Weise zu der durch experimentelle Unterlagen gestützten Auffassung, daß es Geschwindigkeitsgrößen verschiedener Art sind, welche die Entstehung der Ausblühungen bedingen und faßt seine Ergebnisse wie folgt zusammen: „Das Klima mit Temperatur, Sonnenbestrahlung, Windbewegung und Barometerdruck reguliert die Bewegung der Wassermoleküle in die Luft hinein, also die Verdunstungsgeschwindigkeit. Das Kapillarsystem zusammen mit der Temperatur und Zähigkeit bestimmt die Geschwindigkeit, mit der die Flüssigkeit aus dem Körperinnern an die Oberfläche nachströmt; diese Bewegung dürfte nicht eigentlich dem HAGEN-POISEUILLESchen Gesetz unterliegen, denn sie wird von der Verdunstung hervorgerufen und reguliert und ist nicht von einem Druck oder Querschnitt im Sinne dieses Gesetzes abhängig. Dieser Strömung steht die Diffusionsbewegung entgegen, die die Salzmoleküle aus dem konzentrierteren Lösungsteil zu den weniger konzentrierten hindrückt. Die Kristallisationsgeschwindigkeit schafft oft salzarme Höfe um die Kristalle und Diffusion auf diese Höfe zu, ferner Schwerebewegungen, wie sie auch schon durch die Konzentrierung überhaupt in Tätigkeit treten können. Auch entlang der Oberfläche der Meniskusarme herrschen sehr verschiedene Geschwindigkeiten, denn die Konzentration der Lösung ist am Meniskus geringer als an der Meniskusarmspitze, und so ergeben sich verschiedene Dampfdrucke und Oberflächenspannungen; in der

<sup>1</sup> Vgl. dieses Handbuch 5, 79 (1930) und 6, 76 (1930).

<sup>2</sup> ERLNMEYER, H.: Über das Wandern von Salzen im Boden. Chem. Erde 8, 317 (1933).

<sup>3</sup> SCHULTZE, K.: Das Ausblühen der Salze. Kolloid-Beih. 44 (1936).

Nähe des Meniskus herrscht infolge der Sättigung der Luft und der geringen dort vorhandenen Luftbewegungen Gleichgewicht in bezug auf den Dampfdruck, an der Kapillaröffnung aber wird dieses Gleichgewicht nie erreicht. Der Einfluß der einzelnen Geschwindigkeiten auf das Ausblühen hängt zum großen Teil von der Wegstrecke, also von der Länge und dem Querschnitt der Meniskusarme ab, die ja auch gleichzeitig in engster Beziehung zu den Massen der lufteerfüllten Räume stehen und sich mit diesen ständig ändern.“<sup>1</sup> Dennoch weist er betonend darauf hin, daß infolge der komplizierten Bewegungen das Ergebnis von Ausblühungsversuchen verhältnismäßig selten mit Sicherheit voraussagen sei. Hinsichtlich des Einflusses der Dispersitätsverhältnisse des Mediums, in dem sich die Ausblühungen vollziehen, kommt er zu dem Schluß, daß zwar die Ausblühung mit zunehmender Zerteilung des Kapillargerüsts immer mehr verhindert wird, aber auch kolloide Lösungen aus eigener Substanz zu selbständiger Ausblühung gelangen können.

Die sich genetisch als nahe verwandt mit den Ausblühungen zeigenden Krustenbildungen erweisen sich nach G. KNETSCH<sup>2</sup> nicht allein abhängig von äußeren Klimabedingungen, sondern es treten noch als weitere Faktoren langsame oder plötzliche Regenfälle, Aufbau der Lockermassen, auf welche die Niederschläge fallen, sowie deren Gesteinsinhalt, Mächtigkeit und Lage zum Grundwasserspiegel hinzu. Die Verwitterung bildet einen Schutz gegen ihre Weiterbildung, und können die Krustenbildungen nur unter besonders günstigen Bedingungen erhalten bleiben. Auf vom Winde bewegten Sanden kommen sie im allgemeinen nicht zustande. Hinsichtlich der Krustenbildungen der Namib-Wüste vertritt er den Standpunkt, daß dieselben keine Vorzeitformen darstellen.

Anläßlich der von G. LINCK<sup>3</sup> geäußerten Ansichten über die Entstehung der Schutzrinden auf Wüstengesteinen sowie auf Gesteinen in nur zeitweise trockenen tropischen Gebieten, die als von kolloider Beschaffenheit in einer trockenen, an Wasserdampf stark untersättigten Luft entstanden angesehen werden, untersucht W. KNAUST<sup>4</sup> die Verhältnisse, unter denen die Peptisation und Koagulation der Gele des Eisens und Mangans erfolgen, da die Schutzrindensubstanz ihrer chemischen Natur nach einem braunen Glaskopfgebilde entspricht. Er konnte dabei feststellen, daß es durchaus nicht an Möglichkeiten fehlt, Eisenhydroxyd- und Manganoxydhydratsole zur Koagulation zu bringen, wenngleich es auch nicht sehr leicht sein dürfte, zu entscheiden, welche Ausflockungsart für den besonderen Fall in der Natur jeweilig in Frage kommt, vermutlich sogar mit mehreren Faktoren dabei zu rechnen sein wird. Die Koagulation durch Altern der Sole spielt wohl bei allen Schutzrindenbildungen eine Rolle und findet ihre Unterstüzung durch das Austrocknen der Sole. Alle sonstigen Koagulationen, wie z. B. solche herbeigeführt durch Ausfrieren oder durch Erhitzen, treten dagegen zurück bzw. erweisen sich nur von lokaler Bedeutung. Von größerer Verbreitung zeigt sich aber noch die Koagulation durch Elektrolyte, es fällt diesem Vorgang in tropisch-ariden Gebieten der größte Anteil zu, da die Elektrolyte hier im stark konzentrierten Zustande zur Wirkung gelangen. Weit geringer ist dieser Einfluß in den Gletschergebieten, wenn auch wohl durch das Ausfrieren die Elektrolytkonzentration etwas erhöht werden kann. „Daß die konzentrierten Elektrolytlösungen in den tropischen ariden Gebieten nicht schon im Gesteinsinnern die

<sup>1</sup> SCHULTZE, K.: a. a. O. S. 84.

<sup>2</sup> KNETSCH, G.: Beiträge zur Kenntnis von Krustenbildungen. Z. dtsh. geol. Ges. **89**, 177 (1937).

<sup>3</sup> Vgl. dieses Handbuch **3**, 508 (1930).

<sup>4</sup> KNAUST, W.: Über Sole von Eisenhydroxyd und Manganhydroxyd in ihrer Beziehung zur Bildung der sog. Schutzrinden und des Laterits. Chem. Erde **4**, 528 (1930).

Eisen- und Mangansole zur Ausflockung bringen, ist deshalb möglich, weil die Elektrolytlösungen am beweglichsten sind und dabei die ersten Produkte bilden, die an die Oberfläche wandern und dort zu den bekannten Salzausblühungen Veranlassung geben. Erst wenn der größte Teil der Salze aus dem Gestein gewandert ist, folgen die Mangan- und Eisenhydroxydsole nach und werden an der Oberfläche koaguliert<sup>1</sup>.“ Trotz der großen Verschiedenheit aller Rindenvorkommnisse und der Möglichkeiten der Koagulation der Sole ist die Entstehungsweise aller die gleiche. Sie wird auf Grund der beigebrachten Experimentalversuche in nachstehender Weise gedeutet, wobei die bekannte Annahme der Mitwirkung eines Sand- oder Staubgebläses für die Glättung der Oberfläche als überflüssig abgelehnt wird, da sich letztere infolge der kolloiden Natur der Rinden als Glaskopfbildung ohne weiteres ergibt. Da sie aber sämtlichen Schutzrinden eigentümlich ist, so muß sie auch auf eine gemeinsame Bildungsweise zurückgeführt werden. Die Beobachtung daher, „daß sich die Rinde im Anfangsstadium dendritenartig über die Oberfläche ausbreitet und sich auf Spältchen und Rissen zum Teil in das Innere des Gesteins erstreckt, und daß man oft unmittelbar unter der Rinde eine entfärbte Zone feststellen kann, deutet darauf hin, daß das die Rinden aufbauende Material vorzugsweise aus dem Gesteinsinnern stammt, wenn auch eine geringe Zufuhr von Stoffen durch die Luft in der Wüste und an den Flüssen durch das Wasser möglich ist<sup>2</sup>“. Für das Zustandekommen der im Gestein zirkulierenden Lösungen wird die Verwitterung gewisser Gesteinsbestandteile in Anspruch genommen, und zwar als Ursache der Verwitterung angesehen, „daß durch die trockene Atmosphäre in dem Gestein das Grundwasser teilweise emporsteigt, das Gestein durchfeuchtet und sich mit gewissen Bestandteilen der eindringenden Luft, wie Chlornatrium, Nitraten, Ozon usw. mischt, und daß durch die lösende und hydrolysierende Kraft des Wassers, vielleicht mit Hilfe von Mineralsäuren und der überall vorhandenen Kohlensäure, das Gestein zersetzt wird<sup>3</sup>“. Bei der Verwitterung bilden die aus dem Silikatverband austretenden Alkalien und Erdalkalien Molekularlösungen, die zum Teil weggeführt werden, während Kieselsäure, Tonerde, Eisen und Mangan und evtl. Phosphorsäure zur Kolloidbildung neigen, wobei die meist im Überschuß vorhandene Kieselsäure zunächst mit Tonerde gemeinsam teilweise ausflockt, bzw. der übrige Teil als Sol verbleibt und entweder für sich oder als schützende Beimengung des Eisen- und Mangansols abwandert. Ferro- wird zu Ferrieisen überführt und als Eisenhydroxydhydrat in den kolloiden Zustand versetzt, ebenso oxydiert sich auch das zweiwertige Mangan. Die Peptisation des amorphen Eisenhydroxyds erfolgt sowohl durch organische Substanz, durch Eisenchlorid als auch durch Phosphorsäure, und die Manganoxyde werden nach Entfernung der Elektrolyte gleichfalls kolloidal ausgeschieden, aber auch durch die Phosphorsäure peptisiert. Während im humiden Gebiet ein solches Gemisch von Eisen-, Mangan- und auch Kieselsäurehydrolysol nach unten abfließt, wodurch es Ortstein, Raseneisenstein, evtl. in Spalten auch Glaskopf zu bilden vermag, werden sie unter ariden Verhältnissen bei starker Sonnenbestrahlung und trockener Luft nach oben transportiert und an der Oberfläche zur Ausscheidung gebracht. Daß insbesondere Kieselsäure und Phosphorsäure großen Anteil an der Schutzrindenbildung nehmen, geht nicht nur daraus hervor, daß sie in beträchtlicher Menge in den Rinden enthalten sind, sondern die daran reichsten Rinden auch die beste Ausbildung zeigen. Die Rindenbildung am Ufer tropischer Flüsse nimmt denselben Verlauf, dagegen führen die an Humus reichen Flüsse deswegen keine Rinden, weil die Gegenwart von Humus sowohl Oxydation wie Koagulation des Eisens verhindert.

<sup>1</sup> KNAUST, W.: a. a. O. S. 542.    <sup>2</sup> — S. 543.    <sup>3</sup> — S. 543.

Gewissermaßen anschließend an die Untersuchungen von M. HELBIG<sup>1</sup> über Bodenver kittungen durch Eisen und Mangan in den Rheinschottern bei Karlsruhe sowie im Bayerischen Wald wurden von G. SCHRECKENTHAL<sup>2</sup> Schottergruben des Marchfeldes zwecks der Entstehungsbedingungen derartiger Ausfällungserscheinungen untersucht. Es ließ sich ermitteln, daß sowohl Eisen wie Mangan in den Anteilen der Schotterbildungen zwischen 0,02 und 0,002 mm Korngröße ihr Maximum erreichen, wenn auch im reinen Eisenhorizont dem kolloidalen Ton ein gleich großer Gehalt an Eisen zukommt. Das aus den Schottern und Sanden stammende Mangan ist aus dem Grundwasser nach der Kalkver kittung der Schotter ausgeflockt worden. Die Ausflockung erfolgt in den Anteilen  $< 0,2$  mm mit wenig Kieselsäure- und reichlichem Kalkgehalt. Sande dagegen mit hohem Kieselsäuregehalt und weniger Kalk in solchen Korngrößenanteilen, sowie Schotter mit sehr starker Verkittung sind von Manganfällungen frei. Reine Eisenanreicherungen zeigen in der besagten Fraktion hohen Kieselsäure- und geringen Kalkgehalt.

Ein eingehendes Studium der Verwitterungserscheinungen an Bausteinen, insbesondere der Sandsteine durch A. SCHMÖLZER<sup>3</sup>, läßt erneut Gips,  $MgSO_4$ ,  $Na_2SO_4$ , Astrakanit, NaCl und Nitrate als anwesend erkennen. Gips reichert sich wesentlich in knotenförmigen Auswitterungen an, und die leichtlöslichen Sulfate, Chloride und Nitrate finden sich im Verwitterungssand sowie in dünnen Steinkrusten angehäuft. Der in den Vertiefungen anhaftende Verwitterungssand enthält nahezu doppelt oder dreifach soviel lösliche Salze als das Leistenmaterial. Konzentrationsverschiedenheiten bestehen lediglich in Hinsicht auf  $NH_4$ ,  $N_2O_3$  und  $N_2O_5$  in den Leistenoberflächen, wogegen die dauernd zurückwitternde Hohlräummasse bedeutend ärmer an letzteren ist. Der oftmals hohe Nitritgehalt macht die Neubildung von Nitraten im Gestein auf mikrobiellem Wege wahrscheinlich. Das Zerstörungswerk soll von geringfügigen Vertiefungen ausgehen, diese sollen „durch Anarbeitung, spätere mechanische Verletzungen oder sonstwie“ entstanden sein. Die Salze werden in ihrer unmittelbaren Umgebung angereichert und verursachen nun die weitere Aushöhlung, und bei dem schließlichen Überschneiden der Vertiefungen bleiben Knoten zurück, deren Salzgehalt durch Auslaugung vermindert wird. Die Ursache für die leistenförmige Auswitterung ist in der durch die ursprünglichen Gefügeunterschiede des Gesteins, d. h. verschiedenen Porositätsverhältnisse, begründeten, lokal gesteigerten Lösungszuwanderung zu erblicken. Auch mit dem Kristallisationsprozeß der Salze in Verbindung stehende Kräfte mögen bei der Reliefausformung mit wirksam gewesen sein, und zwar kommen hierfür insbesondere solche in Frage, welche bei Temperatur- und Feuchtigkeitsveränderungen der Porenluft, bei Änderung von Temperatur und Salzkonzentration der nachdringenden Lösungen ihren Hydratwassergehalt zu wechseln vermögen oder Doppelsalze bilden können, somit vor allen Dingen Natriumsulfat und Magnesiumsulfat. Schließlich tritt auch noch der Einfluß der Frostwirkung für die Zermürbung der Steinoberfläche hinzu. Bezüglich der Herkunft der Salze wird angenommen, „daß sie entweder als Produkte der Einwirkung der Atmosphärrillen auf den Baustoff zu betrachten sind oder aus dem Steininnern in wässriger Lösung zur Steinoberfläche gebracht werden“. In letzterem Fall werden die Salze als ursprünglich im Gestein vorhanden oder durch Zersetzung von Schwefelkies entstanden, oder zugewandert aus dem Boden, dem sonstigen zur Verfügung stehenden Material oder der Hintermauerung angesehen. „Die durch

<sup>1</sup> Vgl. dieses Handbuch 4, 12 (1928).

<sup>2</sup> SCHRECKENTHAL, G.: Mangan- und Eisenanreicherungen in den diluvialen Schottern des Marchfeldes. Chem. Erde 6, 51 (1934).

<sup>3</sup> SCHMÖLZER, A.: Zur Entstehung der Verwitterungsskulpturen an Bausteinen. Chem. Erde 10, 479 (1936).

die Lebensprozesse von Mikroorganismen bei Zersetzung pflanzlichen oder tierischen Eiweißes entstehenden Sulfate, Nitrate, Nitrite und Phosphate können örtliche Erhöhung des Salzgehaltes im Mauerwerke bewirken, besitzen aber nach den bisherigen Erfahrungen hierfür eine geringe Bedeutung.“ In Gemeinschaft mit R. GRENGG<sup>1</sup> gelangt A. SCHMÖLZER<sup>2</sup> infolgedessen zu der mit ihren eigenen Worten wie folgt wiedergegebenen, zusammenfassenden Schlußfolgerung: „Die Verwitterung natürlicher Bausteine ist nur selten eine Reaktion der Steinoberfläche, bei der überwiegenden Masse der Bausteine nehmen Diffusions-, Lösungs- und Umlagerungsvorgänge im Innern des Bausteines am Verwitterungsablaufe entscheidenden Anteil. Es sind dies Reaktionen, welche im Laboratorium nicht oder kaum zu beschleunigen sind, bzw. bei solchen Zeittraffungsverfahren anders als unter natürlichen Verhältnissen ablaufen. Deshalb entspricht das sich bei diesem Verfahren ergebende Verwitterungsbild nur unter ganz bestimmten, am Bauwerke selten eintretenden Umständen dem Ergebnis der natürlichen Verwitterung.“

Die nur spärlichen Nachträge auf dem Gebiete der rein physikalischen Verwitterung und der damit im Zusammenhang stehenden Fragen mögen an dieser Stelle eingeschoben sein. A. SCHOKLITSCH<sup>3</sup> kommt auf Grund seiner Untersuchungen zu dem Ergebnis, daß dem „Abrieb“ von allen Arten der Geschiebezerkleinerung die größte Bedeutung beizumessen sei. Derselbe stellt aber keine Konstante des betreffenden Gesteins allein dar, sondern hängt von der Laufgeschwindigkeit und von der Natur der Unterlage des Geländes ab. Der Geschiebeabrieb ist sehr feinkörnig, denn er besteht zu 56,7% aus Teilchen von 0,05—0,01 mm Korngröße und zu 29,3% aus unter 0,01 mm liegenden Partikeln. Der über die im Flußlauf liegenden größeren Geschiebe hinwegtransportierende Sand greift bei seiner andauernden Einwirkung selbst die härtesten Gesteine an. Die Geschiebezertrümmerung findet zur Hauptsache im Oberlauf der Flüsse, d. h. im Hochgebirge, insbesondere bei steinigem Flußbett statt. Der Verwitterung verfallen alle Geschiebe, die im Winter während der Frostzeit über dem Wasserspiegel liegen, was besonders für das Anfangsgebiet der Flußläufe zutrifft. Auch die Lösungsverwitterung erweist sich als recht stark beteiligt, wie aus den Wasseranalysen hervorgeht. Von F. ZEUNER<sup>4</sup> wird darauf hingewiesen, daß sich im humiden Klima infolge der dort vorherrschenden chemischen Verwitterung die chemisch widerstandsfähigsten Komponenten der Schotter, d. h. besonders Quarz, anreichern, dagegen im ariden Gebiet, wo die mechanische Verwitterung vorherrscht, eine Auslese entsprechend der Härte der Gesteine einstellt. Feldspatgesteine halten sich länger als im humiden Gebiet, werden daher nur mechanisch aufbereitet und finden sich auch noch reichlich in kleinen Anteilen, bis sie der härtere Quarz endlich zerrieben hat. Die Korngrößen von 10—5 mm enthalten in humiden Schottern in fast der gleichen Menge Quarz, Gneis und Porphy, dagegen sind Kulmgerölle hier nur sehr selten zugegen. Im ariden Schotter ist bei gleichem Einzugsgebiet doppelt soviel Gneis als Quarz vorhanden, und es entspricht die Menge des Porphyrs und des Kulm der des Quarzes. „Man sieht also schon hier“, so führt der Verfasser weiter aus, „deutlich den klimatisch bedingten Unterschied der beiden Proben, indem der humide Schotter den feldspatführenden,

<sup>1</sup> GRENGG, R.: Über die für die Technik bedeutsamen stofflichen Eigenschaften von Boden- und Felsgestein. a) Die Bodenarten, ihre Einteilung usw.,

<sup>2</sup> b) SCHMÖLZER, A.: Die Felsgesteine und ihre Untersuchungsverfahren. Petroleum, Z. f. d. ges. Interessen d. Mineralöl-Ind. **32**, Nr 25 (1936).

<sup>3</sup> SCHOKLITSCH, A.: Über die Verkleinerung der Geschiebe in Flußläufen. Sitzsber. Akad. Wiss. Wien, Math.-naturwiss. Kl. **142**, 343 (1933).

<sup>4</sup> ZEUNER, F.: Die Schotteranalyse. Ein Verfahren zur Untersuchung der Genese von Flußschottern. Geol. Rdsch. **24**, 65 (1933).



leichtzersetzbar Gneis von vornherein spärlicher enthält, während der Porphyrit mit seiner festen Grundmasse zunächst noch einen erheblichen Unterschied aufweist. Sehr kraß ist er jedoch beim Kulm, dessen Grauwacken und Tonschiefer der chemischen Verwitterung besonders stark erliegen.“ Besonders ist auch der Unterschied in der Art der Sortenabnahme mit der Korngröße erkennbar. Aus der Schotteranalyse läßt sich demnach entnehmen, „daß unter humidem Klima entstandene Schotter der chemischen, solche aus aridem Klima der mechanischen Zerstörbarkeit entsprechende Abrollungsbilder zeigen<sup>1</sup>“. In Hinblick auf die Abtragung selbst legen H. E. MIDDLETON und Mitarbeiter<sup>2</sup> dar, daß diese, wenn sie in großen Mengen von Erdreich geschieht, im wesentlichen die gleichen Eigenschaften des Gesamtbodens trägt, ist der Abtrag aber nur gering, so erstreckt er sich nur auf die feinen Teile des Bodens, wodurch die Bodengüte mehr geschädigt wird. H. KURON<sup>3</sup> versucht schließlich allgemeine Richtlinien für die quantitative Erforschung des Bodenabtrages zur Gewinnung der Erkenntnis der Stoffwanderung in der Bodensphäre zu erbringen, die für die Bodengenetik, Geochemie, Bodenkartierung sowie Bonitierung als von gleich wichtiger Bedeutung angesehen wird. Von H. KLÄHN<sup>4</sup> wird die Sedimentation subaerischer Sedimente, wie sie in Sanden und im Löß vorliegen, behandelt. Der Entstehung der Blockmeere und Blockmassen in den deutschen Mittelgebirgen gedenken endlich C. SCHOTT<sup>5</sup> und in kritischen Ausführungen dazu H. MORTENSEN<sup>6</sup>.

Dem Studium der Zersetzung bzw. Verwitterung der Silikatminerale, dessen Ermittlungen wir uns nunmehr zuwenden können, ist das größte Interesse gewidmet. Experimentellen Versuchen M. MEHMEL'S<sup>7</sup> mit Biotit ist zu entnehmen, daß saure Lösungen zu einem Abbau des Minerals unter Bleichung führen. Dieser Vorgang vollzieht sich in der Weise, daß das Gitter des Biotits eine gleichmäßige Zerstörung erfährt, ohne daß bestimmte Bestandteile aus dem Verbandsgerüst gelöst werden. Kieselsäure in amorpher Ausbildung bildet den Rückstand. Aller Wahrscheinlichkeit nach spielt die Konzentration der angreifenden Säuren nur eine Rolle für die Dauer des Bleichungsvorganges, nicht aber für den mechanischen Verlauf des Abbaus. Alkalische Lösungen erzeugen demgegenüber Produkte mit dünnen Überzügen von Eisenoxydhydrat, während der chemische Abbau deutlich zweiachsige Biotite mit metallischem Glanz hervorgehen läßt. Die Temperatur, bei welcher der Umbau einsetzt, erweist sich als von der vorher stattgefundenen Bleichung, d. h. dem chemischen Abbau, abhängig. Nach den Versuchen von B. ODINTZOW<sup>8</sup> ließ eine  $3\frac{1}{2}$  monatige Behandlung des Feldspates, des Glimmers und anderer Mineralien im fein zerriebenen Zustand mit 0,1 n-HCl eine starke Veränderung infolge der Wirkung der Wasserstoffionen erkennen, denn es hatten sich teils Zerfallsprodukte gebildet, teils ein völliger Mineralzerfall eingestellt. Nicht nur die Basen, sondern auch Aluminium waren aus dem Feldspat verdrängt, was den Zerfall des Kaolingitters nach sich gezogen hat. Dabei erfolgte die Reaktion in äquimolekularen Verhältnissen. Die unlöslichen Reaktionspro-

<sup>1</sup> ZEUNER, F.: a. a. O. S. 94.

<sup>2</sup> MIDDLETON, H. E., C. S. SLATER u. H. G. BYERS: Physikalische und chemische Kennzeichen der Böden der Abtragungs- (Erosions-) Versuchsstationen. U. S. Dep. Agricult. Bull. Tl. 2, Techn. Bull. 430 (1934).

<sup>3</sup> KURON, H.: Die Bedeutung der Bodenerosionsforschung für die allgemeine Bodenkunde. Bodenkundl. Forsch. 5, 229 (1937).

<sup>4</sup> KLÄHN, H.: Sedimentation subaerischer Sedimente. Z. dtsh. geol. Ges. 85, 14 (1933).

<sup>5</sup> SCHOTT, C.: Die Blockmeere in den deutschen Mittelgebirgen. Forsch. dtsh. Landes-u. Volkskde 29, H. 3 (1931).

<sup>6</sup> MORTENSEN, H.: Blockmeere und Felsburgen in den deutschen Mittelgebirgen. Z. Ges. Erdkde Berlin 1932, 279.

<sup>7</sup> MEHMEL, M.: Ab- und Umbau am Biotit. Chem. Erde 11, 307 (1937).

<sup>8</sup> ODINTZOW, B.: Die Hydrolyse des Feldspates. Wiss. Arb. russ. Univ. 4, 254 (1931).

dukte enthielten chemisch gebundenes Wasser, und schließlich wurden als Zeretzungsprodukte des Feldspates saure Salze der Alumokieselsäure und Kaolin gebildet. Auch R. SCHWARZ<sup>1</sup> vermochte durch Behandlung des Feldspates mit verdünnten Säuren, und zwar  $\frac{1}{2}$ -1 n-HCl oder  $H_2SO_4$ , in einer Druckbombe bei 300° während einer Zeitdauer von etwa 250 Stunden eine Umwandlung zu Kaolin festzustellen. Die Wasserabbaukurve deckte sich vollkommen mit derjenigen des durch hydrothermale Synthese aus Prokaolin gewonnenen Kaolins. Auch Leuzit erfuhr die gleiche Umwandlung. Der Verfasser entnimmt seinen Befunden, daß der Kaolin unter Einfluß überhitzter, wässriger Mineralsäuren vorwiegend bei vulkanischen und postvulkanischen Geschehnissen aus Aluminiumsilikaten Entstehung nimmt. In Gemeinschaft mit G. TRAGESER gelangt R. SCHWARZ<sup>2</sup> infolgedessen zu der Ansicht, daß eine weitgehende hydrolytische Zerlegung der Feldspäte schon durch gewöhnliches Wasser bei längerer Wirkungsdauer erzielt wird und daß die hierbei gebildeten Abbauprodukte Aluminium- und Silikationen unter sekundärer Reaktion zu Substanzen von der Art des amorphen Prokaolins oder gelartiger Aluminiumhydrosilikate allophanoiden Charakters, wie sie im Ton oder Lehm enthalten sind, führen. Heißes Wasser, Wasserdampf und gasförmige Agenzien wie schweflige und Chlorwasserstoffsäure werden sich, falls kein erhöhter Druck zur Mitwirkung gelangt, in gleicher Richtung beteiligen, dagegen ist „die kaolinische Verwitterung an erhöhte Temperatur und erhöhten Druck gebunden, sei es, daß der primär unter milderer Bedingungen gebildete Prokaolin nachträglich diesen Faktoren ausgesetzt wird, sei es, daß von vornherein auf Feldspäte oder verwandte Silikate saure Wasserdämpfe unter Druck bei etwa 300° einwirken“. O. TAMM<sup>3</sup>, der durch Zermahlung in Benzol Kalifeldspatteilchen kleiner als  $1\ \mu$  herstellte, wies nach, daß diese beträchtliche Mengen von Wasser, nämlich 5–6% ihres Gewichtes, aus der Luft aufnehmen und selbst bei einer Erhitzung auf 105° nicht wieder abgeben. Sie werden durch Wasser nicht unerheblich zerlegt, wobei das Wasser einen  $p_H$ -Wert von höchstens 10,76 aufweist und gleichzeitig Kaliumionen und Kieselsäure in Lösung gehen, denn es konnte in der Lösung ein zu 28% hydrolysiertes Kaliumsilikat nachgewiesen werden. Der ungelöste Feldspatrest hatte Wasserstoffionen aufgenommen. Nur mit Wasser zermahlene Kalifeldspatteilchen scheinen im  $p_H$ -Gebiet 10–6 reversibel K- gegen H-Ionen auszutauschen. Im Filtrat waren  $K_2O$ ,  $SiO_2$  und  $Al_2O_3$  vorhanden. Die auf beide Art zerteilten Feldspatteilchen wiesen im  $p_H$ -Gebiet 6–3 starke Pufferung gegen Wasserstoffionen als Folge der sich dauernd vollziehenden Zersetzung auf. In Benzol zermahlene Muskovitteilchen verhielten sich den Feldspatteilchen ähnlich. Wahrscheinlich wird, wie dieses der Verfasser betonend hervorhebt, das Gitter des Feldspates in Berührung mit dem Wasser langsam in ein Muskovitgitter umgewandelt. Desmin ergab bei der Zermahlung weit größere Partikelchen, die weniger als die Feldspat- und Muskovitteilchen durch Wasserstoffionen zersetzt wurden. Zermahlener Wollastonit zeigte, was vermutlich mit seiner großen Wasserlöslichkeit in Verbindung steht, ein sehr starkes Pufferungsvermögen gegen Wasserstoffionen. I. A. DAVISON und Mitarbeitern<sup>4</sup> zufolge unterscheidet sich der Muskovit des Bodens vom frischen Mineral durch einen geringeren Gehalt an Kali und höheren an Wasser. Der

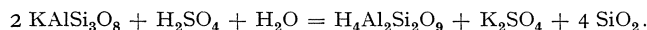
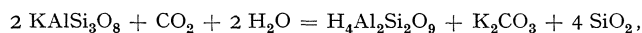
<sup>1</sup> SCHWARZ, R.: Künstliche Umwandlung von Feldspat in Kaolin. *Naturwiss.* **21**, 252 (1933).

<sup>2</sup> SCHWARZ, R., u. G. TRAGESER: Über die künstliche Umwandlung von Feldspat in Kaolin. *Z. anorg. u. allg. Chem.* **214**, 190 (ff. 200) (1933).

<sup>3</sup> TAMM, O.: Experimentelle Studien über die Verwitterung von Silikatmineralien. *Ark. Kemi, Mineral. och Geol.* **11**, A Nr 14 (1934).

<sup>4</sup> DAVISON, I. A., W. H. FRY u. P. L. GIELE: Alteration of muscovite and biotite in the soil. *U. S. Techn. Bull.* **1929**, Nr. 128, 1.

Bodenbiotit weist einen höheren Gehalt an  $\text{Al}_2\text{O}_3$ ,  $\text{SiO}_2$  und  $\text{H}_2\text{O}$  und einen geringeren an  $\text{MgO}$ ,  $\text{K}_2\text{O}$  und  $\text{Fe}_2\text{O}_3$  als der frische auf. Die Bodenglimmer werden von ihnen als isomorphe Mischungen von Muskovit und Biotit mit Kaolin angesprochen. P. SCHACHTSCHABEL<sup>1</sup> sieht die Glimmer (Biotit neben Muskovit) auf Grund der Mineralanalyse und der Fähigkeit verschiedener Kalimineralen, nicht-austauschbares Kali an die Pflanzen abzugeben, als die Hauptlieferanten des nichtaustauschbaren Kalis an. P. A. ZEMJATČENSKI<sup>2</sup> berichtet über die Verwitterung des Feldspates unter subpolaren und humiden Klimabedingungen innerhalb des Khidine-mountain-Massivs und in der Umgegend von Leningrad. Die von E. DITTLER<sup>3</sup> durchgeführten Versuche zeigen, „daß die von R. SCHWARZ und Mitarbeitern<sup>4</sup> studierten Fällungsvorgänge zur Kaolinbildung nicht einfache Flockungsreaktionen zwischen Tonerde- und Kieselsäuresolen sein können<sup>5</sup>, etwa veranlaßt durch eine restlose Zerlegung des Feldspatmoleküls in  $\text{Al}(\text{OH})_3$  und  $\text{SiO}_2 \cdot \text{aq}$ . durch Hydrolyse, vielmehr müssen ionendisperse Abbaureaktionen des Feldspates statthaben, die auch bei Kieselsäureüberschuß in den Ausgangslösungen stets denselben stöchiometrischen Bodenkörper  $\text{Al}_2\text{O}_3 \cdot 2 \text{SiO}_2$  bilden, wenn es diesem Überschuß an  $\text{SiO}_2$  möglich wird, abzuwandern<sup>6</sup>“. Es sei daher die Umwandlung des Feldspates zu Kaolin „nach wie vor“ besser durch nachstehende topochemische Reaktionsgleichungen wiederzugeben<sup>7</sup>, wobei das Alkali die Wanderung der Kieselsäure übernimmt:



Da in einer neueren Arbeit SCHWARZ und Mitarbeiter gleichfalls der molekularen Kieselsäure Bedeutung einräumen, so steht dieses im Einklang mit obigen Befunden, und E. DITTLER äußert sich daher zusammenfassend wörtlich wie folgt: „Es handelt sich nicht um eine gegenseitige Solflockung, sondern um echte chemische Reaktionen, bei denen möglicherweise sogar die entsprechenden Ionen beteiligt sind<sup>8</sup>.“ O. TAMM<sup>9</sup> hält es auf Grund seiner schon oben erörterten sowie weiterer Versuche für sehr wahrscheinlich, daß die Verwitterung der Feldspäte zu Kaolin sich im Bereich der  $p_{\text{H}}$ -Werte 11–6 vollzieht, dagegen in einem solchen kleiner als 6 völlige Auflösung derselben erfolgt. Er weist bezüglich dessen auf die Arbeiten H. HESSELMANN<sup>10</sup> hin, nach welchem in den nordischen Nadelwaldböden mit Rohhumusbedeckung bei einem  $p_{\text{H}}$ -Wert von 3,8–4 die Silikatminerale ohne Hinterlassung eines aluminiumreichen Rückstandes verwittern, wie auch derartige Fälle von Deutschland bekannt geworden seien<sup>11</sup>. Es

<sup>1</sup> SCHACHTSCHABEL, P.: Untersuchungen über das pflanzenaufnehmbare Kali. Ernährg Pflanze **34**, 129 (1938) — Aufnahme von nichtaustauschbarem Kali durch die Pflanze. Bodenkde. u. Pflanzenernähr **3** (48), 107 (1937).

<sup>2</sup> ZEMJATČENSKI, P. A.: Die Verwitterung von Feldspat im Zusammenhang mit der Bodenbildung. Nach Ref. Mitt. internat. bodenkundl. Ges. **10**, 120 (1935).

<sup>3</sup> DITTLER, E.: Zur Frage der Kaolinbildung. Z. anorg. u. allg. Chem. **196**, 213 (1931).

<sup>4</sup> SCHWARZ, R., u. A. BRENNER: Chem. Ber. **56**, 1433 (1923). — SCHWARZ, R., u. R. WALKER: Z. anorg. u. allg. Chem. **145**, 304 (1925). — SCHWARZ, R., u. G. TRAGESER: Chem. Erde **7**, 566 (1932).

<sup>5</sup> Vgl. S. 24 dieses Bandes.

<sup>6</sup> DITTLER, E.: a. a. O. S. 39.

<sup>7</sup> Es ist dabei beiderseits Rücksicht auf die chemische Verwitterung wie auf pneumato-lytische Vorgänge genommen.

<sup>8</sup> DITTLER, E.: a. a. O. S. 40.

<sup>9</sup> TAMM, O.: Experimentelle Studien über die Verwitterung und Tonbildung von Feldspäten. Chem. Erde **4**, 421 (1930).

<sup>10</sup> HESSELMANN, H.: Studien über die Humusdecke des Nadelwaldes usw. Medd. fr. Stat. Skogsförsöksanstalt Stockholm **22**, 169 (1925).

<sup>11</sup> Vgl. E. BLANCK u. H. KEESE: Chem. Erde **4**, 33 (1930).

werde „daher leicht verständlich, wenn in gewissen Fällen Kaolin, in anderen Fällen kein Kaolin gebildet“ werde. Auch in pflanzenphysiologischer Hinsicht erweisen sich diese Untersuchungen beachtenswert, denn da nach ihm die Feldspatpartikelchen unter  $0,5 \mu$  leicht mit Wasserstoffionen reagieren, und zwar um so leichter, je kleiner sie sind, dagegen solche über  $2 \mu$  Größe nur wenig angegriffen werden, so läßt sich daraus entnehmen, welche Teilchengrößen als Nährstoffspender für die Pflanze überhaupt erst in Frage kommen. Allerdings müßten Vegetationsversuche hierfür erst den Beweis erbringen. FR. W. FREISE<sup>1</sup>, der den Einfluß der Kohlensäure in Säuerlingen auf den Spalten in Granit- und Gneisvorkommnissen untersuchte und als dessen Folgeerscheinung 2—30 mm starke Kaolinitbildungen erkannte, nimmt für das Zustandekommen dieser Bildungen einen verhältnismäßig langsam verlaufenden Vorgang an und führt die bisher allgemein als Humussäurezersetzung bezeichnete „Prozeßfolge“ nach ihm zur Entstehung von Gelgemengen des Aluminiums und Siliziums. Bei diesen Vorgängen mißt er der organischen Säure (Ameisen- und Milchsäure) ganz besondere Bedeutung bei. „Beide Zersetzungsfolgen, Kohlensäure- und Humus- mit Gärungssäurezersetzung, sind“ nach ihm „selten rein wirkend zu finden. Die entstandenen Zersetzungserzeugnisse erleiden nach ihrer Ablagerung Umwandlungen nach verschiedenen Richtungen, wodurch sie sowohl physikalisch wie chemisch verändert werden und in Minerale übergehen, welche der anderen Zersetzungsfolge zugehören“ (z. B. Cangabildung)<sup>2</sup>. Die Bleichungserscheinungen im besagten Granit-Gneis-Gebiet erweisen sich als Bildungen von Tonerdehydrat oder serizitähnlichen Massen, aber nicht als Kaolin. Reine „Humussäure“ zeigt sich in der in der Natur vorkommenden Stärke als wirkungslos, erhöht aber die Plastizität des Zersatzes und macht ihn undurchdringlicher für das Lösungswasser. „Nur stark mit Gärungssäuren geladene Humussäuresuspension erweist sich verfrachtungsfähig; es tritt eine mit Krümelung des Lagerstätteninhaltes einhergehende Aufhellung, von Rot über Gelb bis Grau, ein, als deren Ursache in erster Linie die Ameisensäure in den Bodenlösungen angesehen werden muß; der zum größten Teile zu  $\text{CO}_2$  und  $\text{H}_2\text{O}$  zerfallenen Milchsäure scheint die Rolle eines Reaktionsbeschleunigers vorbehalten zu sein; ein Teil der Humussäuren wird bei den Vorgängen durch die aus der Milchsäure naszierende  $\text{CO}_2$  zerstört, ein anderer Teil, je nach dem Verhältnis von Gärungssäure zu Humussäure wechselnd, bringt Fe und Mn als Humate zur Verfrachtung<sup>3</sup>.“ Falls die Versuchsergebnisse auf die Verhältnisse in der Natur übertragbar sind, so zeigen sich die schwach gefärbten Humussäuren, „Fulvosäuren“, in Verbindung mit mindestens einer 3proz. Gärungssäuremischung als die wirkungsfähigsten Bleichlösungen. Reich an Pektinstoffen und Pflanzenschleimen ausgestattete Humussäuren erweisen sich nur verhältnismäßig schwach wirksam. Bedingungen für ihr Vorhandensein sind nur unter einer zerfallenden Vegetationsdecke von zum Teil bereits abgestorbenen Wurzeln von Strauchgewächsen im heranwachsenden Walde gegeben. Keinesfalls dürfen aber, wenigstens unter den brasilianischen Klimaverhältnissen, „Bleicherscheinungen im zum Kaolin führenden Zersätze auf Moorbedeckung zurückgeführt werden; eine solche ist vielmehr für unterliegenden Zersatz durchaus indifferent, und zwar nicht nur wegen der für eine Bleichwirkung nicht geeigneten Wasserzusammensetzung, sondern auch wegen der vollkommenen Undurchlässigkeit des Moortiefsten für abzuleitende Lösungen. Nicht durch Absinken, sondern durch Überlauf vermag ein Moorkinhalt auf Zersatz einzuwirken, und wenn unter Moorbedeckung gebleichter Kaolin gefunden wird, so ist dieser durch andere Umstände als das überlagernde Moor gebleicht worden oder bereits als sehr reiner

<sup>1</sup> FREISE, FR. W.: Das Nebeneinandervorkommen der Bildung von Kaolin und Tonerde aus Granit und Gneis. Chem. Erde **10**, 311 (1935). <sup>2</sup> — S. 341. <sup>3</sup> — S. 339.

Kaolin ursprünglich vorhanden<sup>1</sup>“. Bleichungserscheinungen an Tonerdehydrat-lagerstätten (Bauxiten), die dem Verfasser zwar bisher nicht in der Natur bekannt geworden sind, können dagegen nur durch Einwirkung von Schwefelsäure auf roten Bauxit zurückgeführt werden. A. SALMINEN<sup>2</sup> betrachtet die Bodenreaktion und die Bodenlösung als Grundursache für die Verwitterungsrichtung in den verschiedenen Klimazonen; dort, wo sie sauer ist (im Norden), tritt Anreicherung von Kieselsäure, Verminderung von Tonerde und Eisenoxyd ein. Dagegen ruft alkalische Reaktion eine Kieselsäureabfuhr hervor, und Tonerde und Eisenoxyd reichern sich an. Die jetzige Verwitterung in Finnland ist nur unbedeutend, mit Ausnahme dort, wo ein höherer Gehalt an Schwefelsäure im Grundwasser vorhanden ist. Das Felsgestein wird aber durch Wind abgeschliffen und dadurch ein Produkt gebildet, welches den Tonen entspricht. Des weiteren ist das Meerwasser stets alkalisch, das Binnenwasser sauer, so daß die Verwitterung im Meerwasser derjenigen im Erdboden entgegengesetzt verläuft. Alter und Herkunft des Tons lassen keinen Einfluß auf seine Zusammensetzung erkennen, wohl aber kann die mechanische Zusammensetzung seine chemische und mineralogische Natur beeinflussen, denn es nimmt mit Zunahme der feinsten Teile die Basenmenge zu, der Kieselsäuregehalt ab. Die Härte des Quarzes und die Weichheit der Glimmer werden hierfür verantwortlich gemacht. Der Feldspat folgt dem Quarz, und auch dem spezifischen Gewicht der Minerale wird die Verschiedenheit in der Sedimentausbildung zugeschrieben. Gemeinsam mit den Glimmern reichern sich Titan, Tonerde und Eisen im feinsten Anteil an. Die Anreicherung der Glimmer kann schon an sich, d. h. ohne Zuhilfenahme einer beträchtlichen chemischen Umwandlung, die Zusammensetzung der Tone bedingen und erklären. In den finnischen Tonen ist demzufolge der Gehalt an Kaolin auch nur gering. A. ABEL und K. UTESCHER<sup>3</sup> sprechen sich in der Frage nach der Kaolin- und Tonbildung dahin aus, daß ersterer sicherlich im Gegensatz zu letzterem und zum tonigen Boden kein rein durch atmosphärische Verwitterung hervorgegangenes Produkt sei, sondern besonderen Bedingungen physikalischer und chemischer Art seine Entstehung verdanke. Sie schließen dieses u. a. aus den Befunden der Tonuntersuchungsmethode von KALLAUNER-MATEJKA<sup>4</sup>, die nur verständlich unter der Voraussetzung durchaus verschiedener Einflüsse beim Zustandekommen beider Materialien seien. Zwar schliesse dieses nicht ihr Nebeneinanderauftreten und ein Ineinanderübergehen infolge wechselnder chemischer oder atmosphärischer Einflüsse aus, aber eine nur graduelle Unterscheidung könne dem Wesen beider Substanzen nicht gerecht werden. Demgegenüber vertritt A. VASEL<sup>5</sup> den Standpunkt, daß je nach der Zusammensetzung des Feldspatanteils der Gesteine bei gleichartiger Verwitterung sekundäre Produkte verschiedenen Charakters zur Ausbildung gelangen können, und zwar derartig, daß die Kalifeldspäte den nur schwefelsäurelöslichen, wenig plastischen Kaolin<sup>6</sup>, die Natronfeldspäte den nur schwefelsäurelöslichen, gut bildsamen Ton<sup>7</sup> hervorgehen lassen, während die Kalknatronfeldspäte bei der Verwitterung die leicht salzsäurelöslichen Allophane<sup>8</sup>

<sup>1</sup> FREISE, FR. W.: a. a. O. S. 340.

<sup>2</sup> SALMINEN, A.: Verwitterung der Felsgesteine und Zusammensetzung des Tons. Ann. acad. Sci. Fennicae A **44**, Nr 6, 1 (1935).

<sup>3</sup> ABEL, A., u. K. UTESCHER: Vergleichende Untersuchungen über die Bestimmung der „Tonsubstanz“ in Kaolinen, Tonen und Böden usw. Z. Pflanzenernährg **42**, 277 (1936).

<sup>4</sup> KALLAUNER-MATEJKA: Sprechs. Keram. usw. **47**, 423 (1914); **62**, 718 (1929) — Ber. tschechosl. ker. Ges. **5**, 73 (1928).

<sup>5</sup> VASEL, A.: Über die kaolinitische Verwitterung von Feldspatgesteinen. Cbl. f. Min. usw. A **1936**, 13.

<sup>6</sup> KÄSTNER, F., u. F. K. MAYER: Sprechs. Keram. usw. **63**, 118 (1930).

<sup>7</sup> VASEL, A.: Keram. Rdsch. **43**, 517 (1935).

<sup>8</sup> HARRASSOWITZ, H.: Fortschr. Geol. u. Pal. **4**, H. 14, 255 (1926).

erzeugen. Bei einer aus Mischkristallen bestehenden Feldspatsubstanz des Ausgangsgesteines treten siallitische Produkte von verschiedenem physikalischen Verhalten auf, d. h. alle Übergänge zwischen Kaolin und Ton je nach Vorherrschaft der einen oder anderen Feldspatart im Ursprungsgestein. Kein Rohkaolin ist nach VASEL<sup>1</sup> das Produkt pneumatolytischer Entstehungsweisen und die Siallitisierung in einem anderen als tropisch-humidem Klima noch nicht bewiesen worden<sup>2</sup>. Auch sei es noch nicht durch Versuche im Laboratorium „mit den Zersetzungsmitteln der Verwitterungstheorie“ möglich gewesen, kaolinhaltige Zersetzungsprodukte zu erhalten, und Moorwässer dürften wahrscheinlicher Weise nicht immer bei der Bildung des Rohkaolins zur Mitwirkung gelangt sein<sup>3</sup>. Es komme daher für die exogene Entstehung desselben fast nur die Einwirkung von Wasser in Gemeinschaft mit der Kohlensäure in Betracht oder die „normale Verwitterung des humid-tropischen Klimas. Die rezente Siallitbildung ebenso wie die der Allite spricht er für einen sich in tropischen und subtropischen Zonen abspielenden Vorgang an, während die rezente Podsolierung den gemäßigten Zonen eigentümlich sei. Die Siallitlagerstätten der gemäßigten Breiten werden von ihm als fossile Bildungen aufgefaßt, so daß tropisches oder subtropisches Klima als Vorbedingung für ihre Entstehung in diesen Zonen zur Vorzeit angenommen werden muß. Daraus ergibt sich für ihn die scharf betonte Ansicht, „daß Siallitbildung im tropisch-humiden, Allitbildung hingegen im tropisch-ariden Klima stattfindet. Ob sich Laterit oder Bauxit, die beiden Vertreter der Allite, bildet, hängt lediglich wie bei den Unterschieden der Siallite nur vom Ursprungsgestein ab. Wo im humiden Klima Kaolin und Ton entstehen, da bildet sich aus den Alkalifeldspäten in aridem Klima Laterit. Bildet sich aus Kalkfeldspäten in humidem Klima Allophan, dann entsteht in aridem Klima Bauxit; denn die Bauxite bilden stets Einlagerungen in Kalksteinformationen<sup>4</sup>“. Ferner wird der Verlauf der Feldspatverwitterung über Glimmer zum Siallit als nicht bewiesen abgelehnt und die Möglichkeit erwähnt, daß der Feldspat eine drei-, vielleicht sogar sechsfach größere Molekel als bisher angenommen besitzt. Die Zersetzung der Primärgesteine führt unmittelbar zu den Sialliten, nicht etwa zu den einzelnen Oxyden. Nur schwach saure Zersetzungslösungen lassen Siallite hervorgehen, vorherrschende alkalische Reaktion ruft Allite hervor<sup>5</sup>. Wieweit diese teilweise recht neuartigen Auffassungen durch die Verhältnisse in der Natur ihre Bestätigung erfahren, muß weiterer Forschung überlassen bleiben, da sich dieselben zum Teil heute noch recht schwer mit diesen vorläufig vereinigen lassen. F. KÄSTNER und F. K. MAYER<sup>6</sup> weisen in ihren kritischen Ausführungen über den Kaolin und seine Entstehungsbedingungen gleichfalls darauf hin, „daß die chemischen Reaktionen in den Verwitterungslösungen der Tonerdesilikate sehr mannigfaltig und kompliziert sein müssen, so daß sie kaum voneinander getrennt werden können, da sie zeitlich nebeneinander erfolgen. Es geht aber auch daraus hervor, daß als Endprodukt der Zersetzung keine chemisch einheitliche Substanz vorgefunden werden kann, sondern ein Gemenge mit verschiedenen Komponenten, deren eine der kristalline Kaolin ist, welcher nach neueren Forschungen<sup>7</sup> sich in schwach sauren Medien bildet“. Technischer Kaolin dürfte demnach kein einheitliches Material sein. Nakrit, Steinmark und Montmorillonit kommen hierfür mit in Frage, jedoch aus den Röntgendiagrammen des Stein-

<sup>1</sup> VASEL, A.: Eine neue Kaolin-Ton-Theorie und ihre Auswirkungen auf dem Gebiete der Keramik und Geologie. Cbl. f. Min. usw. A 1936, 290. <sup>2</sup> — S. 305 u. 306. <sup>3</sup> — S. 307 u. 309. <sup>4</sup> — S. 314. <sup>5</sup> — S. 316.

<sup>6</sup> KÄSTNER, F., u. F. K. MAYER: Die Mineralien der Tongruppe. Chem. Erde 6, 269 (1931).

<sup>7</sup> Vgl. O. TAMM: Chem. Erde 4, 420 (1930).

markes geht hervor, daß es sich auch hier um keinen einheitlichen Körper handelt. Die den Kaolin, Naktit und Montmorillonit im Vergleich zueinander zum Gegenstande gehaltenen Untersuchungen lassen die Auswertung der diesbezüglichen Röntgenaufnahmen infolge der großen Anzahl eng aneinanderliegender Linien nur schwierig zu. Sie haben es jedoch wahrscheinlich gemacht, daß im Kaolin Montmorillonit beigemengt enthalten ist, wenn gleiches auch noch der Nachprüfung bedarf, da Montmorillonit nach F. HEIDE<sup>1</sup> kein chemisch einheitliches Mineral ist. Die Beimengung von Naktit im Kaolin ist aus den vorhandenen Aufnahmen gleichfalls nicht zu entnehmen, und eine Ähnlichkeit der Gitterstruktur der drei Substanzen aus der weitgehenden Übereinstimmung vieler Linien abzuleiten, erscheint dem Verfasser nicht als zulässig, viel eher, daß die Substanzen nicht einheitlicher Natur sind. A. v. NOSTRITZ<sup>2</sup> versteht unter Kaolin Feldspatrestton, entstanden durch Verwitterung aluminiumführender Silikatminerale, die in Salzsäure nicht zersetzbar sind. Der Kaolinisierungsvorgang wird als ein Auslaugungsprozeß erklärt, durch welchen die in den Feldspaten enthaltenen Basen allmählich frei werden und der Kaolin als Feldspatrestton übrigbleibt. Er ist kristallin und nicht kolloidal, in Salzsäure schwer- oder unlöslich. Er nimmt an, daß seine Säurewiderstandsfähigkeit in der Natur als Produkt einstiger Moorüberlagerung (bzw. Braunkohlenüberdeckung) dokumentiert wird, denn „die humussauren Wasser vermochten anscheinend zwar das Gestein in Richtung der Kaolinisierung auszulaugen, nicht aber den Restkörper Kaolin in seine Bausteine Tonerdehydrate und kolloidale Kieselsäure aufzulösen“<sup>3</sup>. Der Ton gehört den Allophanen an, letztere entstehen durch Verwitterung der durch Salzsäure zersetzbaren Silikate Leuzit, Anorthit und Zeolithe. Er ist nicht kristallin, sondern kolloidal, besitzt Sorptionskraft und ist durch Salzsäure „leicht zersetzbar“. Er wird daher bei fortschreitender Bodenversauerung immer mehr in seine Komponenten Kieselsäure- und Tonerde-Hydrate zerlegt und verschwindet damit als solcher. Lehm definiert er schließlich als „eine durch Brauneisen gefärbte sand- und tonführende schluffartige Substanz“<sup>4</sup>. Nach C. W. CORRENS und W. v. ENGELHARDT<sup>5</sup> läßt der von ihnen gelieferte Nachweis, „daß die Bestandteile des Feldspates in Ionenform in Lösung gehen, nun auch die Bildung der Verwitterungsminerale erst richtig verstehen. In den sehr verdünnten Lösungen reagieren Si- und Al-Ionen miteinander, und kristalline Verwitterungssilikate entstehen als Reaktionsprodukt. Wo diese Neubildung stattfindet, das läßt sich nicht voraussagen, es hängt von den lokalen Bedingungen ab“. In ihren Untersuchungen wurde die Zersetzung von Kalifeldspat (Adular) in dauernd erneutem Lösungsmittel von verschiedenem Aziditätsgrad quantitativ verfolgt. Es gingen dabei die Komponenten des Feldspates in Ionenform ins Lösungsmittel und bildete sich eine gleichmäßig dünne Hülle aus den schwer angreifbaren Anteilen, deren Zusammensetzung sich als vom  $p_H$ -Wert der Lösung abhängig erweist und deren  $SiO_2-Al_2O_3$ -Verhältnis nicht unter 5 herabsinkt. „Die Diffusion der K-Ionen in der Restschicht ist von der Größenordnung der Diffusion in festen Körpern. Durch Verkleinerung der Korngröße und Erhöhung der Versuchstemperatur wird die Zersetzungsgeschwindigkeit erhöht, die Art der Zersetzung und damit die Zusammensetzung der Restschicht wird jedoch nicht beeinflusst.“ Auch werden weitere Anhaltspunkte „für die Menge Lösungsmittel, die nötig ist, um eine gegebene Menge Feldspat vollständig zu zersetzen“, mitgeteilt und schließlich

<sup>1</sup> HEIDE, F.: Beiträge zur Mineralogie und Petrographie der Rhön. Chem. Erde **3**, 97 (1928).

<sup>2</sup> NOSTRITZ, A. v.: Kaolin, Ton, Lehm. Z. Pflanzenernährg **38**, 208 (1935). <sup>3</sup> — S. 209.  
<sup>4</sup> — S. 213.

<sup>5</sup> CORRENS, C. W., u. W. v. ENGELHARDT: Neue Untersuchungen über die Verwitterung des Kalifeldspates. Chem. Erde **12**, 1 (20 u. 21) (1938).

darauf hingewiesen, „daß die Versuche auch neue Vorstellungen über die Bildung von silikatischen Verwitterungsbildungen ermöglichen. Diese Silikate können bei niederen Temperaturen entstehen, weil es sich um Reaktionen sehr verdünnter, ionarer Lösungen handelt und nicht um Kolloidreaktionen“. H. JENNY<sup>1</sup> gelangt bezüglich des Kaliums und Natriums beim Vorgang des Bodenbildungsprozesses zu der Auffassung: „The old observation that K accumulates in sedimentary rocks while Na is washed out and concentrates in the ocean is shown to be valid also for the horizons in soil profiles. This behavior is explained on the basis of differences in ionic properties of the two ions which dominate the various factors acting during weathering.“

Durch die vorstehenden Ausführungen gelangen wir nunmehr zur Erörterung der Konstitution und Beschaffenheit der Umwandlungsprodukte der feldspat-haltigen Materialien, d. h. des Kaolins und Tons bzw. der sog. Tonminerale, welches Problem, wie schon einleitend hervorgehoben, eine große Fülle von Untersuchungen ausgelöst hat, die zwar wohl in ihren einzelnen Ergebnissen zum Teil noch mannigfache Gegensätze aufweisen, jedoch im großen und ganzen eine ziemliche Gleichsinnigkeit der Erkenntnis der diesbezüglichen Feststellungen dar- getan haben. Wenn es nun auch nicht möglich erscheint, alle Arbeiten dieses Gegenstandes heranzuziehen, so soll doch durch Aufführung eines großen Teiles derselben auf die wesentlichsten das Problem behandelnden Punkte aufmerksam gemacht sein, die als mehr auf dem Gebiete der reinen Mineralogie und Physik liegend, schon an und für sich doch nur ein mittelbares, bodenkundliches Interesse beanspruchen dürften.

Wie J. HOLZNER<sup>2</sup> mit Recht ausführt, kann, wie schon einmal hervorgehoben, die bis noch vor kurzem vielfach vertretene Ansicht von der Natur des Tons als eines Gemenges von  $\text{SiO}_2$ - und  $\text{Al}_2\text{O}_3$ -Gelen mit wechselnden Mengen von Kaolin durch die heute vorliegenden zahlreichen Röntgenuntersuchungen an Tonen und Tonmineralien<sup>3</sup> nicht mehr aufrechterhalten werden, denn selbst die feinstdispersen, optisch absolut isotropen Tone ergeben fast stets die Interferenzen des Kaolins oder Montmorillonits. Gleiche Interferenzen finden sich auch neben denen des Kaolins in den feinsten Tonbodenfraktionen. Es erscheint auch möglich, daß eine den Glimmern hinzuzurechnende Substanz dem Kaolin in feinsten Verteilung beigemischt ist. Es handelt sich in diesen Substanzen fast durchweg um bei niedrigen Druck- und Temperaturverhältnissen hervorgegangene Verwitterungsminerale, nur wenige gehören der hydrothermalen Phase an. Durch zahlreiche Strukturbestimmungen hat sich erkennen lassen, daß alle Silikate Gerüste von Si-O-Tetraedern repräsentieren, in deren Lücken die Kationen koordinativ aktiv oder inaktiv eingelagert sind. Auf Grund der Verrechnung einer großen Analysen- zahl wasserreicher Silikate des Aluminiums und isomorpher Kationen von mikro- kristallinen bis isotropen Verwitterungsmineralien wurde zumeist ein Verhältnis von  $\text{Si} : \text{O} = 2,5$  gefunden, das für Silikatschichtstrukturen als kennzeichnend zu gelten hat und in den „amorphen“ Mineralien weit verbreitet erscheint. Be- zeichnend erweist sich der geringe Umfang der Substitution Al für Si. Insbeson- dere die „amorphen“ Mineralien führen neben wechselnden OH-Beträgen bis zu beträchtlicher Menge ansteigende Wasseranteile. Die meisten Mineralien weisen auf eine Variation des Bestandes hin, jedoch selbst bei sehr wechselndem Bestand

<sup>1</sup> JENNY, H.: Behavior of potassium and sodium during the process of soil formation. Agric. Exper. Stat., Res. Bull. 162. Columbia, Missouri 1931.

<sup>2</sup> HOLZNER, J.: Vorläufiges über den chemischen Aufbau der Tonminerale und ent- sprechender Silikate dreiwertiger und zweiwertiger Metalle. Chem. Erde 9, 464 (1935).

<sup>3</sup> Vgl. u. a. G. NAGELSMIDT: Z. Kristallogr. 87, 120 (1934). — HOFMANN, U., K. ENDELL u. D. WILM: Z. angew. Chem. 47, 539 (1934).



an Kationen zeigt sich immer wieder die gleiche Variation des Verhältnisses Si : O : OH, so daß auf Isomorphie geschlossen werden kann. Es wird auch erwähnt, daß die Variationen dieses Verhältnisses durch einfache Kombination verschiedener silikatischer und auch hydroxydischer Schichtmoleküle, die in regelmäßiger Abwechslung angenommen werden, zu erklären seien. Allerdings seien auch vorläufig Verwachsungen bzw. Gemische solcher Schichten in regellosen oder komplizierten Mengenverhältnissen anzunehmen. Auch schon von E. T. WHERRY und Mitarbeitern<sup>1</sup> sind als die drei Haupttypen der Tonminerale Kaoline, Montmorillonite und K-haltige Tone erkannt worden, und W. P. KELLEY und Mitarbeiter<sup>2</sup> vertreten die Ansicht, daß die den kolloiden Bodenanteil ausmachenden Substanzen des Bodens nicht amorph, sondern zur Hauptsache kristallin seien, denn „die austauschbaren Basen sind nicht immer nur an der Oberfläche der Kolloidteilchen, sondern auch im Innern der Kristalle vorhanden. Da die Röntgenstruktur eine bestimmte Anordnung der Atome innerhalb der Partikelchen anzeigt und der Basenaustausch ein stöchiometrischer Vorgang ist, so muß geschlossen werden, daß die basenaustauschenden Substanzen wirklich chemische Verbindungen sind“. Nach C. H. EDELMAN<sup>3</sup> haben die modernen mineralogischen Untersuchungsmethoden dargetan, daß die Tone aus unverwitterten und nichtverwitterbaren Mineralien, aus Neubildungen mit charakteristischem Gitterbau sowie aus einfachen und gemengten Gelen entstehen können. Er kommt daher zu der Auffassung: „Onder deze omstandigheden heeft het weinig zin, te discussieeren over de vraag of de eene, dan wel de andere theorie over kleien juist is, aangezien experimenteel vast staat, dat elk der vorstellingen een deel der waarheid realiseert.“ Mit Recht wird von W. v. ENGELHARDT<sup>4</sup> in seiner umfangreichen zusammenfassenden Schrift über die Tonminerale, der wir uns etwas eingehender widmen müssen, darauf hingewiesen, daß der Begriff des Tons von jeher ein schwankender gewesen ist, nur sein feiner Verteilungsgrad, nämlich unter 0,001 mm liegend, galt als ein einziges positives Merkmal für seine Natur. Erst die röntgenographische Untersuchungsmöglichkeit bahnte die Erkenntnis über die stoffliche und mineralische Beschaffenheit des Tons an. Sie führte dazu, die Tone als aus verschiedenen Mineralien aufgebaut, nicht aber etwa aus einer einheitlichen Tonsubstanz oder aus einem Gemenge gelartiger Stoffe bestehend, anzusehen. Die Hauptmasse erweist sich als kristallin, und amorphe Stoffe dürften nur verschwindend zugegen sein. Als Tonminerale im weiteren Sinne erweisen sich alle Minerale, die im Ton vorhanden sind, und zwar auch die die gröberen, klastischen Sedimente sowie die gröberen Korngrößen der Tone aufbauenden Mineralien, wie Quarz, Feldspat, Glimmer, Kalkspat und auch wohl Augit. Besonders starke Beteiligung kommt aber von diesen den Glimmern zu. Neben derartigen Mineralien treten auch solche auf, die den gröberen Korngrößen der Sedimente fast gänzlich fehlen und infolgedessen als typische Bestandteile des Tons, d. h. der Tonminerale im engeren Sinne, angesehen werden dürfen. Wenn diese zwar auch in anderen Vorkommnissen auftreten, so finden sie doch ihre weitgehendste Verbreitung im tonigen Anteil der Sedimente und des Bodens. Diese Minerale lassen sich nach ihrer chemischen Beschaffenheit zwanglos in zwei Gruppen einteilen, zu der einen

<sup>1</sup> WHERRY, E. T., C. S. ROSS u. P. F. KERR: Fortschritte in der Erforschung der Tonminerale. Coll. Sympos. Ann. **7**, 191 (1929).

<sup>2</sup> KELLEY, W. P., W. H. DOVE u. S. M. BROWN: Soil Sci. **31**, 25 (1931). — Vgl. auch A. P. VANSELOW: Studien über die Gleichgewichtszustände der Basenaustauschreaktionen von Bentoniten, Permutiten, Bodenkolloiden und Zeolithen. Soil Sci. **33**, 95 (1932).

<sup>3</sup> EDELMAN, C. H.: Moderne inzichten in zake kleimineralen. Maandbl. van h. ned. Geonootschap voor Landbouwwetenschap **49** (1937).

<sup>4</sup> ENGELHARDT, W. v.: Über silikatische Tonminerale. Fortschr. Min.Krist. u. Petrographie **21**, 276 (1937).

gehören die Silikatminerale, in denen Al, Fe, H<sub>2</sub>O, Alkalien und Erdalkalien enthalten sind und welche die Bestandesmassen der kieselsäurereichen Tone darstellen, zu der anderen Gruppe sind die Oxyde und Hydroxyde des Aluminiums und Eisens zu rechnen, welche die kieselsäurearmen bauxitischen und lateritischen Minerale ausmachen. Man gelangt infolgedessen zur Aufstellung der Gruppen: silikatische Tonminerale und oxydische Tonminerale. Hinsichtlich der ersteren ist auf Grund der neuesten Forschungen folgendes auszusagen: Eine rein chemische Betrachtung, wie sie bisher fast ausschließlich geübt wurde, mußte zu der Ansicht einer einheitlichen Tonsubstanz von wechselnder Zusammensetzung führen. Die Benutzung röntgenographischer und optischer Phasenanalysen lehrt aber, daß die chemisch einheitliche Substanz  $\text{Al}_2\text{O}_3 \cdot 2 \text{SiO}_2 \cdot 2 \text{H}_2\text{O}$  nach Gitterbau und Optik in mehreren verschiedenen Phasen, nämlich als Kaolinit, Dickit, Nakrit und Metahalloysit mit recht wesentlich verschiedenen physikalischen Eigenschaften aufzutreten vermag. Aber nicht allein dieses, sondern noch eine isomorphe Vertretbarkeit einer Atomart durch eine oder mehrere andere ruft in den Schichtgittern dieser Minerale, mehr als sonst bekannt, eine weitere Variabilität hervor. „Es ergibt sich also, daß die im Bereich der tonartigen Minerale vorhandenen Phasen besonders schwierig zu fassen sind: wegen der Fähigkeit der gleichen chemischen Verbindung in verschiedenen Gittertypen aufzutreten, ergibt die röntgenographische und optische Untersuchung die Zusammensetzung chemisch einheitlicher Substanz aus verschiedenen Phasen; andererseits erweisen sich röntgenographisch und optisch scheinbar identische Stoffe als chemisch verschieden<sup>1</sup>.“ Die Enträtselung der Natur der tonartigen Minerale konnte daher nur mit Hilfe jener Methoden und der chemischen Analyse geschehen. Kaolinit, Anauxit, Dickit und Nakrit sind infolge ihres gleichartigen Gitterbaues und aller sonstigen Eigenschaften zur Kaolingruppe zusammenzufassen. Ihre Zusammensetzung entspricht der Formel  $\text{Al}_2\text{O}_3 \cdot 2 \text{SiO}_2 \cdot 2 \text{H}_2\text{O}$ , wenn auch einige Glieder mehr SiO<sub>2</sub> bzw. auch Al<sub>2</sub>O<sub>3</sub> zu haben scheinen. Von ihnen konnte man Dickit und Nakrit in Sedimenten bisher nicht vorfinden. Bis etwa 400° gibt der Kaolinit kein Wasser ab, zwischen 400 und 450° tritt jedoch das gesamte Wasser unter Zerstörung des Gitters aus. Er ist im reinen Zustande erdig und, wenn angefeuchtet, plastisch, sonst feinschuppig, und unter dem Mikroskop erkennt man ihn als aus Blättchen von pseudohexagonaler Umgrenzung bestehend. Die kieselsäurereichen Glieder des Kaolinites werden als Anauxit bezeichnet. Kaolinit und Anauxit unterscheiden sich durch ihre Gitter, denn das des letzteren kann gewissermaßen als ein mit Lücken versehenes Kaolingitter angesehen werden. Der Dickit findet sich in Gängen, Adern und Hohlräumen verschiedenster Gesteine. Die Entwässerung verläuft bei ihm analog der des Kaolinites, setzt aber erst bei 500 bis 575° ein. Er entsteht daher vermutlich erst bei höheren Temperaturen. Auch er ist pulverig, kommt aber auch in Kristallen vor. Der Nakrit stellt das seltenste Vorkommen dar, seine Entwässerungskurve bringt die analogen Verhältnisse des Kaolinites und Dickites zum Ausdruck, nur daß die Entwässerung noch bei höherer Temperatur weitergeht. Er bildet Kristallgruppen. Hinsichtlich der Synthese der Kaolinminerale läßt sich entnehmen, daß sie nur unter hydrothermalen Bedingungen zustande kommt. Halloysit und Metahalloysit begleiten den Kaolinit auf seiner Lagerstätte, treten in Hohlräumen der Gesteine als sekundäre Produkte auf oder sind als Bestandmassen der feinsten Sedimentgrößen bekannt. Der Metahalloysit ist eine Entwässerungsbildung des Halloysites, welcher schon bei 50° einen Teil seines Wassers abgibt. Der Metahalloysit vermag dieses Wasser aber nicht wieder aufzunehmen, er umgibt oftmals den Halloysit in Umhüllungen.

<sup>1</sup> ENGELHARDT, W. v.: a. a. O. S. 279.

Die letzten Moleküle Wasser im Metahalloysit gehen erst bei einer Temperatur von 400—450° analog wie beim Kaolinit fort. Halloysit bildet dichte Massen mit muscheligen Bruch, beide Minerale erweisen sich unter dem Mikroskop als glatte, farblose Blättchen ohne merkbare Doppelbrechung. Die Zusammensetzung des Halloysits ist  $\text{Al}_2\text{O}_3 \cdot 2\text{SiO}_2 \cdot 4\text{H}_2\text{O}$ , die des Metahalloysits  $\text{Al}_2\text{O}_3 \cdot 2\text{SiO}_2 \cdot 2\text{H}_2\text{O}$ . Die Minerale der Montmorillonit-Nontronit-Gruppe unterscheiden sich schließlich durch gemeinsame Eigenschaften leicht von den vorigen. Sie besitzen eine wesentlich höhere Doppelbrechung, ihre Entwässerung vollzieht sich kontinuierlich, jedem Wasserdampfdruck der Umgebung entspricht (wie bei den Zeolithen) ein bestimmter Wassergehalt des Minerals. Sie sind quellbar und zeigen Basenaustausch. Ihr Gitterbau weist auf ihre nahen verwandtschaftlichen Beziehungen untereinander hin. Montmorillonit kommt als Walkerde, Fullererde, Bleicherde<sup>1</sup>, Bentonit, Terre à foulon vor, er findet sich im Ton vieler Böden und Sedimente und tritt auch schließlich in Hohlräumen und auf Klüften vieler Gesteine auf. Ganz besonders kommt der Montmorillonit als Zersetzungsprodukt der Effusivgesteine in Frage, es scheint, als wenn sich seine Bildung bei relativ niedrigen Temperaturen an der Erdoberfläche vollzogen hat. Bis 200°, bei welcher Temperatur die Hauptmenge des Wassers verloren gegangen ist, verläuft der Entwässerungsvorgang sehr gleichmäßig, dann folgt langsame Abgabe bis 400° und zwischen 400 und 500° sprunghaftes Entweichen des letzten Wasseranteiles. Unter dem Mikroskop erscheint der Montmorillonit als aus kleinen, dünnen Blättchen aufgebaut, die ein rauhes und körniges Aussehen zeigen. Die Doppelbrechung ändert sich mit dem Gehalt an Wasser. Es fällt sein Gehalt an MgO und CaO auf, die aber als wesentliche Gemengteile zu gelten haben; die Alkalien treten demgegenüber zurück. Den Montmorilloniten kann die Formel  $n(\text{Ca}, \text{Mg})\text{O} \cdot \text{Al}_2\text{O}_3 \cdot 4\text{SiO}_2 \cdot \text{H}_2\text{O} \cdot m\text{H}_2\text{O}$  zugeschrieben werden, wobei n in der Nähe von 1 liegt und MgO das CaO überwiegt, m liegt bei lufttrockenem Material zwischen 4 und 5. Dem Gitterbau ist besonders die Verknüpfung der Schichten zu Schichtpaketen eigenartig. Die Zusammensetzung eines solchen Schichtpaketes ist  $(\text{OH})_4\text{Al}_4\text{Si}_8\text{O}_{20}$ . „Die verwandten Strukturen des Halloysit, Metahalloysit, Kaolinit und Montmorillonit“, so führt W. v. ENGELHARDT<sup>2</sup> aus, „lassen sich folgendermaßen entwickeln: Alle Gitter bestehen aus einer Aufeinanderfolge von  $\text{Si}(\text{O}, \text{OH})_4$ -Tetraederschichten und  $\text{Al}(\text{O}, \text{OH})_6$ -Oktaederschichten in Richtung der c-Achse, sie unterscheiden sich durch die Art der Zusammensetzung dieser Schichten zu Schichtpaketen. Beim Halloysit liegt überhaupt kein solcher Zusammenschluß vor. Die Si-Schichten bestehen aus  $\text{SiO}_3(\text{OH})$ -Tetraedern, die Al-Schichten aus  $\text{Al}(\text{OH})_6$ -Oktaedern, und ein valenzmäßiger Zusammenhang besteht nur innerhalb dieser Schichten. Wenn durch Wasseraustritt aus diesem Gittertyp zwischen je einer Si- und einer Al-Schicht eine hauptvalenzmäßige Verbindung durch Brückensauerstoffe geschaffen wird, erhält man die Gitter der Kaolinitminerale und des Metahalloysit, in denen also Schichtpakete aus je zwei Schichten vorliegen. Die Si-Schichten enthalten  $\text{SiO}_4$ -Tetraeder, die Al-Schichten  $\text{AlO}_2(\text{OH})_4$ -Oktaeder. Im Gitter des Montmorillonit endlich sind immer je drei Schichten durch Brückensauerstoffe verbunden. Im resultierenden Schichtpaket umgeben zwei Si-Schichten aus  $\text{SiO}_4$ -Tetraedern eine Al-Schicht aus  $\text{AlO}_4(\text{OH})_2$ -Oktaedern.“ Mit steigender  $\text{H}_2\text{O}$ -Aufnahme wird der Abstand der Schichtpakete immer größer und verkleinert sich wieder bei der Trocknung des Minerals, wodurch sich die Quellungserscheinungen des Montmorillonits erklären lassen. Dem bis auf das Wasser innerhalb der Schichten entwässerten Montmorillonit kommt, wenn man

<sup>1</sup> Hier die Bezeichnung Bleicherde als Mittel zur Raffination von Rohölen, also nicht im bodenkundlichen Sinne gebraucht.

<sup>2</sup> ENGELHARDT, W. v.: a. a. O. S. 309.

den Gehalt an MgO und CaO unberücksichtigt läßt, die Zusammensetzung des Pyrophyllits zu, nämlich  $\text{Al}_2\text{O}_3 \cdot 4 \text{SiO}_2 \cdot \text{H}_2\text{O}$ . Der Basenaustausch kommt insbesondere für das Magnesium in Frage, jedoch auch Kalzium, Natrium und Kalium erweisen sich als austauschfähig, wie dieses von KELLEY, DOVE und BROWN, ALTEN und KURMIES dargelegt worden ist<sup>1</sup>. Der im Boden stattfindende Basenaustausch soll im wesentlichen auf die Gegenwart der Minerale der Montmorillonit-Nontronit-Gruppe zurückzuführen sein. Auch für den Verwitterungsvorgang erweisen sie sich von großer Bedeutung. Der Beidellit ist dem Montmorillonit ähnlich. Nontronitminerale stellen wasserhaltige Eisensilikate mit mehr oder weniger Gehalt an Aluminium dar, sie zeigen eine große chemische Variabilität und kommen zumeist als Zersetzungsprodukte auf Klüften und in Hohlräumen des Gesteins vor, aber auch in Sedimenten und im Boden<sup>2</sup>. Die Entwässerung erfolgt auch hier kontinuierlich. Sie kommen in erdigen, tonigen, kompakten und harten Massen von gelber bis grüner Farbe vor, die sich unter dem Mikroskop zu feinen Blättchen und Fasern auflösen. Die mittlere chemische Zusammensetzung kann durch die Formel  $(\text{Al}, \text{Fe})_2\text{O}_3 \cdot 3 \text{SiO}_2 \cdot m \text{H}_2\text{O}$  zum Ausdruck gebracht werden, wobei  $\text{Fe} > \text{Al}$  ist und  $m$  sich meistens zwischen 2 und 3 bewegt. Auch MgO und CaO sind in nicht zu vernachlässigenden Mengen vorhanden. Im Gitterbau und Basenaustausch ähneln sie dem Montmorillonit. Durch die Anteilnahme der Montmorillonit- und Nontronitminerale am Aufbau der Tonsubstanzen erweist sich die frühere Auffassung, nach der die Tonminerale lediglich aus  $\text{Al}_2\text{O}_3(\text{Fe}_2\text{O}_3)$ ,  $\text{SiO}_2$  und  $\text{H}_2\text{O}$  zusammengesetzte Gebilde seien, nicht mehr haltbar. Schließlich gibt es nun aber auch noch solche Tonminerale, welche noch einen wesentlich höheren Mg-Gehalt denn der Montmorillonit führen, sie dürften wahrscheinlich diesem und dem Lepidolit sowie Meerschäum nahestehen ( $2 \text{MgO} \cdot 3 \text{SiO}_2 \cdot n \text{H}_2\text{O}$ ). Sodann wäre noch der, bisher allerdings wenig erkannte, Leverrierit zu erwähnen, der ein kalihaltiges Tonmineral darstellt ( $\text{Al}_2\text{O}_3 \cdot 2 \text{SiO}_2 \cdot (\text{H}_2, \text{K}_2)\text{O}$ ) und in seinen Eigenschaften zwischen Kaolinit und Muskovit steht.

Von Einzeluntersuchungen auf diesem Gebiet sei auf nachstehende aufmerksam gemacht: Es konnte A. VASEL<sup>3</sup> zeigen, daß Kaolin und Ton nach dem Brennen bei  $1300^\circ$  durch 20proz. kochende Natronlauge verschieden angegriffen werden, nämlich Ton gar nicht, Kaolin unter erheblicher Gewichtsverminderung und freierwerdender Kieselsäure. Es entsteht aus dem Kaolin beim Brande Mullit  $3 \text{Al}_2\text{O}_3 \cdot 2 \text{SiO}_2$ , aus dem Ton der Metaton  $\text{Al}_2\text{O}_3 \cdot 2 \text{SiO}_2$ , so daß dem Kaolin die Formel  $6 \text{Al}_2\text{O}_3 \cdot 12 \text{SiO}_2 \cdot 9 \text{H}_2\text{O}$ , dem Ton  $2 \text{Al}_2\text{O}_3 \cdot 4 \text{SiO}_2 \cdot 3 \text{H}_2\text{O}$  zuerkannt wird<sup>4</sup>. Desgleichen bringen R. SCHWARZ und W. KLÖS<sup>5</sup> Untersuchungen über das Verhalten des Kaolins beim Erhitzen zwischen  $20$  und  $1000^\circ$  bei. Die sich zeigenden Diskontinuitäten weisen darauf hin, daß die erste derselben dem Zerfall des Metakaolins  $\text{Al}_2\text{O}_3 \cdot 2 \text{SiO}_2$ , die zweite dem Beginn der Mullitbildung entspricht bzw. damit in Zusammenhang gebracht werden kann. Der von O. KOERNER und Mitarbeitern<sup>6</sup> durchgeführte isotherme Abbau von Tonsubstanz in Gestalt des Zettlitzer Kaolins ließ dartun, daß das Tonmolekül nicht „die allgemein angenommene Zusammensetzung  $\text{Al}_2\text{O}_3 \cdot 2 \text{SiO}_2 \cdot 2 \text{H}_2\text{O}$  hat, sondern  $[\text{Al}_2\text{O}_3 \cdot 2 \text{SiO}_2]_2 \cdot 3 \text{H}_2\text{O}$  bzw.  $\text{Al}_2\text{O}_3 \cdot 2 \text{SiO}_2 \cdot 1,5 \text{H}_2\text{O}$ ;  $0,5 \text{ Mol H}_2\text{O}$  sind im lufttrockenen

<sup>1</sup> KELLEY, W. P., W. H. DOVE u. S. M. BROWN: Soil Sci. **31**, 25 (1931). — ALTEN, F., u. B. KURMIES: Beih. Z. angew. Chem. u. Chem. Fabrik Nr 21 (1935).

<sup>2</sup> Vgl. C. W. CORRENS u. F. K. SCHLÜNZ: Z. Pflanzenernährg **44**, 316 (1936).

<sup>3</sup> VASEL, A.: Keram. Rdsch. **43**, 457 (1935).

<sup>4</sup> VASEL, A.: Cbl. f. Min. usw. A **1936**, 290.

<sup>5</sup> SCHWARZ, R., u. W. KLÖS: Beitrag zur Kenntnis des Kaolins. Z. anorg. u. allg. Chem. **196**, 213 (1931).

<sup>6</sup> KOERNER, O., K. PUKALL u. H. SALMUG: Untersuchungen über die Wasserbindung in der Tonsubstanz. Ebenda **223**, 69 (1935).

Material absorbiert. Die Entwässerung erfolgt stufenweise vom 1,5- über das 1- und 0,5-Hydrat zum wasserfreien  $\text{Al}_2\text{O}_3 \cdot 2 \text{SiO}_2$  (Metakaolin)“. R. SCHWARZ und G. TRAGESER<sup>1</sup> weisen dagegen darauf hin, daß der Zettlitzer Kaolin nicht aus reiner Tonsubstanz besteht, sondern vielmehr mindestens 10% an Beimengungen in Form von Feldspat- und Glimmerresten führt. Daher könne die Wasserabbaukurve niemals 2 Mol  $\text{H}_2\text{O}$  angeben, und es erscheine daher verständlich, wenn KOERNER und Mitarbeiter bei ihrem isobaren Abbau nur etwa 1,5 Moleküle gebundenen Wassers hätten feststellen können. Da aber eine hydrothermale Synthese des Kaolins aus Feldspat, Glimmer und anderen Silikatmineralien möglich sei, so gelänge es auch, „die in gewöhnlichem Kaolin vorliegenden Beimengungen durch eine hydrothermale Nachbehandlung in Kaolin umzuwandeln. Bei einem so behandelten Kaolin läßt sich der Gehalt an gebundenem Wasser bis auf 1,76 Mol  $\text{H}_2\text{O}$  erhöhen. Hieraus ist zu schließen, daß die Zusammensetzung der Tonsubstanz, wie allgemein angenommen, der Formel  $\text{Al}_2\text{O}_3 \cdot 2 \text{SiO}_2 \cdot 2 \text{H}_2\text{O}$  entspricht“. R. H. I. ROBORGH und N. H. KOLKMEIER<sup>2</sup> gelangen zu der Auffassung, daß die Oberflächen der in der Tonfraktion vorhandenen kristallinen Stoffe chemisch und physikalisch übereinstimmen, und läßt sich nach ihnen die Gleichheit der Zusammensetzung dieser Oberflächen in zweierlei Art erklären: „1. Die Tonsubstanz der verschiedenen Böden besteht aus einem Mineral oder aus einer Mischung derselben Mineralien in gleicher Menge. 2. Die Tonsubstanz der verschiedenen Böden besteht aus variablen Mischungen verschiedener Mineralien, aber die übereinstimmenden klimatologischen Faktoren bewirken die Entstehung chemisch und physikalisch übereinstimmender Hydrolysenprodukte, welche sich an der Oberfläche der im Ton vorhandenen Mineralien in Form einer dünnen Haut absetzen.“ Hypothese 1 halten sie für die Erklärung der gleichen Oberflächenzusammensetzung der Tonmineralien für sehr unwahrscheinlich, plausibler erscheint ihnen die zweite. „Nach ihr sollte die Tonfraktion aus verschiedenen Mineralien und einem klimatologisch bestimmten adsorptiven Hydrolysenprodukt bestehen. Diese Hypothese findet ihre Stütze in der in der Bodenkunde allgemein anerkannten Auffassung, daß der Boden eine Funktion des Klimas ist. Es läßt sich denken, daß beim Angriff der Gitter der Silikate von verschiedenem Typus und verschiedener chemischer Zusammensetzung an deren Oberfläche ein Hydrolysenprodukt stabilisiert wird, das mit der Umgebung im Gleichgewicht steht. Und die Umgebung, d. h. die Bodenlösung, ist wohl unter gleichen klimatologischen Verhältnissen gleichartig. Diejenigen Bestandteile dieser Lösung, welche bei der Bildung des stabilen Hydrolysenproduktes eine Rolle nicht spielen, werden von der Bodenlösung fortgeführt, bis schließlich die Zusammensetzung der Oberflächenschicht des Tonteilchens vollkommen durch die Art und Zusammensetzung der Bodenlösung, welche in direkter Beziehung mit der Oberflächenschicht ist, bestimmt wird<sup>3</sup>.“ Eine Extraktion mit Salzsäure ließ ein hochdisperses Material, bestehend aus Al-Fe-Si-Gel, entfernen, und es darf daraus entnommen werden, daß die Extraktion nur die Oberflächenschichten der Tonpartikel löst. Die hochdisperse Natur der Tonsubstanz geht daraus hervor, daß diese Gele offenbar kein Gitter, welches sich mittels Röntgenanalyse aufdecken läßt, besitzen. Jedoch war es nicht möglich, Näheres über die Struktur der Gelhaut zu erfahren, da diese infolge ihrer fast amorphen Beschaffenheit „keine durch das Röntgendiagramm nachweisbare Struktur“ erkennen läßt. Die

<sup>1</sup> SCHWARZ, R., u. G. TRAGESER: Über die Zusammensetzung der Tonsubstanz. Ebenda 226, 179 (1936). — SCHWARZ, R., u. R. WALCKER: Die Genesis der natürlichen Aluminiumhydroxilicate. Ebenda 145, 304 (1925).

<sup>2</sup> ROBORGH, R. H. I., u. N. H. KOLKMEIER: Über die Struktur des Adsorptionskomplexes der Tone. Z. Kristallogr. A 94, 74 (1936). <sup>3</sup> — S. 77 u. 78.

Verfasser hoffen, daß ein Elektronenstrahlendiagramm vielleicht Aufschluß zu erbringen vermag. P. SCHACHTSCHABEL<sup>1</sup> zieht aus seinen Befunden der Dehydratisierung und Rehydratisierung des Kaolins den Schluß, daß das Kaolingitter bei der Entwässerung eingedrückt und bei der Wiederbewässerung zurückgebildet wird. Des weiteren liefert M. MEHMEL<sup>2</sup> einen Beitrag über die Wassergehaltsverhältnisse des Kaolinitis, Halloysits und Montmorillonits.

Die vom Gesichtspunkt der Agrikulturchemie überaus wichtigen Umtauschreaktionen werden, abgesehen von der chemischen Zusammensetzung, durch den Feinbau der Umtauschkörper vornehmlich beeinflußt. Als solche erblickt H. PALLMANN<sup>3</sup> kristallisierte Silikate, Gele von Kieselsäure, Aluminium- und Eisenoxydhydrat, Allophanone, Humusstoffe, Lignin, hochpolymere Kohlehydrate, Proteine wie dergleichen Substanzen. Er teilt dieselben folgendermaßen in zwei Hauptklassen ein: „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  $\text{SiO}_2$ ;  $\text{Al}_2\text{O}_3$ ;  $\text{Fe}_2\text{O}_3$  usw.) 2. Ionendisperse Umtauschkörper mit unzugänglichen 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. Intramizellare Quellung, maximale Wassermagazinierung. Mit steigender Lockerung der Innendispersitäten werden die Bindefestigkeiten der Austauschionen abgeschwächt; durch Dehydratation des Gesamtsystems (Dispersionsmittel + Umtauschkörper) wird der Ioneneintausch schwächer. (Beispiele: Proteine, Graphitsäure, Quelltone vom Typus: Montmorillonit, Beidellit, Nontronit usw.)“ Durch W. NOLL<sup>4</sup> wird dargetan, daß das Sorptionsvermögen des Kaolins nur sehr gering ist und fast unabhängig von der Art der Anionen, das Sorptionsvermögen der Tone wird praktisch ausschließlich durch den Gehalt an Allophan bedingt. Allophanone vermögen aus Karbonatlösungen so viel Kalium zu sorbieren, daß im Allophananteil das Verhältnis  $\text{K}_2\text{O} : \text{Al}_2\text{O}_3 \cong 1 : 3$  ist. Die Sorption des Kaliums aus Kaliumkarbonatlösung durch Kaolin wird als Adsorption, die der Allophanoide als eine Kombination von Chemoadsorption aufgefaßt. Nach Untersuchungen von A. JACOB und Mitarbeitern<sup>5</sup> sind in der Tonfraktion aller Böden die Interferenzen kristalliner Tonmineralien zu erkennen. Das Kationenaustauschvermögen wird durch Kochen mit konzentrierter Salzsäure vermindert, jedoch nicht vernichtet. Mit dem röntgenoptisch sichtbaren Angriff auf die Tonsubstanz verläuft etwa

<sup>1</sup> SCHACHTSCHABEL, P.: Über Dehydratisierung und Rehydratisierung des Kaolins. Chem. Erde **4**, 395 (1930).

<sup>2</sup> MEHMEL, M.: Beitrag zur Frage des Wassergehaltes der Minerale Kaolinit, Halloysit und Montmorillonit. Chem. Erde **11**, 1 (1937) — Beziehungen zwischen Wassergehalt und Lichtbrechung bei den Tonmineralien. Fortschr. Min., Krist. u. Petrogr. **6**, 21 (1938).

<sup>3</sup> PALLMANN, H.: Über starre und elastische Umtauschkörper. Bodenkundl. Forsch. **6**, 21 (1938).

<sup>4</sup> NOLL, W.: Die Sorption des Kaliums in tonigen Sedimenten und ihre Bedeutung für die Bildung des Kaliglimmers bei der Metamorphose. Chem. Erde **6**, 1 (1931).

<sup>5</sup> JACOB, A., U. HOFMANN, H. LOOFMANN u. E. MAEGDEFRAU: Chemische und röntgenographische Untersuchungen über die mineralische Sorptionssubstanz im Boden. Beih. Z. angew. Chem. u. Chem. Fabrik Nr 21 (1935).

parallel eine Abnahme des Kationenaustauschvermögens. Die Größe des letzteren verläuft parallel mit der röntgenoptisch feststellbaren Menge des jeweiligen Tonminerals. Sie nehmen infolgedessen an, daß der Basenaustausch im Boden durch die kristallinen Tonminerale Kaolinit, Montmorillonit und ein noch näher zu untersuchendes Tonmineral hervorgerufen wird. J. v. SCIJKY<sup>1</sup> kennzeichnet die Kolloide des Bodens entsprechend ihrer vermutlichen chemischen Struktur nach als Azidoide, Basoide und Ampholytoide, d. h. sie verhalten sich wie sehr schwach dissoziierte unlösliche Säuren und sind amphoterisch. Der gesamte Komplex mineralischer und organischer Kolloidverbindung verhält sich zumeist als ein Ampholytoid, so daß er weder als ein einheitlich definierter Komplex von Verbindungen noch als eine Mischung solcher anzusehen ist, sondern sich als „riesenhafte amphoterische Ionen, welche sich miteinander ebenso wie mit einfachen Ionen verbinden“, zu erkennen gibt. Es werden von ihm die Natur und Gesetze der Ionenaustauschreaktionen sowie der Hydrolyse bzw. des Abbaus der kolloiden Bodensubstanz durch saure und alkalische Eingriffe auf obiger Grundlage besprochen und derartige Reaktionen bei künstlichen Aluminiumsilikaten, Proteinlignaten und natürlichen Bodenkolloiden durch Versuchsergebnisse erläutert. R. H. I. ROBORGH<sup>2</sup> studiert die Tonfraktionen einer Anzahl von niederländischen Schwemmlandtonböden sowohl ihrer Zusammensetzung als ihrem Adsorptionsvermögen nach und findet, daß ein großer Teil derselben aus einer Mischung von Halloysit, Chlorit, basaltischer Hornblende, Muskovit, Orthoklas und Kaolinit aufgebaut ist, deren Oberfläche in Berührung mit Wasser der Hydrolyse unterliegt, wodurch sich dünne Schichten bilden, welche die Adsorption auslösen. Es scheint, als ob diese dünnen Schichtgebilde bei verschiedenen Böden gleichartig sind. Da J. H. HELLMERS und R. KÖHLER<sup>3</sup> die von ihnen untersuchten reinen und gemischten Gele stets den ihnen entsprechenden, natürlich vorkommenden Mineralen gleichzusetzen vermochten, so sehen sie in der Heranziehung der Brechungsexponenten der sich bei der Verwitterung bildenden  $Al_2O_3$ - und  $SiO_2$ -Gele einen gangbaren Weg zu deren Bestimmung, zumal es ständig Mineralien sind, die schon als Endprodukte der Verwitterung erkannt worden sind. Die festgestellten Brechungsexponenten des reinen lufttrockenen Tonerdegels und des reinen Kieselsäuregels liegen sehr weit auseinander, so daß die Bestimmung beider Gele nebeneinander sowie auch die annähernde Kennzeichnung einer Mischung derselben keine Schwierigkeiten bietet. J. H. HELLMERS<sup>4</sup> äußert sich hierüber des weiteren dahingehend, daß zwar die Art der im Boden vorhandenen Verwitterungskolloide vermittelt der mineralogisch-mikroskopischen Untersuchungsmethodik nicht festgestellt werden könne, sondern nur durch die Bestimmung des Brechungsexponenten herbeigeführt zu werden vermöge, wenngleich sich hier wohl Schwierigkeiten infolge des Auftretens von Gelgemengen einstellen. Eine nähere Untersuchung ergab kein Anzeichen für eine Neubildung von Mineralien, und die Gelgemische entsprechen dem Allophan, Halloysit, Montmorillonit. Dagegen bei Korngrößen unter  $2 \mu$  erwies sich die Benutzung der Brechungsexponenten auch nicht mehr möglich, und es mußten dann Röntgenuntersuchungen zu Rate gezogen werden. W. BUJAKOWSKY und G. TRESCHOW<sup>5</sup> vertreten hinsichtlich der Bestimmung der Sesquioxide des Verwitterungskomplexes im Salzsäureauszug

<sup>1</sup> SCIJKY, J. v.: Der chemische Charakter und die Bedeutung der kolloiden Fraktion des Bodens. Z. Pflanzenernährg **41**, 165 (202) (1936).

<sup>2</sup> ROBORGH, R. H. I.: Studie über die Natur des Tons. Diss. Wageningen 1935.

<sup>3</sup> HELLMERS, J. H., u. R. KÖHLER: Die Bestimmung von Tonerde- und Kieselsäuregel im Boden auf optischem Wege. Mitt. Labor. preuß. geol. Landesanst. **1935**, H. 21, 50.

<sup>4</sup> HELLMERS, J. H.: Die mineralogische Bodenuntersuchung. Chemik.-Ztg **59**, 606 (1935).

<sup>5</sup> BUJAKOWSKY, W., u. G. TRESCHOW: Zur Bestimmung des Verwitterungskomplexes im Boden. Kong. Vet.- und Landboh. Aarskrift 1933, 121.

den Standpunkt, daß diese nur in beschränktem Maße durchführbar sei. Eine Trennung ließe sich nur in solchen Böden erreichen, deren nichtverwitterter Teil aus in Säuren nicht oder doch nur wenig angreifbarem Material besteht, wie z. B. Quarzsande und evtl. auch Böden saurer Eruptivgesteine. Die Bestimmung des Kieselsäureanteils im Verwitterungskomplex erweise sich zur Zeit überhaupt noch als ausgeschlossen. Indem C. W. CORRENS<sup>1</sup> die Ergebnisse seiner eigenen Untersuchungen sowie die seiner Mitarbeiter und Schüler zusammenfaßt, gelangt er gleichfalls zur Ansicht, in den Tonen nur Gemenge verschiedener Minerale mit wechselndem chemischen Verhalten zu erblicken. Die Frage, ob alle Komponenten durch die mikroskopische und röntgenographische Untersuchungsmethode erfaßt werden können, beantwortet er dahin, daß die röntgenographische Untersuchung amorphe Substanzen und Gele nicht festzustellen erlaube, jedoch müsse man dabei scharf unterscheiden „zwischen den Begriffen kolloid und amorph. Die von uns in denen Tonen gefundenen Minerale sind zum größten Teil kolloid, aber, wie eben das Röntgenbild zeigt, zugleich kristallin. Um amorphe Substanz mit Sicherheit nachzuweisen, haben wir auch heute noch kein Mittel“. Die Färbemethoden und die chemische Analyse versagen gleichfalls. „Und schließlich muß darauf verwiesen werden“, fährt er weiter fort, „daß die gemengten Gele niemals in Tonen nachgewiesen werden, sondern nur eine Hypothese sind zur Deutung von Erscheinungen, die heute ebensogut auch durch kristalline Teilchen erklärt werden können. Insbesondere zeigt der kristallisierte Montmorillonit Basenaustausch<sup>2</sup>“. Daß endlich die chemische Analyse nicht in der Lage ist, Gele in den Tonen nachzuweisen, wird seines Erachtens durch den starken Angriff der Säure und Basen auf jene Minerale, die die Bestandteile der Tone ausmachen, bewiesen, worüber nachstehende Tabellen weiteren Aufschluß geben:

Abbau von Tonmineralen (in Prozent des Ausgangsmaterials) nach THIÉBAUT<sup>3</sup>.

	Quarz		Orthoklas		Adular	Muskovit			Kaolin	
	a	b	a	b	a	a	b	c	krist.	techn.
NaOH* 1:10 . .	5,1	0,96	7,31	1,81	1,49	2,15	nicht untersucht			2,70
HCl** 18% . . .	—	—	4,54	2,93	8,03	32,56	11,76	5,04	9,44	15,85
H <sub>2</sub> SO <sub>4</sub> ** 20% . .	—	—	10,42	3,54	4,54***	100	100	100	100	100

a = Durchmesser 0,001 mm; b = Durchmesser 0,001—0,06 mm; c = Durchmesser 0,06 bis 0,15 mm.

\* 30 Minuten auf dem Wasserbad behandelt. \*\* Bis zur Trockenheit (ohne Kochen) eingedampft. \*\*\* Vorher 1/2 Stunde mit NaOH behandelt.

Die Ansicht, „es finde bei der Sedimentbildung eine Stoffsonderung statt, und die Tone seien einfach der Rückstand der chemischen Verwitterung, ist abzuändern. Die Tone sind in ihrer Korngrößenzusammensetzung und in ihrem Mineralbestand variabel. Die mechanische Aufbereitung hört offenbar bei den feinen Korngrößen nicht auf, und wir finden ihre Reste auch in den Tonen . . . Auch der Anteil des Rückstandes der chemischen Verwitterung ist nichts Einheitliches, sondern kann aus Halloysit, Kaolin oder Montmorillonit oder Gemengen von diesen bestehen“.

<sup>1</sup> CORRENS, C. W.: Petrographie der Tone. Naturwiss. **24**, 117 (1936) — Über die Bestandteile der Tone. Z. dtsh. geol. Ges. **85**, 706 (1933).

<sup>2</sup> CORRENS, C. W.: a. a. O. S. 123.

<sup>3</sup> THIÉBAUT, J. L.: Contribution à l'étude des sédiments Argilo-Calcaires du Bassin de Paris. Bull. Soc. sci. Nancy, IV. sér., 2 V, 509—674.



Abbau von Halloysit, Metahalloysit und Kaolinit in Salzsäure, Natronlauge und H<sub>2</sub>O<sub>2</sub> bei 30 Minuten Einwirkung nach M. MEHMEL<sup>1</sup>.

	5proz. HCl %	10proz. HCl %	konz. HCl %	1proz. NaOH %	10proz. NaOH %	6proz. H <sub>2</sub> O <sub>2</sub> %
Zimmertemperatur.						
Halloysit . . . . .	8	13	16	12	19	—
Metahalloysit . . . . .	2	3	4	4	11	—
Kaolinit . . . . .	1	1	3	2	5	—
Wasserbadtemperatur.						
Halloysit . . . . .	16	33	46	40	77	1
Metahalloysit . . . . .	10	12	21	12	56	—
Kaolinit . . . . .	1	2	4	6	20	—

F. K. SCHLÜNZ<sup>2</sup> unterzog zwei mecklenburgische Tone, einen Diluvialton von Papenberg bei Rostock und einen Tertiärton (Septarienton) von Malliss, nach der Methode von SVEN ODÉN in Atterberg-Schlämmzylindern einer Aufbereitung und konnte durch die Zerlegung folgende Anteile ermitteln:

	Fallhöhe	Fallzeit	Teilchenradius
1. Fraktion . . . . .	10 cm	9 Stunden	< 1 μ
2. Fraktion . . . . .	30 „	50 Minuten bis 9 Stunden	1— 5,5 μ
3. Fraktion . . . . .	30 „	10—50 Minuten	5,5—12 μ
4. Fraktion . . . . .	30 „	1—10 „	12—30 μ
5. Fraktion . . . . .	30 „	1 Minute	> 30 μ

Die mikroskopische Untersuchung ergab:

Mineralbestand des Papendorfer Diluvialtons.

	1—5,5 μ	5,5—12 μ	12—30 μ	größer als 30 μ
Quarz . . . . .	18,7	23,4	25,6	28,7
Feldspat . . . . .	7,3	11,2	16,1	17,6
Kalzit . . . . .	13,5	12,9	15,0	13,6
Hornblende . . . . .	6,6	7,5	6,7	7,0
Biotit . . . . .	2,7	5,4	5,8	7,0
Muskovit . . . . .	26,6	18,6	15,4	11,5
Chlorit und Serpentin . . . . .	5,1	5,5	3,6	5,7
Hochlichtbrechende Mineralien . . . . .	5,6	4,7	3,7	2,4
Undurchsichtige Gemengteile . . . . .	3,3	3,1	1,6	1,1
Nichtbestimmbar . . . . .	10,6	7,7	6,5	5,4

Mineralbestand des Septarientons von Malliss.

	1—5,5 μ	5,5—12 μ	12—30 μ	größer als 30 μ
Quarz . . . . .	29,0	35,4	42,2	40,5
Feldspat . . . . .	0,5	1,2	4,3	7,3
Kalzit . . . . .	2,5	6,0	5,5	12,2
Kokkolithen . . . . .	11,0	8,7	10,0	—
Breunerit . . . . .	2,0	3,1	3,3	8,9
Muskovit . . . . .	36,0	25,3	16,2	9,3
Chlorit . . . . .	0,8	1,6	2,3	0,8
Hochlichtbrechende Mineralien . . . . .	5,0	5,1	4,2	5,8
Undurchsichtige Gemengteile . . . . .	4,5	3,4	5,7	8,5
Nichtbestimmbar . . . . .	8,7	10,2	6,3	6,7

<sup>1</sup> MEHMEL, M.: Über die Struktur von Halloysit und Metahalloysit. Z. Kristallogr. A 90, 35—43 (1935).

<sup>2</sup> SCHLÜNZ, F. K.: Mikroskopische und chemische Untersuchungen zweier Tone. Chem. Erde 8, 165 (1933); obige Tabellen S. 168, 173 und 175.

## Die chemische Analyse erbrachte nachstehende Befunde:

Chemische Analyse des Papendorfer Tons<sup>1</sup>.  
Wassergehalt des ungeschlämmten Tons bei 105°: 23,15%.

	Gesamt %	<1 %	1—5,5 %	5,5—12 %	12—30 %	>30 $\mu$ %
SiO <sub>2</sub> . . . . .	46,51	45,91	46,35	49,09	50,55	52,37
Al <sub>2</sub> O <sub>3</sub> . . . . .	13,26	13,56	13,00	10,79	10,00	10,40
Fe <sub>2</sub> O <sub>3</sub> . . . . .	4,43	4,90	3,98	3,98	4,53	3,44
CaO . . . . .	13,23	11,91	14,20	12,95	13,70	13,65
MgO . . . . .	3,95	3,56	2,76	3,45	3,93	4,67
K <sub>2</sub> O . . . . .	1,00	0,89	1,18	1,72	1,60	1,75
Na <sub>2</sub> O . . . . .	0,76	0,75	0,83	1,24	1,21	1,55
TiO <sub>2</sub> . . . . .	1,14	1,46	1,31	1,06	1,32	1,57
H <sub>2</sub> O . . . . .	7,30	12,12	8,64	6,77	3,83	1,56
CO <sub>2</sub> . . . . .	8,61	5,01	7,63	8,64	9,13	9,06
	100,19	100,07	99,88	99,69	99,80	100,02

Chemische Analyse des Mallisser Tons<sup>1</sup>.  
Wassergehalt des ungeschlämmten Tons bei 105°: 14,96%.

	Gesamt %	Zentr.-Frakt. < 0,05 %	0,05—1 %	1—5,5 %	5,5—12 %	12—30 %	>30 $\mu$ %
SiO <sub>2</sub> . . . . .	50,10	49,83	48,04	55,00	58,35	59,45	53,57
Al <sub>2</sub> O <sub>3</sub> . . . . .	19,34	24,32	22,25	14,18	11,38	9,91	10,71
Fe <sub>2</sub> O <sub>3</sub> . . . . .	4,77	6,54	4,16	5,27	5,91	8,04	9,75
CaO . . . . .	7,76	2,12	8,42	8,16	8,13	8,13	9,32
MgO . . . . .	3,21	3,31	2,34	3,26	3,34	2,23	2,73
K <sub>2</sub> O . . . . .	1,77	2,07	1,12	1,74	1,44	1,53	1,26
Na <sub>2</sub> O . . . . .	1,09	1,16	1,09	0,98	0,81	1,01	1,91
TiO <sub>2</sub> . . . . .	0,48	0,42	0,37	1,41	1,21	1,17	0,85
H <sub>2</sub> O . . . . .	6,36	9,16	6,44	4,82	3,06	3,04	3,71
CO <sub>2</sub> . . . . .	5,19	0,94	5,46	4,95	5,76	4,76	6,00
	100,07	99,87	99,69	99,77	99,39	99,27	99,81

Es geht aus diesen Ermittlungen hervor, daß mit sinkender Korngröße SiO<sub>2</sub>, CaO, CO<sub>2</sub> und auch wohl K<sub>2</sub>O abnehmen, Al<sub>2</sub>O<sub>3</sub> und H<sub>2</sub>O zunehmen. Bei allen übrigen Stoffen erfolgt die Zu- oder Abnahme etwas unregelmäßig. Im Mineralbestand vermindert sich der Anteil an Quarz und Feldspat, wogegen Muskovit zunimmt. Die Mineralberechnung aus der chemischen Analyse läßt hinreichende Übereinstimmung mit den mikroskopischen Befunden erkennen. 65% des Mineralanteils lassen sich beim Diluvialton, 26% beim Tertiärton noch erfassen. Die mikroskopisch nicht mehr erfaßbaren Fraktionen dürften sich beim ersten wohl den größeren Fraktionen anschließen, im tertiären Ton überwiegen die echten Kolloide, die zum Teil auch amorph sein können. F. K. SCHLÜNZ<sup>2</sup> stellt des weiteren bei der Untersuchung eines Liastons von Dobbertin fest, daß die aus obigen Befunden hervorgehenden Beziehungen auch hier die gleichen sind. Halloysit konnte als wesentliches Tonmaterial in der Fraktion < 1  $\mu$  und in der Zentrifugenfraktion mit dem Radius < 0,05  $\mu$  nachgewiesen werden. V. NOVÁK<sup>3</sup> wünscht, daß man in der modernen Bodenkunde der mineralogischen Zusammensetzung der Erden und Böden mehr Beachtung und größere Aufmerksamkeit als bisher

<sup>1</sup> SCHLÜNZ, F. K.: a. a. O. S. 177 bzw. 178.

<sup>2</sup> SCHLÜNZ, F. K.: Eine mikroskopische, röntgenographische und chemische Untersuchung des Liastons von Dobbertin. Chem. Erde **10**, 116 (1935). — CORRENS, C. W., u. F. K. SCHLÜNZ: Mineralogische Untersuchung dreier Mecklenburgischer Böden. Z. Pflanzenernährg **44**, 316 (1936). — CORRENS, C. W.: Mitt. mecklenb. geol. Landeanst. **43** (N. F. **8**) 57 (1936).

<sup>3</sup> NOVÁK, V.: Die mineralogische Zusammensetzung der Sandfraktionen. Verh. I. Komm. intern. bodenkundl. Ges. Vol. A, Bangor, Wales **1938**, 30.

schenke, da sie eine unbedingte Ergänzung der mechanischen und chemischen Analyse sei. Insbesondere bestehen die sandigen Bodenfraktionen aus zwei verschieden zusammengesetzten mineralogischen Bestandesmassen, einmal den chemisch unverwitterbaren und daher für die Pflanzenernährung nicht in Frage kommenden Anteilen, ein andermal dem chemisch verwitterungsfähigen Teil, der die Mineralstoffreserve für die Pflanzen darstellt und durch allmähliche Verwitterung frei wird. Die mineralogische Zusammensetzung könnte auch zur Klassifikation des Bodens Verwendung finden, und zwar auf Grund des Gehaltes an vorhandenen verwitterten Anteilen. Es ist dies die Summe der Kalifeldspate, des Plagioklases und der Minerale mit einem größeren spezifischen Gewicht als 2,8. Als unverwitterbar hat der Quarz zu gelten. Dementsprechend sind die Böden folgendermaßen zu klassifizieren, wobei die Tonfraktionen als praktisch bedeutungslose Anteile verwitterungsfähigen Materials angesehen werden.

Prozente des verwitterten mineralogischen Anteiles	Bezeichnung
0—10 . . . . .	Mineralleere Böden
10—20 . . . . .	Böden mit schwacher Mineralkraft
20—30 . . . . .	Böden mit mittlerer Mineralkraft
30—40 . . . . .	Böden mit starker Mineralkraft
>40 . . . . .	Böden mit sehr starker Mineralkraft

Als für die Zusammensetzung von Lockermaterialien in Frage kommende Untersuchungen sind des weiteren solche von P. NIGGLI<sup>1</sup>, A. v. MOOS<sup>2</sup>, M. GSCHWIND<sup>3</sup> und K. RICHTER<sup>4</sup> anzuführen. Auch E. BLANCK und R. THEMLITZ<sup>5</sup> bringen ein reiches Untersuchungsmaterial über die mechanische und chemische Zusammensetzung der verschiedensten und feinsten Aufbereitungsprodukte von Basalt, Buntsandstein, tertiären Tonen und Sanden bei. Als Beispiel sei an dieser Stelle nur der Aufbau eines bauxitisch-sandigen Produktes besagter Art angeführt.

	Ausgangsmaterial %	Grobsand 2,0—0,2 mm %	Feinsand 0,2—0,06 mm %	Mehlsand 0,06—0,02 mm %	grob. Schluff 0,02—0,006 mm %
SiO <sub>2</sub> . . . . .	62,20	94,60	79,79	69,65	60,98
TiO <sub>2</sub> . . . . .	1,09	0,22	0,83	1,16	1,12
Al <sub>2</sub> O <sub>3</sub> . . . . .	17,96	0,76	9,78	16,89	22,16
Fe <sub>2</sub> O <sub>3</sub> . . . . .	8,16	3,20	3,84	5,41	7,15
Mn <sub>3</sub> O <sub>4</sub> . . . . .	Sp.	—	—	—	Sp.
CaO . . . . .	0,56	0,32	0,23	0,30	0,34
MgO . . . . .	1,00	0,19	0,26	0,37	0,42
K <sub>2</sub> O . . . . .	2,43	0,12	0,81	1,23	1,20
Na <sub>2</sub> O . . . . .	0,24	Sp.	0,21	0,14	0,22
P <sub>2</sub> O <sub>5</sub> . . . . .	0,32	—	Sp.	Sp.	Sp.
SO <sub>3</sub> . . . . .	0,14	—	—	Sp.	Sp.
Hydr. H <sub>2</sub> O . . . . .	5,11	0,38	3,73	4,74	5,82
Feuchtigkeit . . . . .	1,07	0,16	0,46	0,35	0,55
	100,28	99,95	99,94	100,24	99,96

<sup>1</sup> NIGGLI, P.: Zusammensetzung und Klassifikation der Lockergesteine. Schweiz. Arch. 4 (1938). — QUERVAIN, F. DE, u. M. GSCHWIND: Die nutzbaren Gesteine der Schweiz. Bern: Hans Huber.

<sup>2</sup> Moos, A. v.: Geotechnische Eigenschaften und Untersuchungsmethoden der Lockergesteine. Schweiz. Bauztg 111, Nr 21 u. 22 (1938). — HAEFELI, R., u. A. v. MOOS: Drei Lockergesteine und ihre technischen Probleme. Ebenda 112, Nr 11 (1938).

<sup>3</sup> GSCHWIND, M.: Geotechnische Untersuchungen in der Schweiz von bodenkundlichem Interesse. Schweiz. landw. Mh. 1933, H. 3.

<sup>4</sup> RICHTER, K.: Gefüge und Zusammensetzung des norddeutschen Jungmoränen-Gebietes. Beih. Z. Geschieforsch. 11. Greifswald 1933.

<sup>5</sup> BLANCK, E., u. R. THEMLITZ: Der rote See bei Witzhausen usw. Chem. Erde 11, 375 (1937).

	fein. Schluff 0,006—0,002 mm %	Rohton			
		8 × 16 Std.- Fraktion %	4 × 16 Std.- Fraktion %	2 × 16 Std.- Fraktion %	1 × 16 Std.- Fraktion %
		SiO <sub>2</sub> . . . . .	55,79	47,82	44,76
TiO <sub>2</sub> . . . . .	1,12	1,24	1,01	1,03	1,08
Al <sub>2</sub> O <sub>3</sub> . . . . .	22,17	23,68	25,25	25,50	23,05
Fe <sub>2</sub> O <sub>3</sub> . . . . .	9,63	13,02	15,25	16,13	17,42
Mn <sub>3</sub> O <sub>4</sub> . . . . .	Sp.	Sp.	Sp.	Sp.	Sp.
CaO . . . . .	0,62	0,93	0,60	0,75	0,88
MgO . . . . .	1,08	1,68	1,61	1,62	1,80
K <sub>2</sub> O . . . . .	1,33	2,17	2,72	2,62	2,49
Na <sub>2</sub> O . . . . .	0,45	0,23	0,23	0,30	0,35
P <sub>2</sub> O <sub>5</sub> . . . . .	0,71	0,50	0,74	0,78	0,57
SO <sub>3</sub> . . . . .	Sp.	Sp.	Sp.	Sp.	Sp.
Hydr. H <sub>2</sub> O . . . . .	7,08	7,80	7,13	7,01	7,06
Feuchtigkeit . . . . .	0,55	0,86	1,18	1,50	1,54
	100,23	99,93	100,48	100,40	100,00 <sup>1</sup>

Aus diesen Befunden läßt sich entnehmen, daß mit der Zunahme des Feinheitsgrades gleichfalls die Kieselsäure abnimmt, und zwar anfangs erheblich schneller als in den letzten Stadien der Aufbereitung. Dagegen wächst der Gehalt an Tonerde und der des Eisens bis zum letzten Feinheitsgrade. Auch der Kalk- und Magnesiumgehalt nehmen bis zur ersten Rohtonfraktion zu, um dann beim Kalk etwas zu fallen, bei der Magnesia nahezu gleichzubleiben. Die Alkalien wachsen gleichfalls mit der Stärke des Verteilungsgrades, jedoch tritt dieses beim Kali deutlicher als beim Natron in Erscheinung. Im letzten Zerteilungsprodukt erreicht der Alkaligehalt denjenigen des Ausgangsmaterials. Die Menge der vorhandenen Phosphorsäure konzentriert sich im feinen Schluff und im Rohton, während sie in den größeren Anteilen nur in Spuren zugegen ist. Die im Ursprungsprodukt vorhandene geringfügige Schwefelsäuremenge kommt in den einzelnen Teilchengrößen vom Sand bis zum Rohton kaum zum Ausdruck, was aber sehr wohl mit dem immerhin noch verhältnismäßig hohen Löslichkeitsgrad der, vermutlich als Gips vorhandenen Schwefelsäure in Verbindung steht, insofern die geringe Menge an Gips bei der wiederholten Behandlung mit Wasser in Lösung geht. Schließlich steigt auch der Hydratwassergehalt von der Sand- bis zur ersten Rohtonfraktion, um dann etwas zu sinken, was im ersteren Falle selbstverständlich mit der Zunahme der tonhaltigen Bestandteile im Zusammenhang steht. Gleiches ergibt sich für den Feuchtigkeitsgehalt, der insbesondere in den feinsten Teilchen gegenüber den größeren erheblich zugenommen hat. Ein ähnliches Verhalten kommt der Titansäure zu. Nach P. SCHACHTSCHABEL<sup>2</sup> nimmt der Kalifeldspat mit den feineren Fraktionen stark ab, Glimmer dagegen zu. Er ist in der Rohtonfraktion in Höhe von 30—50% zugegen. Kalifeldspatgehalt und Abgabe nicht austauschbaren Kalis an die Pflanzen stehen in keinem Zusammenhang, wohl aber gilt solches für den Glimmergehalt. Montmorillonit konnte im Rohton zu 10—30% gefunden werden, in einem sehr leichten Boden sogar bis zu 30—50%. Da der berechnete S-Wert für Montmorillonit zu hohe Werte ergab, so dürfte den Glimmern eine wesentliche Rolle bei den Austauschprozessen eingeräumt werden. Da nach früheren Untersuchungen der Basenaustausch der Mineralsubstanz des Bodens an Gegenwart einer Verbindung  $Al_2O_3 \cdot 4 SiO_2 \cdot xH_2O$  geknüpft erschien, so wurden von I. A. SCHUCKA<sup>3</sup> reine Bentonite hergestellt

<sup>1</sup> BLANCK, E., u. R. THEMLITZ: a. a. O. S. 388.

<sup>2</sup> SCHACHTSCHABEL, P.: Mikroskopische und röntgenographische Untersuchungen von Böden. *Bodenkde u. Pflanzenernährg* **5** (50), 375 (1937).

<sup>3</sup> SCHUCKA, I. A.: Die Mineralbestandteile der Kolloidfraktionen der Böden. *J. amer. Soc. Agronomy* **24**, 421 (1932).

und mit diesen Austauschbestimmungen durchgeführt, ebenso wie auch solches mit dem Kolloidanteil eines Untergrund-Schlufflehms geschah, und dabei festgestellt, daß 50% der Kolloide dem Basenaustausch der Bentonite entsprechen. In einem Sandbodenprofil eines braunen bis rostfarbenen Bodens auf Sand konnte W. v. ENGELHARDT<sup>1</sup> an frischem Feldspat der feineren Fraktionen eine beginnende Auflösung oder Anätzung als wahrscheinlich vorhanden erkennen, die Glimmerteilchen setzten dagegen der chemischen Verwitterung größeren Widerstand entgegen. Der zersetzte Feldspat sah so aus, als wenn er vom Rande aus aufgelöst werde. Nur im tiefsten Untergrund konnte der Feldspat einwandfrei in der Tonfraktion in größerer Menge aufgefunden werden. „In den höheren Profiltteilen ist die auflösende Wirkung der chemischen Verwitterung wirksam, wie man aus dem reichlichen Vorkommen des zersetzten Feldspates nahe der Krume schließen kann. Daher findet sich in diesem oberen Profiltteil in der Tonfraktion nur noch Glimmer und kein Feldspat mehr.“ Die Lage der mittleren Korngrößenklasse, in der der Feldspat sein Maximum erreicht, liegt für ein Bodenprofil nicht fest. Es gilt vielmehr die Regel, „daß das Maximum des Feldspates im tieferen Untergrund stets in einer kleineren Korngrößenklasse als in der Krume liegt“. Kalkhaltiger Feldspat fällt der Auflösung schneller als der Alkalifeldspat zum Opfer. Als wesentlicher Träger des Basenaustausches konnte ein Mineral der Nontronitgruppe erkannt werden. Auf Grund der Bestimmung des Elektrolytgehaltes der beiden von ihm untersuchten Tone<sup>2</sup> wird von F. K. SCHLÜNZ<sup>3</sup> die Ansicht vertreten: „Ein sehr feinkörniger Ton wie der von Malliss, der im Oligozänmeer abgesetzt wurde, wird mehr lösliche Salze enthalten können als ein diluieraler Ton, dessen Absatz aus verhältnismäßig salzfreiem Gletscherwasser erfolgte.“ Analoge Untersuchungen mit ähnlichem Erfolg, die zur Stütze dieser Feststellung dienen sollen, sind von J. KUHL<sup>4</sup> an devonischen Schiefen und von B. FROSTERUS<sup>5</sup> an kambrischen Tonen ausgeführt worden und sind mit den bekannten Feststellungen E. RAMANNS<sup>6</sup> über den Einfluß des Elektrolytgehaltes der Wässer vergleichbar. W. P. KELLEY und W. H. DOVE<sup>7</sup> weisen darauf hin, daß weder synthetische noch natürliche Zeolithe mit der austauschenden Bodensubstanz identisch seien. Letztere gehöre zu den Tonen, und zwar zu den Montmorillonitmineralen, die sich bekanntermaßen durch das Basenaustauschvermögen auszeichnen.

Über Entstehung, Vorkommen und Beschaffenheit des sich bodenkundlich als so sehr bedeutungsvoll erweisenden Montmorillonits läßt sich nach den Ermittlungen W. NOLLS<sup>8</sup> Nachstehendes berichten. Montmorillonit kommt nur spärlich als hydrothermale Bildung auf Klüften oder als Zersetzungsprodukt in Kontaktgesteinen vor. Als Tonmineral ist der Montmorillonit oftmals nachgewiesen worden, so in Nestern oder als Gemengteil von Bentonittonen und Fuller-

<sup>1</sup> ENGELHARDT, W. v.: Mineralogische Beschreibung eines mecklenburgischen Bodenprofils. Chem. Erde **11**, 17 (1937).

<sup>2</sup> Vgl. S. 34 dieses Bandes.

<sup>3</sup> SCHLÜNZ, F. K.: Über den Elektrolytgehalt zweier Tone. Chem. Erde **8**, 504 (1933).

<sup>4</sup> KUHL, J.: Beitrag zur Kenntnis der Trembowla-Sandsteine. Extr. Bull. polon. Sci. et Lettres **1930**.

<sup>5</sup> FROSTERUS, B.: Über die kambrischen Sedimente der karelischen Landenge. Bull. Comm. geol. Finlande **1925**.

<sup>6</sup> Vgl. dieses Handbuch **5**, 11 (1930).

<sup>7</sup> KELLEY, W. P., u. W. H. DOVE: Die Beschaffenheit des basenaustauschenden Gebildes in Böden und bentonitischen Tonen. Proc. internat. Kongress Soil Sci. **2**, 35 (1933). — VANSELOW, A. P.: Untersuchung über das Gleichgewicht des Basenaustausches bei Bodenkolloiden, Bentoniten, Zeolithen und Permutiten. Ebenda **37** (1933).

<sup>8</sup> NOLL, W.: Synthese von Montmorilloniten. Chem. Erde **10**, 129 (1935).

erden<sup>1</sup>. Genetisch besonders beachtenswert erweisen sich bei den hydrothermal gebildeten Vorkommnissen die Beziehungen zum Ausgangsmaterial, so werden ein Bodenkolloid, hervorgegangen aus Granit, Bentonit, hervorgegangen aus nephelinführenden Gesteinen und aus Olivinbasalt, und Montmorillonit, als aus Pegmatit gebildet, aufgeführt; ganz besonders gern geht letzterer aber aus Gesteinsgläsern hervor<sup>2</sup>. Es geht hieraus hervor, daß die Muttergesteinsbeschaffenheit von keiner Bedeutung für das Zustandekommen des Montmorillonits ist, ja es können aus ein und demselben Gesteinsmaterial Kaolin und Montmorillonit Entstehung nehmen. Nach den Befunden des synthetischen Aufbaues ist es viel wesentlicher, wieweit die Auswaschung bei der Verwitterung die Alkalien und Erdalkalien entfernt und wie hoch sich der Säuregrad der Verwitterungslösungen stellt. „Montmorillonit entsteht bei wenig vollständiger Entfernung der Basen und besonders in alkalischer Lösung. Bei weitgehender Entfernung der Basen oder in schwächer alkalischer Lösung erscheint Kaolin, und zwar je nach Art und Konzentration der Lösungsgenossen zusammen mit mehr oder weniger Montmorillonit<sup>3</sup>.“ Die Montmorillonitbildung ist also abhängig von der Kationenkonzentration und bei Gleichheit derselben auch von dem Hydroxylionengehalt der Lösungen. In natriumhaltigen alkalischen Lösungen nimmt die Montmorillonitisierung eine Mittelstellung zwischen Kaolinisierung und Zeolithisierung ein, insofern als bei der Erniedrigung der Na- und OH-Ionenkonzentration anstatt des Montmorillonits Kaolin, bei ihrer Erhöhung Analzim hervorgeht. In gelartigen Zersetzungsprodukten, wie z. B. Bolustonen, konnte von W. NOLL<sup>4</sup> vorwiegend das Diagramm des Montmorillonits gefunden werden. Auch der Chemiesmus und das Verhalten bei der Entwässerung sowie Lichtbrechung lassen ebenfalls auf seine Anwesenheit in den meisten Böden schließen. Manche Bolusarten sind dem reinen Montmorillonit ziemlich nahestehend. „Die bevorzugte Bildung des Montmorillonits bei der siallitischen Zersetzung basischer Gesteine — sei sie hydrothermal oder durch Verwitterung bedingt — läßt sich in Zusammenhang bringen mit den Ergebnissen hydrothermalsynthetischer Untersuchungen über die Bildungsweise der Siallitminerale, wonach Magnesiumionen die Bildung von Montmorillonit besonders begünstigen<sup>5</sup>.“ Das Vorkommen des Montmorillonits in Basalten behandeln außer dieser Arbeit auch diejenigen von H. JUNG<sup>6</sup>, I. ORCEL und S. CAILLÈRE<sup>7</sup>. Sie sprechen sich dafür aus, daß sich Kaolinit und Montmorillonit unter denselben physikalisch-chemischen Bedingungen geologisch bilden dürften, denn in einer großen Anzahl von Fällen sei es unmöglich, einen Unterschied zwischen Kaolinit- und Montmorillonittonen zu ziehen. Durch V. AGAFONOFF und St. PAVLOVITCH<sup>8</sup> sollten etwaige Unterschiede zwischen Laterit und

<sup>1</sup> GRIM, R. E.: Petrography of the fullers earth deposits, Olmstead, Illinois. *Econ. Geol.* **28**, 344 (1933). — HENDRICKS, S. B., u. W. H. FRY: The results of X-ray and microscopical examinations of soil colloids. *Soil Sci.* **29**, 437 (1930).

<sup>2</sup> Vgl. E. DITTLER u. F. KIRNBAUER: Das Bentonitvorkommen von Tomesti (Rumänien). *Z. prakt. Geol.* **41**, 121 (1933). — HEWETT, D. F.: The origin of bentonite. *J. Wash. Ac. Sci.* **7**, 196 (1917). — WHERRY, E. T.: Clay derived from vulcanic dust in the Pierre in South Dakota. *Ebenda* **7**, 576 (1917).

<sup>3</sup> NOLL, W.: a. a. O. S. 150.

<sup>4</sup> NOLL, W.: Über das Vorkommen von Montmorillonit in einigen Zersetzungsprodukten von Basalten des westlichen Vogelsberges. *Chem. Erde* **11**, 294 (1937). <sup>5</sup> — S. 306.

<sup>6</sup> JUNG, H.: Zur Kenntnis des Montmorillonits. *Chem. Erde* **11**, 287 (1937) — Montmorillonit vom Dolmar bei Meiningen. *Ebenda* **11**, 217 (1937). — CORRENS, C. W., u. M. MEHMEL: Über den optischen und röntgenographischen Nachweis von Kaolinit, Halloysit, Montmorillonit. *Z. Kristallogr. A* **94**, 337 (1936).

<sup>7</sup> ORCEL, I., u. S. CAILLÈRE: Die unterschiedliche thermische Analyse der Montmorillonittonen. *C. r. Acad. Sci. Paris* **197**, 774 (1933).

<sup>8</sup> AGAFONOFF, V., u. St. PAVLOVITCH: Die sog. „thermische Analyse“ in ihrer Anwendung zur Bodenuntersuchung. *C. r. Acad. Sci. Paris* **197**, 166 (1933).

Roterde der Mittelmeerlande durch die thermische Analyse festgestellt werden. Es gelang ihnen, deutliche Unterschiede zu ermitteln; so liegt der endothermische Haken der Terra rossa bei  $500^{\circ}$ , was dem unter  $50^{\circ}$  abweichenden des Kaolins nahekommt. Der Laterit hat seinen ersten Haken bei  $330^{\circ}$  (Hydrargillit) und einen zweiten Knickpunkt ebenfalls bei  $500^{\circ}$ . Die Verfasser sind daher der Ansicht, daß in den untersuchten Böden und den ihnen entzogenen kolloiden Tonen stets Kaolin vorhanden ist, der teils kristallisiert, teils amorph (Halloysit) sein kann. Dieser Kaolin unterscheidet sich aber auf Grund der thermischen Analyse etwas vom reinen Kaolin.

Wenn des weiteren der Neuerscheinungen auf dem Gebiete der chemischen Gesteinsverwitterung gedacht werden soll, so darf zunächst nicht vergessen werden, daß bisher immer noch keine allen Ansprüchen wirklich gerecht werdende Methode zur Berechnung der Analysenergebnisse und dementsprechend Interpretierung der analytischen Befunde vorhanden ist, d. h. aber nichts anderes, als daß eine exakte Grundlage für diese Zwecke noch erst geschaffen werden muß. Es ist daher ein Verdienst G. GROSSER<sup>1</sup>, sich dieser Aufgabe gewidmet zu haben. In einer kritischen Untersuchung über Tauglichkeit und Zuverlässigkeit sowie Fehlergrenzen der bisher benutzten Auswertungsverfahren der chemischen Befunde zur Berechnung und graphischen Darstellung der Gesteinsverwitterung, die zum Teil an Hand von diesbezüglichen Analysen eines Basaltes an der Oberlausitz in ihrer Brauchbarkeit gegenübergestellt werden, gelangt GROSSER zu dem Ergebnis, daß von den rein chemisch eingestellten Verfahren dasjenige von NIGGLI besonders hervorzuheben sei, und zwar deswegen, weil es mit einer einzigen Berechnungsmethode auskomme und auch kein besseres vorhanden sei. Das Verfahren der Aufstellung von Verwitterungsziffern, wie es HARRASSOWITZ vorgeschlagen habe, lehnt er dagegen ab, da wohl die Werte *ki* und *ba* die Veränderung des Verhältnisses der Kieselsäure und Basen zur Tonerde erkennen lassen, nicht aber, wie diese Veränderungen zustande gekommen sind. Von den vorwiegend quantitativen Methoden sieht er diejenige von A. STRENG als die beste an, da es zumeist unmöglich sei, die Verwitterungslösungen selbst zu erfassen, und ebensowenig möglich erscheint, auf die Raumeinheit zurückzugreifen infolge der Schwierigkeit der genauen Feststellung des spezifischen Gewichtes der Verwitterungsrückstände u. dgl. m. Die Reihenfolge in der Angreifbarkeit der Oxyde lasse sich schon aus den Maßzahlen HUMMELS ermitteln. Wenn nun auch das von GROSSER<sup>2</sup> als STRENGSches Berechnungsverfahren bezeichnete Verfahren das beste ist, welches die Umrechnung der Analyse eines Verwitterungsproduktes unter der Annahme vornimmt, daß ein Oxyd von dem Vorgang unberührt geblieben ist, so bestehen doch ständig Schwierigkeiten bei der Auswahl dieses „konstanten“ Oxydes. Zwar ist  $Al_2O_3$  vielfach als solches angesehen worden, doch trifft dieses nicht immer zu. Eine allgemeine Bezugsgröße vermag daher dieser Wert nicht abzugeben, so daß auch wohl dasjenige Oxyd von den hauptsächlichsten Oxyden ausgewählt werde, das im Verwitterungsprodukt als das am stärksten angereicherte zu erkennen ist. Sorption und Zuwanderung von Salzen sprechen aber auch gegen eine derartige Bevorzugung, und es bleibt daher nichts anderes übrig, „als in jedem Einzelfalle“ das am unverändertsten erhaltene Oxyd zu ermitteln, was allerdings auch nicht immer mit Sicherheit geschehen könne.

<sup>1</sup> GROSSER, G.: Die Verfahren zur Berechnung und graphischen Darstellung der Gesteinsverwitterung. Chem. Erde **7**, 130 (1932) — Der Verwitterungsverlauf eines Basaltes aus der Oberlausitz. Fortschr. Min., Krist. u. Petrogr. **16**, 71 (1932).

<sup>2</sup> GROSSER, G.: Die Veränderung im Chemismus der Eruptivgesteine durch die Verwitterung. Chem. Erde **11**, 73 (1937) — Ein einfaches Verfahren zur Darstellung der Veränderungen im Chemismus der Gesteine durch die Verwitterung. Fortschr. Min., Krist. u. Petrogr. **21**, 37 (1937).

Ja, man müsse sogar vielfach damit rechnen, daß ein solches überhaupt nicht im Verwitterungsprodukt vorhanden sei. Aber auf jeden Fall ist die durch das STRENGSche Rechnungsverfahren gefundene Reihenfolge der Verluste der Oxyde richtig. Sie werden erhalten durch Division der Gewichtsprozente der einzelnen Oxyde des Verwitterungsprodukts durch die entsprechenden Werte des frischen Ausgangsgesteins. Diese Zahlen werden als Reihungsquotienten oder Reihungszahlen eingeführt und auf einer Geraden so aufgeführt, daß das dem Nullpunkt zunächst gelegene Oxyd die größten, das am weitesten entfernt gelegene die geringsten Verluste zeigt. Das auf diese Art entstandene Diagramm heißt Reihungsdiagramm oder kurzweg Reihungsbild. An einer großen Anzahl von Beispielen aus dem Schrifttum wird diese Methode vom Verfasser durchgeführt und ihre Ergebnisse mit den Schlußfolgerungen der aus den herangezogenen Untersuchungen der verschiedensten Autoren entnommenen Befunde verglichen. Er hält dieses Verfahren allen anderen Möglichkeiten in der Auslegung der Analysenbefunde für überlegen. Demgegenüber zeigt jedoch E. BLANCK<sup>1</sup>, daß die ohne weitere Umrechnung aus den Befunden der chemischen Untersuchung von neuen Basaltverwitterungsprofilen über den Verlauf der Verwitterung gewonnenen Schlußfolgerungen in voller Übereinstimmung mit den Ergebnissen der Reihenbilder GROSSERS stehen. Man wird daher wohl nur unter besonders schwierigen Verhältnissen zu der immerhin etwas umständlicheren Methode der Berechnung und Darstellung der Reihenbilder zu greifen brauchen. Eine andere Schwierigkeit hinsichtlich der richtigen Beurteilung des chemischen Gesteinsverwitterungsverlaufes bis zur Bodenbildung liegt darin gegeben, daß, worauf erneut von C. H. EDELMAN<sup>2</sup> hingewiesen wird, die Autochthone des Bodens, d. h. seine alleinige Abkunft von einem bestimmten Muttergestein, nicht immer gewährleistet ist. Insbesondere erblickt der Genannte in der äolischen Staubzufuhr nicht nur die Möglichkeit der Bildung deutlich allochthoner Böden, sondern auch die Möglichkeit, daß scheinbar reine Verwitterungsprofile in wenig auffallender Weise verunreinigt werden können. Es ist daher Verpflichtung, die stillschweigend vorausgesetzte Autochthone erst zu erweisen, was mit Hilfe mineralogischer Methoden des Nachweises einzelner Minerale möglich wird. Das zu diesem Zweck herangezogene Bodenmaterial aus dem Gebiet von Hann.-Münden führte zu nachstehenden Feststellungen: „Mit Ausnahme einzelner Böden auf Buntsandstein enthalten alle untersuchten Bodenprofile unverkennbar allochthone Bestandteile. Besonders auffallend ist die Mischung des Muschelkalkbodens mit basaltischem Material abwechselnder Zusammensetzung, auch in ansehnlicher Entfernung von Basaltvorkommen. Diese Erscheinung kann nur erklärt werden durch einen beträchtlichen Transport dieses basaltischen Materials an den Abhängen der Landschaft entlang. Daneben wurden wenigstens zwei Lößtypen in den Bodenprofilen festgestellt, welche als äolische Verunreinigung des Bodens betrachtet werden können, wenn auch die gegenwärtige Lagerung des Materials offenbar sekundär ist. Beide Typen von Verunreinigung führen uns von selbst zu der Schlußfolgerung, daß die Böden aus dem in Rede stehenden Gebiete, und zwar besonders die lehmigen Böden, keine Verwitterungsböden sind, sondern Abhanglehne, welche aus allherhand Material, den Untergrund mit gerechnet, bestehen können<sup>3</sup>.“ Auch

<sup>1</sup> BLANCK, E., u. R. THEMLITZ: Der rote See bei Witzenhausen, zugleich ein weiterer Beitrag zur rezenten und fossilen Verwitterung des Feldspatbasaltes. Chem. Erde 11, 405 (1937).

<sup>2</sup> EDELMAN, C. H.: Sedimentpetrologische Onderzoekingen III. Meded. Landbouwhoogeschool 40, 1 (1936) — Problèmes minéralogiques se rapportant à l'étude du sol. Extrait du Congrès Internat. des Mines, de la Métallurgie et de la Géologie appliquée, VII. Sess. Paris 1935. <sup>3</sup> — S. 14.



R. GANSEN und K. UTESCHER<sup>1</sup> nehmen Stellung zur Auswertung der Untersuchungsergebnisse von Verwitterungsprofilen. Indem sie sich auf die Tonschiefer- und Grauwackenböden-Untersuchungen von PFEFFER und UDLUFT<sup>2</sup> stützen, unterscheiden sie zunächst folgende Verwitterungsformen: Mechanische Durchschlammung, chemische Zersetzung und eine auf dem Wege kolloidaler Lösung vor sich gehende Wanderung. Die stoffliche Verschiebung in Böden, soweit sie auf Wanderungen von Einzelbestandteilen in echter oder kolloidaler Lösung beruht, läßt sich nach ihrer Ansicht nur einwandfrei mit Hilfe der Berechnung aus der Gesamtmenge der gelösten Bestandteile feststellen. Hierbei seien die störenden und irreführenden Einflüsse, „die von stark wechselnden Gehalten der Horizonte an säurezersetzlichen Al-Silikaten bzw. deren Verwitterungsprodukten ausgehen“, auszuschalten. Bei diesem Berechnungsverfahren verschwinden die Unterschiede im Gehalt der Stoffe nicht, „wenn sie durch Wanderungen von Einzelbestandteilen hervorgerufen werden“. Dagegen „bei der bisher üblichen Berechnung der Analysenergebnisse auf den Feinboden oder auf den z. B. nach Abzug der Gehalte an Humus und hygroskopischem Wasser verbleibenden Bodenanteil werden die erwähnten störenden Einflüsse nicht beseitigt und täuschen, hier besonders beim Schwefelsäureaufschluß, infolge der errechneten Gehaltsunterschiede, stoffliche Verschiebungen in einem Ausmaße vor, wie sie in Wirklichkeit nicht stattgefunden haben... Die bisherige Berechnung, die keine Rücksicht auf primäre oder während der Zeit der Bodenbildung eingetretene Gehaltsunterschiede an zersetzlichen Al-Silikaten in den Horizonten nimmt, gibt die gesamte auf verschiedenen Vorgängen beruhende stoffliche Verschiebung wieder; sie ist jedoch nicht als die ‚objektivste‘ zu bezeichnen, da sie die unerläßliche Trennung der Vorgänge versäumt, auf Grund welcher die stoffliche Verschiebung stattgefunden hat. Nur bei Durchführung dieser Trennung kann die Art und der Grad der Verwitterung einwandfrei festgestellt werden“. Schließlich will A. SALMINEN<sup>3</sup> eine spezifisch nordische Verwitterung festgestellt haben, jedoch stützt er sich irrtümlicherweise auf Unterlagen, die hierfür gar nicht in Frage kommen. G. GROSSER<sup>4</sup> hat diese Hypothese, ebenso wie die von jenem vertretene Ansicht der Entstehungsbedingungen der finnischen Tone widerlegt. Die nordische Verwitterung SALMINENS soll durch das Verhalten von Tonerde zu Kieselsäure gekennzeichnet sein, und zwar soll die Zunahme der Kieselsäure und die Abnahme der Tonerde, bedingt durch die saure Reaktion des Bodens und der Bodenlösungen, eine charakteristische Eigenart der „nordischen“ Länder sein. Die von SALMINEN herangezogenen Analysen vermögen dieses aber durchaus nicht zu stützen, sondern es geht, wie GROSSER in kritischer Durcharbeitung dargetan hat, eindeutig aus der Mitteilung SALMINENS hervor, „daß es eine für Finnland, Spitzbergen, Norddeutschland und zugleich auch für Ägypten eigentümliche Verwitterung, eine spezifische ‚nordische‘ Verwitterung, nicht gibt“. In einer Arbeit über die Granitverwitterung im Odenwald kommt E. BLANCK<sup>5</sup> zu der Ansicht, daß man unter den verschiedenen Verhältnissen der rezenten Verwitterung in unserem Klimagebiet zweifellos mit einer hier und da etwas abweichenden Aufbereitungs-

<sup>1</sup> GANSEN, R., u. K. UTESCHER: Die Auswertung der Untersuchungsergebnisse der Tonschiefer- und Grauwackenböden von Madfeld und Brilon. Mitt. Laborat. preuß. geol. Landesanst. 1934, H. 20, 19.

<sup>2</sup> Siehe S. 48 dieses Bandes.

<sup>3</sup> SALMINEN, A.: On the weathering of rocks and the composition of clays. Ann. Acad. Sci. Fennicae Helsinki 44, Nr 6 (1935).

<sup>4</sup> GROSSER, G.: Die „nordische Verwitterung“. Bodenkde u. Pflanzenernähr 1 (44) 57 (1936).

<sup>5</sup> BLANCK, E.: Über Granitverwitterung vom Schenkenberg bei Lindenfels im Odenwald. Chem. Erde 7, 553 (1932).

weise des Granits zu rechnen hat, wie dies die bisher bekannt gewordenen Untersuchungsergebnisse der Granitverwitterung bekunden. Es kann jedoch nicht von einem in der Richtung einer Kaolinisierung verlaufenden Vorgang unter den gewöhnlichen Bedingungen der heutigen atmosphärischen Verwitterung gesprochen werden, wofür denn auch die vorliegenden Untersuchungen Belegmaterial beigebracht haben. Des weiteren leiten E. BLANCK und F. GIESECKE<sup>1</sup> aus ihren Untersuchungen der Granitverwitterung auf Spitzbergen den mit den Ergebnissen ihrer früheren Untersuchungen anderer Gesteine dieses Gebietes übereinstimmenden Schluß ab, daß die hydrolytische Wirkung des Wassers im arktischen Gebiet bei diesem Vorgang keinesfalls dieselbe hervorragende Rolle spielt wie in wärmeren Breiten. Auch bei der Verwitterung des Granits sind es hier vorwiegend physikalisch-mechanische Einflüsse, die zur Aufbereitung des Gesteins führen, wogegen die rein chemische Verwitterung zurücktritt. Nur der Einfluß des Sauerstoffs und der mit dem Wasser verbundenen Kohlensäure, allerdings namhaft unterstützt durch die Mitwirkung von organischer Substanz, sind die sich auch hier betätigenden chemischen Faktoren allein.

Die von E. BLANCK und Mitarbeitern<sup>2</sup> an den Umwandlungsprodukten des Feldspatbasaltes der Grefen- und Bramburg in der Umgebung Göttingens durchgeführten Untersuchungen haben ergeben, daß der rezente Verwitterungsvorgang zu einem wesentlich andersartigen Produkt, als es die im zersetzten Basalt gleichfalls auftretenden, rotgefärbten Umwandlungsprodukte darstellen, führt. Da es sich aber in letzterem Material vermutlich nicht um ein Tiefenzersetzungsprodukt, sondern gleichfalls um ein solches der Verwitterung handelt, so folgt, daß dasselbe unter anderen klimatischen Verhältnissen als der Jetztzeit hervorgegangen ist. Es findet diese Auffassung jedenfalls durch vorliegende Untersuchungsergebnisse eine erneute Stütze. P. PFEFFER und J. H. HELLMERS<sup>3</sup> weisen darauf hin, daß für die Entstehung und Tiefgründigkeit der primären Basaltböden die Klüftung des Basaltes von großer Bedeutung sei. Wenn auch größere Vorkommen zur Tertiärzeit entstandener, echter Laterite im Westerwald nicht sehr verbreitet seien, so gäben doch die dortselbst sehr häufig vorkommenden, rot gefärbten Böden und Verwitterungsprodukte, namentlich von basaltischen Tuffen, leicht Veranlassung dazu, die Häufigkeit echter Laterite zu überschätzen. Auch bei E. BLANCKs Untersuchungen über die Basaltverwitterung südhannoverscher Vorkommnisse täuschen ihres Erachtens die Bauschanalysenbefunde der obersten Bodenschichten einen anderen Typus der jüngsten Verwitterung (Anreicherung von SiO<sub>2</sub>) vor, so daß BLANCK daher auch einen Unterschied zwischen fossilen und rezenten Böden macht. „Berechnet man aber die Molekularverhältnisse von SiO<sub>2</sub> : Al<sub>2</sub>O<sub>3</sub> der Bauschanalysen einerseits und der Salzsäureauszüge andererseits, so zeigen die Ergebnisse der BLANCKschen Untersuchungen, daß auch hier Anzeichen für eine Veränderung des Verwitterungstyps durch eine Änderung des Klimas nicht bestehen, daß vielmehr die Unterschiede zwischen ‚fossilem‘ und ‚rezentem‘ Boden auf eine Zufuhr fremden Materials zur Oberkrume beruhen<sup>4</sup>“, denn es soll eine solche von feinem Quarz und Feldspat auf äolischem Wege erfolgt sein. Ausgangsmaterial des Studiums ihrer Basaltverwitterung waren drei Profile, insofern als Ausgangsgestein ein bankiger, ein plattiger Basalt und ein sog. Rüsselbasalt vorlag. Der Verwitterungsverlauf erwies sich im großen und ganzen als sehr ähnlich, nur dem Grade nach und der Menge des gebildeten Materials

<sup>1</sup> BLANCK, E., u. F. GIESECKE: Über Verwitterung und Bodenbildung des Granites auf Spitzbergen. Geol. Rdsch. **23**a, 143 (1932).

<sup>2</sup> BLANCK, E., W. DÖRFELDT u. F. LAVES: Verwitterungs- und Umwandlungserscheinungen an südhannoverschen Basaltvorkommnissen. Chem. Erde **7**, 540 (1932).

<sup>3</sup> PFEFFER, P., u. J. H. HELLMERS: Verwitterungsstudien an Basalten des Westerwaldes. Z. Pflanzenernährg A **36**, 296 (1934). <sup>4</sup> — S. 307.

nach differenziert, und zwar entsprechend der Klüftung des Gesteins. Neben starker Entbasung „läuft die Verwitterung auf Neubildung hydrargillitähnlicher, noch mit Kieselsäure verunreinigter Gele hinaus. Als Übergangsprodukt wurde ein saponitähnliches, wasser- und magnesiareiches Aluminiumsilikat festgestellt. Diese Art der Verwitterung läßt sich einwandfrei bis in die unter der Oberkrume gelegene primäre Bodenschicht verfolgen. Die Oberkrume dagegen zeigt gewisse Abweichungen<sup>1</sup>“. Auch wird noch angedeutet, daß die Apatitphosphorsäure des Basaltes der Pflanze kaum verfügbar sein dürfte, dagegen Kali auf Grund von NEUBAUER-Untersuchungen schon im frischen Gestein in aufnehmbarer Form vorhanden sei. Einer weiteren Untersuchung von E. BLANCK und R. THEMLITZ<sup>2</sup>, die zwar zur Hauptsache der Beantwortung der Frage nach der Herkunft der roten Farbe des sog. Roten oder Kolloidsees bei Witzenhausen gewidmet ist und die ihre Beantwortung durch den Nachweis erfährt, daß die rotgefärbten kolloiden Teilchen des Seewassers ihr Vorhandensein den in der Nähe des Sees anstehenden bauxitischen Verwitterungsprodukten des Basaltes verdanken, bringt zugleich eine Bestätigung der obigen Feststellungen BLANCKs hinsichtlich der rezenten und fossilen Basaltverwitterungsvorgänge. Nur geben die neuen Befunde vom Basalt des Hesselbühls ein viel deutlicheres Bild von dem markanten Unterschied im Verlauf der Basaltverwitterung zur Tertiär- und Jetztzeit, wie es durch nachstehende Analysen erhärtet wird:

## Rezente Basaltverwitterung, wasserfrei berechnet.

	1 %	17 %	10 %	11 %	14 %
SiO <sub>2</sub> . . . . .	53,79	49,27	50,84	51,25	62,60
TiO <sub>2</sub> . . . . .	2,00	1,78	1,74	0,77	0,46
Al <sub>2</sub> O <sub>3</sub> . . . . .	17,09	14,36	11,60	16,06	10,64
Fe <sub>2</sub> O <sub>3</sub> . . . . .	10,41	10,94	12,64	11,27	10,97
CaO . . . . .	7,66	9,03	7,96	6,64	3,02
MgO . . . . .	6,49	8,07	8,07	8,61	1,48
K <sub>2</sub> O . . . . .	0,49	0,25	0,88	0,17	0,21
Na <sub>2</sub> O . . . . .	1,09	0,99	0,89	0,30	0,42
P <sub>2</sub> O <sub>5</sub> . . . . .	0,13	0,93	1,24	0,92	0,73
SO <sub>3</sub> . . . . .	0,16	0,19	0,16	0,02	0,25
Hydr.-H <sub>2</sub> O . . . . .	0,69	4,20	3,98	3,99	9,23
Summe:	100,00	100,01	100,00	100,00	100,01

## Fossile Basaltverwitterung, wasserfrei berechnet.

	1 %	2 %	3 %	4 %	5 %	16 %	15 %	6 <sup>3</sup> %
SiO <sub>2</sub> . . . . .	53,79	53,46	54,50	54,52	49,69	46,83	40,62	47,34
TiO <sub>2</sub> . . . . .	2,00	3,07	2,75	3,34	2,16	0,69	0,40	0,96
Al <sub>2</sub> O <sub>3</sub> . . . . .	17,09	20,00	19,52	23,42	23,28	23,25	25,01	35,94
Fe <sub>2</sub> O <sub>3</sub> . . . . .	10,41	9,38	8,38	7,28	11,24	13,48	22,63	2,90
CaO . . . . .	7,66	3,66	4,03	2,83	1,90	0,84	0,66	1,93
MgO . . . . .	6,49	2,15	3,00	1,38	1,10	1,37	0,58	1,27
K <sub>2</sub> O . . . . .	0,49	1,85	0,80	0,28	1,40	4,00	0,79	0,14
Na <sub>2</sub> O . . . . .	1,09	1,28	1,21	0,99	1,25	0,86	0,84	0,61
P <sub>2</sub> O <sub>5</sub> . . . . .	0,13	0,41	0,73	0,92	0,83	1,86	0,56	0,52
SO <sub>3</sub> . . . . .	0,16	0,31	0,26	0,25	Sp.	Sp.	Sp.	st. Sp.
Hydr.-H <sub>2</sub> O . . . . .	0,69	4,43	4,83	4,79	7,14	6,83	8,90	8,40
Summe:	100,00	100,01	100,01	100,00	99,99	100,01	99,99	100,01

<sup>1</sup> PFEFFER, P., u. J. H. HELLMERS: a. a. O. S. 319.<sup>2</sup> BLANCK, E., u. R. THEMLITZ: Der rote See bei Witzenhausen, zugleich ein weiterer Beitrag zur rezenten und fossilen Verwitterung des Feldspatbasaltes. Chem. Erde 11, 402 u. 403 (1937).<sup>3</sup> In Probe 6 handelt es sich um eine in Nestern vorhandene hellgraue Zersetzungsmasse, die wahrscheinlich von montmorillonitischer Natur ist.

M. HARADAS<sup>1</sup> Feststellungen zufolge entstehen aus dem Olivin und Nephelinbasalt Japans sehr basenarme ungesättigte Rotlehme, dagegen aus dem Trachybasalt der basenreiche fruchtbare Braunlehm, und enthalten alle Horizonte geringe Mengen freier Tonerde. Die Zersetzungsprodukte und die dünnen, verwitterten Schichten über den Basalten führen vermutlich Halloysit, aber fast keinen Kaolin. „Die Oberhorizonte dagegen bestehen hauptsächlich aus Halloysit und Kaolinit. Es ist anzunehmen, daß beim Basalt zuerst keine Kaolinisierung, sondern nur die Bildung von Halloysit erfolgt, und Kaolinit nachher durch die Veränderung des Halloysits entsteht. Die erste Umwandlung des Plagioklases, Augits und der Hornblende ist eine Halloysitisierung. Bei der Verwitterung des Basaltes ist die Kaolinitisierung sekundär.“ Des weiteren zeigt der gleiche Autor<sup>2</sup>, daß das durch die Verwitterung hervorgegangene Eisen anfangs als Limonit zugegen ist und erst später zu Hämatit umgewandelt wird. K. HOLLER<sup>3</sup> untersuchte von der Insel Disko (Grönland) stammende rote, basaltische Zersetzungsprodukte, die im Profil kontinuierlich in Basalt übergehen und von zeolithver kitteten Basaltbreccien überlagert werden, welche letztere gleichfalls rote Zersetzungsprodukte enthalten. Es zeigt sich, daß alle Übergänge vom frischen Basalt bis zu gänzlich zersetzten lateritähnlichen Produkten vorhanden waren. Es lag letzten Endes ein opakes Eisenoxyd-Tonerdehydrat-Gemisch vor, während die Feldspatkomponenten als ein in Verdrängungspseudomorphosen von Zeolith umgewandeltes Material erscheinen. Die chemischen Befunde weisen darauf hin, daß die kreß gefärbten Zersetzungsprodukte eine über die Kaolinisierung hinausgehende Desilifizierung in der Art einer Lateritisierung erlitten haben. Den siallitisch-lateritischen Produkten kommt die Natur von Zwischenstadien eines sein Ende nicht erreichten chemischen Vorganges zu, welcher der Lateritbildung analog verlaufen ist. Der Vergleich mit einem Basalt-Laterit-Profil vom Vogelsberg läßt auf fast gänzliche Übereinstimmung schließen. Auf Grund der Mineralparagenese, insbesondere des Vorhandenseins reichlicher Zeolithe, und der Lagerungsverhältnisse sind die Zersetzungsprodukte als Gebilde der Einwirkung hydrothermalen Agenzien anzusehen. Da rote Zersetzungsprodukte des Basaltes nicht stets an der Oberfläche der Basaltergüsse, sondern meist in Schichten innerhalb einer Ergußfolge auftreten, so müßte, falls es sich um Verwitterungsbildungen handeln sollte, auf jede Ergußphase eine längere Zeitdauer vulkanischer Ruhe folgen, um eine Lateritisierung herbeizuführen, doch dagegen sprächen sämtliche Anzeichen. „Es steht somit fest“, äußert sich der Genannte wörtlich, „daß die chemische Umwandlung der grönländischen Basalte nicht nur äußerliche Parallelen zu der Lateritisierung von Basalt im Vogelsberg aufweist . . ., sondern daß der Prozeß auch tatsächlich chemisch analoge Produkte geliefert hat.“ Trotzdem besteht aber in der Genese beider Bildungsprodukte ein fundamentaler Unterschied.

Bodenprofile, hervorgegangen aus vulkanischem, und zwar Hornblende-Biotit-Andesit-Gestein Japans, lassen nach M. HARADA<sup>4</sup> einen schwarzen Oberhorizont, einen braunen Mittelhorizont und gelben Unterhorizont erkennen, von welchen letzterer stark verwitterten Biotit enthält. Das Biotitverwitterungsmaterial führt freie Tonerde und hat bei seiner Umwandlung nicht nur Kaolinisierung, sondern

<sup>1</sup> HARADA, M.: Untersuchungen über die Verwitterung der Eruptivgesteine I u. II. (Verwitterung der Basalte.) J. agricult. chem. Soc. Jap. **11** (1935).

<sup>2</sup> HARADA, M.: Untersuchungen über die Verwitterung der Eruptivgesteine. III. Über chemische Verwitterungsprodukte der Basalte. Ebenda **12** (1936).

<sup>3</sup> HOLLER, K.: Hydrothermale Zersetzungserscheinungen an grönländischen Basalten. Chem. Erde **8**, 25 (1933).

<sup>4</sup> HARADA, M.: Volcanic soils from the Province of Tottori in Japan. Bodenkundl. Forsch. **2**, 147 (1933).

Allophanisierung sowie Bildung freier Tonerde stattgefunden, und gilt dieses für beide Vorgänge bei der Ausbildung des Ober- und Mittelhorizontes, während der Unterhorizont allein durch Allophanisierung und Bildung freier Tonerde entstanden ist. Es handelt sich in diesen Böden um stark aklimatisch bedingte Bildungen. Die von J. VAN BAREN<sup>1</sup> auf dem „Verlaten Eiland“ und „Lang Eiland“ gesammelten und beschriebenen, seit 1883 dortselbst angehäuften Bimssteinauswurfsmassen wurden in ihrer Schichtenfolge, A Gestein, B Zwischenschicht, C Oberste Schicht und D verwitterte Fragmente aus C von L. MÖSER, Gießen, einer chemischen Untersuchung mit nachstehendem Erfolg unterzogen:

	A %	B %	C %	D %
SiO <sub>2</sub> . . . . .	67,55	65,87	61,13	63,77
TiO <sub>2</sub> . . . . .	0,70	0,83	0,93	0,96
ZrO <sub>2</sub> . . . . .	0,03	0,015	0,01	0,025
Al <sub>2</sub> O <sub>3</sub> . . . . .	15,19	16,31	17,24	15,67
Fe <sub>2</sub> O <sub>3</sub> . . . . .	1,52	1,74	2,56	2,89
Cr <sub>2</sub> O <sub>3</sub> . . . . .	0,01	0,01	0,005	Sp.
V <sub>2</sub> O <sub>3</sub> . . . . .	0,005	0,005	0,005	Sp.
FeO . . . . .	2,15	2,05	2,59	2,15
MnO . . . . .	0,17	0,18	0,18	0,14
NiO . . . . .	0,001	Sp.	—	Sp.
CaO . . . . .	2,89	3,07	3,61	2,86
SrO . . . . .	Sp.	Sp.	Sp.	Sp.
BaO . . . . .	0,027	0,030	0,025	0,016
MgO . . . . .	0,72	0,74	0,76	1,09
Na <sub>2</sub> O . . . . .	4,47	4,01	3,90	4,28
K <sub>2</sub> O . . . . .	1,95	1,53	1,78	1,70
Li <sub>2</sub> O . . . . .	Sp.	Sp.	Sp.	Sp.
H <sub>2</sub> O + 110° C . . .	2,46	3,17	3,25	3,16
H <sub>2</sub> O - 110° C . . .	0,04	0,33	1,53	1,27
CO <sub>2</sub> . . . . .	—	—	0,04	0,06
SO <sub>3</sub> . . . . .	0,005	0,007	0,007	0,007
Sulfid-S . . . . .	0,040	0,032	0,025	0,025
P <sub>2</sub> O <sub>5</sub> . . . . .	0,04	0,22	0,22	0,17
Cl . . . . .	0,024	0,198	0,017	0,010
Organische Substanz	—	—	0,45	—
	99,992	100,347	100,264	100,253

Es wird aus diesen Analysendaten der Schluß gezogen, daß sich innerhalb von 50 Jahren, d. h. nach dem bekannten Ausbruch des Krakatau, 0,45 % Humus gebildet hat, SiO<sub>2</sub>, Na<sub>2</sub>O und K<sub>2</sub>O abgenommen und Al<sub>2</sub>O<sub>3</sub> + Fe<sub>2</sub>O<sub>3</sub> und H<sub>2</sub>O zugenommen haben.

In bezug auf den Gehalt der Silikatgesteine an Nährstoffen sowie deren Löslichkeit und auch Zugänglichkeit für die Pflanzen sind, soweit solches noch nicht geschehen ist<sup>2</sup>, folgende Feststellungen noch zu erwähnen. So enthalten nach O. ARRHENIUS<sup>3</sup> Diorit, Syenit und Hyperit reiche Mengen von Phosphaten, wogegen Sandsteine und Kalksteine nur wenig zitronensäurelösliche Phosphorsäure führen. Granit ist zumeist reicher als Gneis daran und gibt seine Phosphorsäure

<sup>1</sup> BAREN, J. VAN: Properties and constitution of a volcanic soil, built in 50 years in the East-Indian archipel. Comm. Geol. Inst. Agricult. Univ. Wageningen Nr 17. Wageningen 1931. — Vgl. auch M. HARADA: Studien über Verteilung und mineralogische Einteilung der zersetzten Bimssteine im nordwestlichen Teil des Kwanto-Distrikts. J. Sci. Soil Manure **9**, 189 (1935).

<sup>2</sup> Vgl. S. 20 u. 37 dieses Bandes.

<sup>3</sup> ARRHENIUS, O.: Phosphatgehalt des Bodens von Schonen. Sver. Geolog. Undersökning **3**, Nr 3, 28 (1934).

wesentlich langsamer ab, und A. SALMINEN<sup>1</sup> vertritt die zwar schon hinlänglich bekannte Tatsache, daß das Kali des Kali- und Magnesiaglimmers, weil es leichter löslich als das des Kalifeldspates und des Mikroklinis ist, für die Pflanzenernährung als am wichtigsten angesprochen werden muß. Dem Kalkgehalt der Silikatminerale wird nur eine geringe Bedeutung beigemessen. Versuche mit Schieferboden und Granitboden ergeben, da ersterer im Laufe der Zeiten größeren Umwandlungen ausgesetzt war, daß seine Löslichkeit an CaO, MgO, Na<sub>2</sub>O, K<sub>2</sub>O und P<sub>2</sub>O<sub>5</sub> größer als die des Granitbodens ist. F. A. VAN BAREN<sup>2</sup> würdigt Vorkommen und Bedeutung der kalihaltigen Mineralien im Boden und in Beziehung zur Pflanze. Unter Zugrundelegung rein mineralogischer Methoden werden die Böden Hollands, und zwar insbesondere auf ihren Gehalt an Feldspat, mit dem Ergebnis untersucht, daß auch die Kieselsäure neben dem Kali von Wert für das Pflanzenwachstum sei. B. AARNIO<sup>3</sup> weist schließlich noch darauf hin, daß sich die leichtlöslichen Stoffe in der humushaltigen Bodenschicht vermehren und die Böden der Granit- und basischen Gesteinsgebiete reicher an leichtlöslichen Pflanzennährstoffen sind als die Gneis-Glimmerschiefer- und Kalkgesteinsböden, nur der Gehalt an CaO und MgO sei in letzteren größer. Besonders arm an Pflanzennährstoffen zeigen sich die Böden des Glimmerschiefers. Nach Versuchen von L. WYTSCHIKOW<sup>4</sup> und von A. KIRSSANOW und E. KIRSSANOW<sup>5</sup> dürfte die Apatitphosphorsäure als gut von den Pflanzen ausnutzbar erscheinen.

Durch R. MELVILLE<sup>6</sup> konnte dargelegt werden, daß die im südlichen Verbreitungsgebiet des Taunusquarzits auftretenden Verwitterungsprodukte in vielen Fällen nicht den normalen Verwitterungsgang, wie er aus der Zusammensetzung des Gesteins theoretisch gefolgert werden müßte, entsprechen. Die unzweifelhaft rezente Verwitterung führt schon zu weit lehmigeren Bildungen, als selbst bei Berücksichtigung des Schiefergehaltes des Gesteins zu erwarten ist. Außerdem finden sich aber auch Verwitterungserscheinungen, die auf eine viel tiefer greifende Zersetzung hinweisen. Der Bleichung der Tonschiefer entspricht eine Veränderung des Quarzits, die aber naturgemäß in der chemischen Zusammensetzung nur wenig zum Ausdruck kommt und sich zum Teil als eine starke Zermürbung des Gesteins bemerkbar macht. Außerdem zeigen sich gerötete Zonen mit einer teilweise erheblichen Eisenanreicherung. Alle diese Erscheinungen deuten darauf hin, daß es sich um Produkte der Vorzeit handelt. Dieses tritt ganz besonders dort in Erscheinung, wo es möglich ist, die rezente Podsolverwitterung in den präzenten Umwandlungsprodukten festzustellen. Ausbildung und Beschaffenheit der Verwitterungsprodukte des Taunusquarzits besagten Gebietes sprechen also dafür, daß sie zu wesentlich verschiedenen Zeiten hervorgegangen sein dürften. Diese Ansicht, die sich bisher nur auf rein geologische Erkenntnis stützen konnte, erhält auf Grund der vorliegenden chemisch-bodenkundlichen Untersuchungen eine weit gesicherte Grundlage. Ein scharf ausgeprägtes Bleicherdeprofil zeigen nach den Aufnahmen von G. KRAUSS und W. WÖBST<sup>7</sup> auch desgleichen die Quarzit-

<sup>1</sup> SALMINEN, A.: Über die Wirkung des Urgesteins auf den Gehalt an Pflanzennährstoffen. Maatl. Aikakauskirja 3, 153 (1931).

<sup>2</sup> BAREN, F. A. VAN: Das Vorkommen und die Bedeutung der kalihaltigen Mineralien in holländischen Böden. Diss. Wageningen 1934.

<sup>3</sup> AARNIO, B.: Über die Einwirkung der Gesteinsarten auf die Pflanzennährstoffe des Naturbodens. Maatalouskoelaitoksen Maatutkimusosasto Agroteologiska Julkaisuja 35 (1934).

<sup>4</sup> WYTSCHIKOW, L.: Apatit als Düngemittel. Chemisation soz. Landwirtschaft. 4, 60 (1933).

<sup>5</sup> KIRSSANOW, A., u. E. KIRSSANOW: Die Wirkung des Apatits nach Vegetationsversuchen. Ebenda 6, 40 (1933).

<sup>6</sup> MELVILLE, R.: Über auffällige Verwitterungserscheinungen am Taunusquarzit im südwestlichen Verbreitungsgebiet seines Vorkommens. Chem. Erde 11, 498 (1938).

<sup>7</sup> KRAUSS, G., u. W. WÖBST: Über die standörtlichen Ursachen der waldbaulichen Schwierigkeiten im vogtländischen Schiefergebiet. Tharandt. Forstl. Jb. 86, 169 (1935).

böden des vogtländischen Schiefergebietes. Die beobachtete starke Podsolierung wird als eine Folge der höheren Durchlässigkeit der sandigen Quarzitböden und auch bedingt durch die ganz geringe chemische und kolloidchemische Widerstandskraft dieses basenärmsten aller Schieferböden angesehen. Ähnlich verhält es sich bei den silurischen Kieselschiefern. Dazwischen stehen die feinsandigen Quarzitschiefer- und Kulmsandsteinböden. Starke Niederschläge vermögen aber auch die Quarzitschieferböden stark zu bleichen, und auf zeitweise vernässenden Sandsteinen bilden sich gleichartige, den Missen- und Molkenböden ähnelnde Böden aus. Die Verwitterung der paläozoischen Schiefer wird nach ihren Ausführungen durch den Zerfall der Glimmer- und Chloritanteile eingeleitet. Als Folge ihrer parallelschuppigen, häutchenartigen Anordnung entsteht ein plattiger, allmählich weiter zerfallender Grus. Unverwitterte Quarzbrocken bis zu Kopfgröße treten im Verwitterungsboden auf. Die Verwitterungsböden der vogtländischen kristallinen Schiefer sind ebensowenig keine tonig-lehmigen Böden, als man nach ihrem äußeren Eindruck annehmen möchte. Das Podsolprofil ist für die eigentlichen Phyllite als auch Tonschiefer typisch. Der B-Horizont ist nur undeutlich erkennbar, 1—2 dm mächtig, niemals verfestigt oder gar ortsteinartig, er geht in den Untergrund bzw. in das halbzerfallene Gestein über. Örtlich begrenzt kommen auch mehr oder weniger rote Böden durch einen besonders hohen Eisengehalt des Gesteins vor. „Die typische Farbenfolge in den vogtländischen Schieferverwitterungsböden ist — von oben nach unten — bräunlichgrau, rötlichbraun, olivbraun mit grünlichem Stich, zur Gesteinsfarbe überleitend. Demnach sind die Schieferböden nach ihrem Bodentyp als ein eigenartiges Vorkommen von ‚mäßig podsolierten‘ Waldböden zu bezeichnen<sup>1</sup>.“ Zu einem ähnlichen Urteil gelangen auch I. H. HELLMERS und P. PFEFFER<sup>2</sup> über die paläozoischen Quarzit- und Schieferböden Thüringens, denn das durch deren Verwitterung hervorgegangene Material ist mineralogisch einheitlicher, als entsprechend der Zusammensetzung der Muttergesteine zu erwarten wäre. Schon der Quarzit führt beträchtliche Mengen Serizit, die durch den Verwitterungsvorgang allmählich im Verwitterungsboden angereichert werden, so daß aus beiden Gesteinen, Quarzit und Schiefer, ein serizitreiches Produkt entsteht, das unter den humiden Klimaverhältnissen des Thüringer Waldes weitgehend podsoliert ist. Der Podsolierungsgrad ist, wie die Wanderung von Eisen und Tonerde zeigt, von der Tiefgründigkeit und der Menge größeren Bodenmaterials abhängig. Er ist demnach im Quarzitboden im allgemeinen stärker als bei den milderen zur Tiefgründigkeit neigenden Böden der Phykodenschiefer ausgebildet. Infolge des großen Basengehaltes der Eruptivgesteine sind deren Böden gleichfalls nicht so stark an Basen und wurzellöslichem Kali verarmt. Nach den Untersuchungen von W. PAECKELMANN, P. PFEFFER und H. UDLUFT<sup>3</sup> ist der Verwitterungsvorgang der Tonschiefer und Grauwacken prinzipiell der gleiche, wenn auch ein stärkeres Ausmaß beim Tonschiefer deutlich zu erkennen ist. Die aus dem Quarz und aus dem Silikat stammende Kieselsäure verhält sich beim Verwitterungsverlauf entgegengesetzt, insofern sich die erstere vermehrt. Gemeinsam mit der silikatisch gebundenen Kieselsäure vermindern sich Tonerde, Magnesia und Eisenoxydul, und zwar letzteres ganz besonders. Jedoch der Gesamtgehalt an Eisen nimmt nicht ab, so daß die Verminderung des Eisenoxyduls auf Oxydation des Eisens beruht. Die

<sup>1</sup> KRAUSS, G., u. W. WÖBST: a. a. O. S. 187.

<sup>2</sup> HELLMERS, J. H., u. P. PFEFFER: Verwitterungsstudien an Bodenprofilen des mittleren und südlichen Thüringer Waldes. Jb. preuß. geol. Landesanst. für 1936 **57**, 333 (1937).

<sup>3</sup> PAECKELMANN, W., P. PFEFFER u. H. UDLUFT: Untersuchungen an Verwitterungsböden des Devons und Karbons im nordöstlichen Sauerland. 1. Stück. Der Massenkalkboden von Brilon i. Westf. 2. u. 3. Stück. Tonschiefer und Grauwackenböden bei Madfeld und Brilon. Mitt. Laborat. preuß. geol. Landesanst. **1931**, H. 13, 11, 21; **1932**, H. 16, 64.

Verminderung der Alkalien erweist sich im Vergleich zu der der übrigen Stoffe nur als recht gering. Als Fazit aus ihren Untersuchungen ergibt sich<sup>1</sup>, „daß der mächtige Lehm Boden, der die Briloner Hochfläche bedeckt, nicht als Verwitterungsboden des Massenkalkes zu betrachten ist, weil die bodenbildenden Bestandteile des Massenkalkes viel zu gering und die seit der Kreidezeit in Lösung gegangenen bzw. abgetragenen Kalkmengen viel zu klein sind. Löß ist in beträchtlicher Menge ebenfalls nicht an der Bildung der Lehmdecke beteiligt. Es kann sich daher nur um Material handeln, das von den Schieferbergen stammt, die das Kalkplateau ringsum überhöhend umgeben. Sowohl durch Abspülung als auch durch Windverfrachtung dürfte das lehmige Verwitterungsmaterial von dem benachbarten Schiefergebirge auf das Kalkplateau gelangt sein. Verwitterungsrückstände der Kreide sind zweifellos in nicht unbeträchtlicher Menge ebenfalls an der Bodenbildung beteiligt; im nordöstlichen Teil des Kalkplateaus sind die sandig-tonigen Verwitterungsreste der Kreide nicht selten schon bei makroskopischer Betrachtung des Lehm Bodens zu erkennen. In bescheidenem Umfange sind naturgemäß auch Rückstände der Auflösung des Massenkalkes im Lehm Boden vorhanden. Da aber die Auflösung des Kalkes im wesentlichen subterranean erfolgt, so werden die Lösungsrückstände wohl zumeist von den Karstwässern mit in die Tiefe gerissen und an günstigen Stellen als Höhlen- und Spaltenlehm wieder abgesetzt. Dieser Höhlen- und Spaltenlehm, der eine viel festere Struktur und kräftigere Färbung besitzt als der Lehm Boden auf dem Plateau, dürfte zwar auch durch mitgerissenen Decklehm stark beeinflußt sein, im wesentlichen aber doch wohl als der Rückstand der Massenkalkverwitterung zu betrachten sein; er ist somit als der eigentliche ‚Boden‘ des Massenkalkes zu bezeichnen. Die hier vertretene Auffassung, daß die mächtigen Lehm Böden des Briloner Plateaus genetisch nicht mit dem Massenkalk zusammengehören, dürfte auch für die großen Massenkalkgebiete des Sauerlandes (Iserlohn-Hönnetal, Attendorn) und des Bergischen Landes Geltung besitzen. Es muß aber ausdrücklich betont werden, daß in anderen Gebieten, in denen eine starke Abtragung stattgefunden hat, Lehm Böden über dem Massenkalk an günstigen Stellen (z. B. hochliegendem Grundwasserspiegel) auch über dem Massenkalk durch autochthone Verwitterung entstanden sein mögen. Dies ist natürlich um so mehr möglich, wenn die Kalke in höherem Maße bodenbildende Bestandteile enthalten als die rheinisch-westfälischen Massenkalken des Mittel- und Oberdevons<sup>2</sup>.“

Was nun die Verwitterung und Bodenbildung der Kalkgesteine selbst anbelangt, so erweist sich, worauf auch W. HOPPE<sup>3</sup> erneut hinweist, die Entkalkung als der Hauptvorgang hierbei. Sie kann in den am geringsten an Kalk ausgetretenen, tonigen Böden der Tonplatten des oberen Muschelkalkes fast vollständig eintreten, während es im unteren und mittleren Muschelkalk nicht so weit kommt. Da aber beim Pflügen stets Kalkbruchstücke aus der Tiefe nach oben gebracht werden, tritt unter praktischen Verhältnissen eine vollständige Entkalkung der Krume nicht ein. Die durch die Verwitterung des unteren, mittleren und oberen Muschelkalks hervorgegangenen Böden sind vorwiegend schwere tonige Lehme, wenngleich sie zeitweise infolge ihres Kalkgehaltes, ihrer Steinbeimengung und ihres klüftigen Untergrundes besonders im ausgetrockneten Zustande die Beschaffenheit leichter Böden annehmen. Während sich die Zersetzungsvorgänge in den lehmigen Böden aller drei Abteilungen des Muschelkalks schnell vollziehen, erweisen sich die Tonplattenböden des oberen Muschelkalks als träge und kalt. Die Böden des unteren und mittleren Muschelkalks lassen

<sup>1</sup> Ebenda 1931, H. 13, 20.

<sup>2</sup> Zum Teil im Original gesperrt gedruckt.

<sup>3</sup> HOPPE, W.: Untersuchungen über Verwitterung und Bodenbildung des Muschelkalkes der Umgebung von Jena. Chem. Erde 5, 156 (1930).



A-B-C-Horizonte erkennen, während der hohe Tonanteil der schweren Tonplattenböden die Entwicklung nur eines A-C-Profiles erlaubt. Der Trochitenkalkboden nimmt eine Zwischenstellung ein. H. KURON<sup>1</sup> untersucht das Basen- und Nährstoffverhältnis des Muschelkalkbodens und findet, daß von den adsorbierten Kationen das Kalzium bei weitem vorwiegt, woraus sich erklärt, daß bei den von ihm herangezogenen Bodenprofilen keine merkliche Podsolierung hat aufkommen können. Besonderheiten in der Beschaffenheit der Böden werden als Folge des Verwitterungsgrades angesehen. R. HÜBNER<sup>2</sup> Muschelkalkbödenuntersuchungen beziehen sich nur auf Bestimmung der Wasserkapazität und Wasserbeweglichkeit sowie Hygroskopizität und der mechanischen Zusammensetzung. In chemischer Beziehung ist nur auf den Gehalt an Kalk, Humus, Gesamtstickstoff, Austauschazidität und Neubauerwerte für Kali und Phosphorsäure Rücksicht genommen. Nach St. NAJMR und V. KÁŠ<sup>3</sup> gehen aus dem Devonschiefer die schwersten, aus dem Kalkstein des Devons und Silurs weniger schwere Böden hervor. Im Pleistozän treten insbesondere deluviale Auftragungen und mittelschwerer Ober- und Untergrund auf. Der Silursandstein liefert die leichtesten Böden. Braunerdetyp herrscht auf silurischen Schiefen und Kalksteinen vor. Von Kalziumkarbonat sind die Schiefer- und Sandsteinböden frei, dagegen die übrigen genügend damit ausgestattet. J. VAN BARENS<sup>4</sup> mikroskopische Untersuchungen des Lößgesteins aus der Nähe von Maastricht ergeben, daß dasselbe zum Teil den senonen, zum Teil den tertiären Ablagerungen von Süd-Limburg entstammt und nicht etwa, wie früher angenommen wurde, ein Ausblasungsprodukt der Grundmoräne ist. Die Verwitterung des senonen Kalksteins besteht gleichfalls zur Hauptsache in einer Fortfuhr von Kalziumkarbonat bei allmählicher Anreicherung von Ton. Man erkennt, daß sich unterhalb der Ackerkrume (A) ein B-Horizont eingestellt hat, dem dann eine C<sub>1</sub>- und C<sub>2</sub>-Schicht folgt, so daß ein schwaches A-B-C-Profil hervor-  
gemangelt ist, dessen Beschaffenheit und Zusammensetzung sich wie folgt stellt:

	Kalkstein C <sub>2</sub>	1. Verw.- Stadium C <sub>1</sub>	2. Verw.- Stadium B	Jüngstes Verw.- Stadium A
CaCO <sub>3</sub> . . . . .	91,59	62,48	5,11	1,75
Auswechselbarer Kalk . . . . .	—	0,16	0,39	0,33
MgO . . . . .	0,58	1,10	1,12	0,38
SiO <sub>2</sub> . . . . .	5,16	25,58	65,73	73,38
Al <sub>2</sub> O <sub>3</sub> . . . . .	0,18	3,56	8,57	7,59
FeO . . . . .	0,14	0,13	0,28	0,82
Fe <sub>2</sub> O <sub>3</sub> . . . . .	0,87	2,57	6,37	2,63
K <sub>2</sub> O . . . . .	0,20	0,33	1,43	1,38
Na <sub>2</sub> O . . . . .	0,06	0,12	0,42	0,55
N <sub>2</sub> O <sub>5</sub> . . . . .	0,001	0,001	0,001	0,001
P <sub>2</sub> O <sub>5</sub> . . . . .	0,09	0,11	0,41	0,10
H <sub>2</sub> O unter 110° . . . . .	0,42	2,88	5,07	0,09
Humus . . . . .	—	0,13	0,40	4,42
Tongehalt unter 0,05 mm . . . . .	—	28,1	31,5	40,5
Hygroskopizität . . . . .	—	4,9	5,4	7,35
Anzahl erkennbarer Mineralien . . . . .	18	15	11	13

<sup>1</sup> KURON, H.: Basen- und Nährstoffverhältnis einiger Bodenprofile auf Muschelkalk in Mitteldeutschland. Landw. Jb. **83**, 585 (1936).

<sup>2</sup> HÜBNER, R.: Die natürlichen Verhältnisse der Göttinger Muschelkalkböden. Diss. Göttingen 1935.

<sup>3</sup> NAJMR, St., u. V. KÁŠ: Einige Erkenntnisse über die Böden der böhmischen Devon- und Silurformation. Sborn. českoslov. Akad. zeměd. **10**, 311 (1935).

<sup>4</sup> BAREN, J. VAN: Vergleichende mikroskopische, physikalische und chemische Untersuchungen von einem Kalkstein- und einem Lößbodenprofil aus den Niederlanden. Mitt. geol. Inst. Landbouwhoogeschool Wageningen **1930**, Nr 16, 81 — Vergleichendes Studium von einem Kalksteinbodenprofil aus Holland und einem Kalksteinbodenprofil aus Java. Ebenda **1930**, Nr 16, 97 — Die Bildung von Ackererde aus Löß in Holländisch-Limburg. Z. Pflanzenernähr. A **22**, 359 (1931).

Die Ausbildung des Lößbodens aus dem Lößgestein ergibt sich aus nachfolgender Übersicht:

	Aus einer Tiefe von				
	2,10 m	2,00 m	1,00 m	0,50 m	Ackerkrume
CaCO <sub>3</sub> . . . . .	14,52	0,68	0,68	0,86	2,21
Auswechselbarer Kalk . . . . .	0,24	0,32	0,27	0,27	0,32
MgO . . . . .	1,26	0,50	0,45	0,47	0,49
SiO <sub>2</sub> . . . . .	65,41	78,80	77,38	77,19	73,55
Al <sub>2</sub> O <sub>3</sub> . . . . .	7,48	9,07	9,53	7,39	8,04
FeO . . . . .	0,28	0,43	0,36	0,50	0,62
Fe <sub>2</sub> O <sub>3</sub> . . . . .	3,47	3,33	3,60	2,85	2,89
K <sub>2</sub> O . . . . .	1,98	1,76	1,63	1,54	1,62
Na <sub>2</sub> O . . . . .	1,08	1,12	1,04	1,02	1,01
N <sub>2</sub> O <sub>5</sub> . . . . .	0,001	0,001	0,002	0,002	0,002
P <sub>2</sub> O <sub>5</sub> . . . . .	0,12	0,16	0,20	0,21	0,26
H <sub>2</sub> O unter 110° C . . . . .	1,55	1,28	1,98	1,50	1,82
Humus . . . . .	0,22	0,21	0,33	3,80	5,14
Tongehalt . . . . .	60,8	33,7	37,0	29,7	41,4
Hygroskopizität . . . . .	3,0	3,3	4,1	3,8	3,3
Anzahl erkennbarer Mineralien . . . . .	26	21	20	18	17

Man sieht, sagt der Verfasser, „daß die Verwitterung qualitativ intensiver, aber gleichmäßiger verläuft wie beim Kalkstein, eine Folge ihrer physikalischen Beschaffenheit, daß aber der Löß in dem Kampf gegen die außerbürtigen Kräfte schließlich doch weniger verlor, vielleicht eine Folge der geringeren Zeitdauer<sup>1</sup>“. Der Vergleich der Verwitterung des Kalksteins in Süd-Limburg (Holland) und auf Java ergab nachstehende Befunde:

Geolog. Alter	Kalkstein		Oberste Kalksteinbodenschicht	
	Süd-Limburg Senon	Java Tertiär	Süd-Limburg	Java
	CaCO <sub>3</sub> . . . . .	91,59	98,720	1,75
Auswechselbarer Kalk . . . . .	—	—	0,33	0,09
MgO . . . . .	0,58	0,429	0,38	0,58
SiO <sub>2</sub> . . . . .	5,16	0,342	73,38	37,87
Al <sub>2</sub> O <sub>3</sub> . . . . .	0,15	0,161	7,59	24,08
FeO . . . . .	0,14	—	0,82	0,50
Fe <sub>2</sub> O <sub>3</sub> . . . . .	0,87	0,085	2,63	8,95
K <sub>2</sub> O . . . . .	0,20	0,006	1,38	0,05
Na <sub>2</sub> O . . . . .	0,06	0,003	0,55	0,06
N <sub>2</sub> O <sub>5</sub> . . . . .	0,001	—	0,001	0,004
P <sub>2</sub> O <sub>5</sub> . . . . .	0,009	0,001	0,10	0,10
H <sub>2</sub> O unter 110° C . . . . .	0,42	0,260	3,09	9,64
Humus . . . . .	—	Sp.	4,42	4,31
Tongehalt . . . . .	—	—	40,50	37,80
Hygroskopizität . . . . .	—	—	7,35	23,65
Anzahl erkennbarer Mineralien . . . . .	18	5	13	17

Wenn nun auch infolge der Unvollständigkeit der Analysen keine ganz genauen Schlußfolgerungen gezogen werden können, so geht dennoch mit großer Deutlichkeit aus obigen Analysenzahlen hervor, daß aus beiden Kalkgesteinen trotz der großen Verschiedenheit der Klimabedingungen die gleichen Mengen von Kalk verlorengegangen sind. Das Verhalten in der Zunahme der übrigen Stoffanteile deckt sich im allgemeinen mit den bisher in dieser Richtung bekannt gewordenen Ermittlungen. Im Lößgebiet des Elsaß werden von H. ERHART<sup>2</sup>

<sup>1</sup> BAREN, J. VAN: Mitt. geol. Inst. Landbouwhgl. Wageningen 1930.

<sup>2</sup> ERHART, H.: Eine pedologische Studie über die Lößböden des Elsaß. Rev. Bot. appl. 12, 605 (1932).

die Lößbodenhorizonte A, B, B<sub>1</sub> und C unterschieden, die alle ariden Ursprungs sind, jedoch später infolge des Eintritts feuchteren Klimas unter starker Entkalkung bewaldet wurden. Die Horizonte geben sich durch die Färbung schwarz, braun, gelbbraun zu erkennen, und C enthält Kalksteineinschlüsse. E. WALDSCHMIDT<sup>1</sup>, der sich mit der Frage der Entstehung der Lößmännchen beschäftigt, lehnt ihre Bildung durch Entfernen von CO<sub>2</sub> aus Ca(HCO<sub>3</sub>)<sub>2</sub>-Lösungen ab, sondern es soll hierfür vielmehr aus stickstoffhaltiger organischer Substanz entweichendes Ammoniak, wie z. B. aus Vogelkot, in Frage kommen, indem das sich bildende Ammoniak mit der Kalklösung in Wechselwirkung tritt. Der ausgefällte Kalk tritt an Stelle des organischen Körpers, so daß die Lößkonkretionen als Verdrängungspseudomorphosen zu gelten haben. Die in Lößpuppen gefundenen Steinchen werden als schon im Kot vorhanden angesehen, insofern als sie von den Vögeln verschluckt worden sind. Den Untersuchungen von M. GSCHWIND und P. NIGGLI<sup>2</sup> über die Gesteinsverwitterung in der Schweiz ist zu entnehmen, daß die Verwitterung von Sandstein, mergeligem Sandstein und Mergelschiefer der Molasse und des Flysches Analogien mit der Kalksteinverwitterung erkennen läßt. Kalk wird ausgewaschen, und mit der scheinbaren Kieselsäureanreicherung erfolgt gleichzeitig eine Vermehrung von Tonerde, Eisenoxyd, Mangan und Magnesia; dies geschieht anfangs etwa gleichmäßig, später etwas schneller für Eisen, Mangan und Magnesia. Im Bröckelstadium stellt sich bezüglich dessen ein Maximum ein. In der Feinerde tritt beim Mergelschiefer und mergeligen Sandstein hierin schon eine Verminderung ein. Das Verhältnis von SiO<sub>2</sub>:Al<sub>2</sub>O<sub>3</sub> hat sich nach der einen oder anderen Seite hin verändert. Die Höchstwerte für Al<sub>2</sub>O<sub>3</sub> und Fe<sub>2</sub>O<sub>3</sub> (Mn) und MgO finden sich in den Molasseprodukten von Grünichen im Anreicherungshorizont. Hier ist deutliche Entkieselung eingetreten. In der Feinerde ist eine relative Anreicherung von Alkalien festzustellen. Die Verwitterung der Kalksteine verläuft ziemlich einheitlich. Anfänglich tritt eine braune Färbung der Erze und des Glaukonites unter Limonitbildung ein, was in der Feinerde des Bodens zur Anreicherung einer tonigen, etwas eisenschüssigen Masse führt. Bei der Fortfuhr des Kalziumkarbonates reichern sich alle sonstigen Bestandteile an, und zwar Aluminium, Eisen, Magnesium stärker als die Alkalien, wobei sich als typisch für den Verwitterungsvorgang „die mehr oder weniger starke Entkieselung, gemessen an Al<sub>2</sub>O<sub>3</sub>“, zeigt. Es entsteht schließlich eine Rendzina von alkalischer Reaktion, schreitet jedoch die Entkalkung noch weiter, so verschwindet die alkalische Reaktion, und Kolloidschutzwirkung des Humus bringt Eisen und Aluminium zum Wandern, so daß Rendzina-Podsol, der im Hochgebirge im Humusboden sein Endstadium findet, entsteht. Die Verwitterung der alpinen kristallinen Gesteine, wie sie als Gneise, Amphibolite, Syenite, Diorite, Porphyre einschließlich Verrucano vorliegen, und die am frischen Gestein, den ersten Stadien der Umsetzung, an Bröckeln und an der Feinerde des Bodens untersucht wurde, ergab, daß im Vorstadium starke Verrostung (Limonitbildung) auftritt, Feldspat schwach getrübt ist, Biotit sich zu vermindern beginnt und von ihm und von den Erzakzessorien limonitische Adern ausgehen. Im Bröckelstadium erreichen die Stoffveränderungen ein größeres Ausmaß. Das Gefüge wird locker, und Humus nimmt Anteil am Aufbereitungsvorgang. Die Feldspate sind stark getrübt, Biotit ist gebleicht, und Hornblende läßt starke Umsetzungen erkennen. SiO<sub>2</sub> erscheint gegenüber Al<sub>2</sub>O<sub>3</sub> häufig erhöht, so daß Al<sub>2</sub>O<sub>3</sub> teilweise ausgewaschen sein dürfte. Fe<sub>2</sub>O<sub>3</sub> (Mn) MgO erreichen hier meist nur relative

<sup>1</sup> WALDSCHMIDT, E.: Wie sind die Lößpuppen entstanden? Cbl. Min. usw. B 1932, 424.

<sup>2</sup> GSCHWIND, M., u. P. NIGGLI: Untersuchungen über die Gesteinsverwitterung in der Schweiz. Beitr. Geol. Schweiz, geotechn. Ser. 17, 35 (48) (1931). — GSCHWIND, M.: Promotionsarbeit Eidg. Techn. Hochschule Zürich Nr 605 (1931).

Höchstwerte. Tatsächlich haben aber oftmals Eisen wie auch Magnesium abgenommen. Die Oxydation ist weiter fortgeschritten, Kalk hat erheblich abgenommen, und das Kalk-Alkali-Aluminium-Verhältnis weist auf fortschreitende Feldspatzersetzung hin. Die Feinerde ist als Illuvialhorizont oder auch als gebleichte Schicht vorhanden, im letzteren Falle finden hier die Umwandlungen des Bröckelstadiums eine Fortsetzung. „In oberflächlichen Bodenproben, um welche es sich meistens handelt, ändert sich mit Ausnahme des Kieselsäuregehalts oft der Richtungssinn der Diagrammkurven. Die hohen Kieselsäurewerte bewirken trotz einer relativen *al*-Zunahme oft ein Steigen im *si/al*-Verhältnis. Die Verminderung des *f**m* ist zum größten Teil auf eine *m*-Abnahme zurückzuführen. *c*, das in den Bröckeln seine niedrigsten Werte aufweist, steigt infolge Karbonatzufuhr im Boden gerne wieder etwas an. Die Feldspat-, Biotit- und Hornblendezersetzung geht weiter, wie  $\frac{c + alk}{al}$  zeigt. Neubildungen spielen in vielen Fällen eine wichtige Rolle. Die Schwankungen des *f* sind nicht so stark, wie es für *f**m* scheint. Hingegen zeigt der Mg-Gehalt Änderungen. Magnesium wird zuerst zurückgehalten; nach dem Bröckelstadium wird es meist ausgewaschen und reichert sich im lehmigen Boden adsorptiv wieder an. Die Feinerdebildung wird aber von so vielen Faktoren beeinflusst, wie durch das Klima, die Vegetation, die Exposition, daß es schwer fällt, für sie ein einziges allgemeingültiges Schema aufzustellen<sup>1</sup>.“ Ein Vergleich der Gesteinsverwitterung in der Schweiz mit derjenigen in anderen Gebieten führt die Verfasser zu dem Ergebnis, „daß unter nahezu allen klimatischen Bedingungen alle möglichen Stoffverschiebungen auftreten können. Auch vom Ursprungsgestein ist der Charakter der Wanderungen wenig abhängig; vielleicht nur, daß typische Entkieselungen bei Karbonatgesteinen und basischen Eruptivgesteinen häufiger sind als bei Gneisen, Graniten usw. Es ist daher höchst gefährlich, auf Grund eines Analysenvergleichs auf klimatische Sonderverhältnisse rückschließen zu wollen oder die Art des Verwitterungsproduktes (Ton, Allophan, Laterit usw.) daraus abzuleiten. Der Zersatz und der Boden sind Lockerprodukte, in denen viele Wanderungen auftreten können, die in örtlicher Nachbarschaft verschieden verlaufen. Um wirklich die Verwitterung und Bodenbildung verstehen und ihrer Bedingtheit nach erklären zu können, müssen die Anfangsstadien und Einzelprozesse eingehender untersucht werden. Erst auf dieser einmal geschaffenen Grundlage wird der gewissermaßen interne Haushalt innerhalb des Zersatzes und Bodens mit all den möglichen Stoffwanderungen genauer beurteilt werden können. So ist auch die vorliegende Studie nur ein allererster Anfang zur Bereicherung der Kenntnisse über die Gesteinsverwitterung in der Schweiz<sup>2</sup>.“

<sup>1</sup> GSCHWIND, M., u. P. NIGGLI: a. a. O. S. 77.    <sup>2</sup> — S. 127.

# Die Lehre von der Entstehung und Verteilung der Böden an der Erdoberfläche.

Von E. BLANCK-Göttingen.

Allgemeiner Teil.

## Regionale und zonale Bodenlehre.

An erster Stelle, wenn auch nur in Form von Literaturangaben, seien die neu herausgegebenen großen Werke, die das gesamte Gebiet oder ein großes Teilgebiet desselben behandeln, genannt. Ihre Inhaltsbesprechung verbietet jedoch nicht nur der zur Verfügung stehende Raum, sondern sie fällt auch nicht in den Rahmen einer handbuchgemäßen Darstellung. Ihre Berücksichtigung erscheint aber auf Grund der Tatsache selbstverständlich und erforderlich, daß sie gleichfalls das neueste Tatsachenmaterial, wenn auch ebenfalls zumeist in kompilatorischer Verarbeitung, in zusammenfassender Form, zur Wiedergabe bringen und somit ebensowohl als Ausdruck des Standes der wissenschaftlichen Forschung zu gelten haben.

- POLYNOV, B. B.: The cycle of weathering. London: Thomas Murby & Co. 1938.  
ROBINSON, G. W.: Soils. Their origin, constitution and classification. An introduction to pedology. 2. Aufl. London: Thomas Murby & Co. 1938.  
SIGMOND, A. A. J. v.: The principles of soil science. London: Thomas Murby & Co. 1938  
International soil map of Europe. 1: 2 500 000. Neue Auflage. London: Thomas Murby & Co.  
VILLAR, E. H. DEL: Soils of the Lusitano-Iberian Peninsula. London: Thomas Murby & Co.  
LAATSCH, W.: Dynamik der deutschen Acker- und Waldböden. Dresden u. Leipzig: Theodor Steinkopff 1938.  
VAGELER, P.: Grundriß der tropischen und subtropischen Bodenkunde. Berlin: Verlagsges. f. Ackerbau 1930.  
MOHR, E. C. Jul.: De bodem der Tropen in het algemeen en die van Nederlandsch-Indie in het bijzonder. Amsterdam 1933—38.  
HARRISON, J. B.: The katamorphism of igneous rocks under humid tropical conditions. London: Thomas Murby & Co.  
A provisional soil map of East Africa (Kenya, Uganda, Tanganyika, and Zanzibar) with memoir by G. MILNE. London: Thomas Murby & Co.  
REIFENBERG, A.: The soils of Palestine. London: Thomas Murby & Co. 1938.  
JOFFE, J. S.: Pedology. New Brunswick 1936.  
RUSSELL, E. J.: Boden und Pflanze. 2. Aufl. Dresden u. Leipzig: Theodor Steinkopff 1936.  
AARNIO, B.: Bodenkunde (WERNER SÖDERSTRÖM). Osakaythió, Porvoo 1931.

Es liegt in der historischen Entwicklung eines jeden Wissenschaftsgebietes begründet, daß in seinen Anfangsstadien die Neigung zu einer Verallgemeinerung der vorerst noch spärlichen Erkenntnisse vorherrscht, da noch nicht genügend Einzeluntersuchungen vorliegen, um erkennen zu lassen, daß trotz vorwiegender gleichsinniger Tendenz dennoch Abweichungen von der Grundidee vorhanden sind, die sogar bei eingehender Betrachtung und Beurteilung der Geschehnisse in der Lage sein können, die Einheitlichkeit des Systems empfindlich zu stören.

Auch auf dem Gebiet der Bodenzonenlehre macht sich diese alte Erfahrungstatsache neuerdings recht bemerkbar, da es der vertieften Erforschung der vorliegenden Probleme nicht mehr verborgen bleiben konnte, daß auch hier die anfangs nur aus verhältnismäßig geringem Tatsachenmaterial abgeleitete theoretische Grundauffassung bei zunehmender Erfahrung nicht mehr in allen Fällen mit einer völligen Übereinstimmung zu rechnen hat. Jedoch auch hier verfällt man, wie auch sonst zumeist, wieder dem Fehler der Überschätzung dieser Einzelfälle bzw. Besonderheiten, so daß es neuerdings nicht an Stimmen fehlt, die der klimatischen Bodenzonenlehre nur noch eine ganz unbedeutende Rolle zubilligen möchten. Solches ist ein Grundfehler, der zwar stets wieder neu gemacht wird, aber dennoch nichts anderes als eine natürliche Erscheinungsform in der Entwicklung der Erkenntnis ist, wenngleich auch sehr wohl die Annahme und Voraussage berechtigt erscheint, daß sich noch manche Auffassung auf diesem Gebiet unseres Wissens wesentlich wandeln wird, bis es zu einer, wenn auch nicht restlosen, so doch immerhin hauptsächlich Erfassung und Bewertung aller diesbezüglichen Erscheinungen kommen wird. Auch sucht man heute, mehr denn je, nach einer Neugruppierung der Bodentypen, wozu jedes Mittel als berechtigt angesehen wird, und verliert sich infolgedessen schließlich zum Teil in Kleinlichkeiten, so daß sogar die bisher recht mühsam erkannten und errungenen Begriffsbestimmungen der einzelnen Bodentypen ins Wanken geraten und eine Fülle von Untertypen erscheinen, die das allgemeine Bild völlig zu zerstören drohen, ohne daß man daran denkt, daß eine Klassifikation doch nur das zwar durchaus begreifliche Bestreben des Menschen ist, eine „scheinbare“ Ordnung, oder besser gesagt, Trennung der Dinge herbeizuführen, von der allerdings die Natur nichts weiß, da in ihr nur Übergänge vorhanden sind. Alle diese Auffassungen und Bestrebungen haben aber dazu geführt, daß es in der Bodenzonenlehre augenblicklich recht verworren aussieht. Jedoch selbst dieser unerfreuliche Zustand ist gleichfalls wieder nichts weiter als eine im Entwicklungsfortschritt unserer Wissenschaft durchaus begründete Erscheinung, denn die an sich naturgemäß bedingte Erkenntnis von der Abhängigkeit der Bodenbildung vom Klima erfährt nunmehr durch das zur Verfügung stehende weit größere Beobachtungsmaterial gewissermaßen eine Revision. Diese in Verbindung mit einer gerechten Kritik ist aber erst imstande, den gesuchten wahren Fortschritt anzubahnen. Wenden wir uns somit zu den einzelnen Feststellungen und Erörterungen dieser Art, die den dargetanen Entwicklungszustand kennzeichnen.

Bevor jedoch auf diese Verhältnisse des näheren eingegangen werden soll, sei zu Anfang dieses Kapitels auf eine neue von J. S. JOFFE<sup>1</sup> aufgestellte Bodendefinition aufmerksam gemacht, die bemüht ist, das Gesamtwesen des Bodens kurz zur Wiedergabe zu bringen, und die wie folgt lautet: „Der Boden ist ein natürlicher, geschichtlich gewordener Körper, aus mineralischen und organischen Bestandteilen bestehend, von wechselnder Tiefe, der sich gewöhnlich noch nicht im Ruhezustande befindet und der in bezug auf Morphologie, physikalische Eigenschaften und Konstitution sowie chemische Eigenschaften, Zusammensetzung und biologische Kennzeichen verschieden ist von der darunter liegenden, gewöhnlich auch noch Veränderungen unterworfenen Muttersubstanz.“ Desgleichen spricht er die Bodenkunde als selbständige Wissenschaft an. Während C. F. SHAW<sup>2</sup> in der von ihm aufgestellten Bodenbildungsformel  $S = M(C + V)J + D$  noch die strenge Abhängigkeit der Bodenausbildung von den Faktoren des Klimas vertritt, indem  $S$  die Bodenform,  $M$  das Ausgangsmaterial,  $C$  das Klima,  $V$  das

<sup>1</sup> JOFFE, J. S.: Über Bodenprofilstudien. I. Soil Sci. 28, 39 (1929).

<sup>2</sup> SHAW, C. F.: Eine Bodenbildungsformel. Proc. 2. Intern. Congr. Soil Sci. 5. Comm. 7 (1932).

organische Leben,  $J$  die Zeit und  $D$  die Fort- oder Abfuhr des Bodenmaterials bedeuten, vermag sich I. M. VAN BAREN<sup>1</sup> der Lehre, nach welcher der Boden eine Funktion des Klimas ist, überhaupt nicht mehr anzuschließen. Er<sup>2</sup> unterscheidet beim Boden zwischen den aus dem Muttergestein übernommenen und den vom Boden erworbenen Eigenschaften. Die rote Farbe hängt nicht notwendigerweise mit dem Klima zusammen, und LANGS Regenfaktor wird abgelehnt; er glaubt vielmehr, daß der Einfluß des Klimas auf den Boden zur Zeit noch infolge der Unkenntnis der einzelnen, sehr abwechslungsreichen Faktoren des Klimas nicht zu erfassen sei, zudem sei auch der Einfluß der Luft im Erdboden zu berücksichtigen. Bei der Bodenbildung auf Kalkstein seien jedenfalls die Niederschlagsmenge und auch die Struktur und mineralogische Zusammensetzung des Muttergesteins für den Bodenausfall entscheidend. E. SCHERF<sup>3</sup> spricht von einer Rivalität der boden- und luftklimatischen Faktoren bei der Bodentypenentwicklung. Nach ihm läßt sich der Einfluß der endogenen bodenklimatischen, bodenbildenden Faktoren im Wettbewerb mit den äußeren luftklimatischen Faktoren nur innerhalb zweier klimatischer Grenzen erwarten, die man durch die NS-Quotienten gut begrenzen kann, denn es sind nach ihm Zonen vorhanden, in welchen bei gleichen NS-Quotienten, d. h. also gleichen Luftklimaten, verschiedene Bodentypen gebildet werden, die man sonst als das Ergebnis verschiedener Luftklimata aufzufassen gewohnt ist. So entstehen in der Zone mit den zwischen 275 und 350 liegenden Werten sowohl Schwarz- als auch Braunerden, in der Zone mit den Werten zwischen 375 bis 500 Braunerden und auch Podsolbildungen, und schließlich in der Zone zwischen 300 bis 400 können alle drei Bodentypen zur Ausbildung gelangen. Nach ihm sind die maßgebenden bodenklimatischen Umstände Wasserdurchlässigkeit des Untergrundes und Karbonatgehalt, dabei erweist sich als besonders wichtiger Faktor der Einfluß der Geschwindigkeit des vertikalen Wasserlaufs von oben nach unten, obgleich er ein wesentliches Attribut des Bodenklimas ist, das gegenüber dem Luftklima vornehmlich durch Vegetation, Muttergestein und Relief der Bodenoberfläche seine Veränderung erfährt. Demzufolge können eben unter gleichem Luftklima verschiedene Bodentypen hervorgehen, je nachdem Boden- und Luftklima im Gegensatz oder nicht zueinander stehen. Der NS-Quotient vermag dieses zu kennzeichnen. Für jeden endodynamomorphen Bodentypus gibt es bestimmte Grenzwerte des NS-Quotienten, um ihn zu einem solchen zu machen. Bei hohem Niederschlag wird ständig Entbasung und damit Podsolierung herbeigeführt, bei mittelmäßigem oder geringem Niederschlag entscheidet aber das Bodenklima, d. h. die wasserundurchlässige Unterlage, ob nicht ein anderer Bodentypus Entstehung nimmt. Demgegenüber weist wiederum B. POLYNOV<sup>4</sup> auf die gleiche Bedeutung von Klima und Muttergestein als Bodenbildungsfaktoren hin. Nach ihm bestimmt der erste, allgemeinere Faktor den Klimabodentypus, der zweite, der dem ersteren untergeordnet ist, die petrographische Bodenart. Damit zerfällt jeder Klimabodentypus in eine gewisse Anzahl petrographischer Bodenarten. Die Einteilung der Muttergesteine wird für bodenkundliche Zwecke aber eine andere als die des Petrographen sein

<sup>1</sup> BAREN, I. M. VAN: Bodenprobleme unserer Zeit. Landbouwk. Tijdschr. **44**, 805 (1932). — Vgl. auch I. VAN BAREN: De Cultuurbodem en eenige zijner Problemen. Ebenda **45**, 180 (1933).

<sup>2</sup> BAREN, I. VAN: Mikroskopische, physikalische und chemische Untersuchungen über Kalksteine und Kalksteinboden aus Niederländisch-Indien. Comm. geol. Inst. agric. Univ. Wageningen Nr 14 (1928).

<sup>3</sup> SCHERF, E.: Über die Rivalität der boden-luftklimatischen Faktoren bei der Bodentypenbildung. Ann. Inst. hungar. Geol. **29**, 1 (1930/31).

<sup>4</sup> POLYNOV, B.: Das Muttergestein als Faktor der Bodenbildung und als Kriterium für die Bodenklassifikation. Bodenkundl. Forsch. **2**, 165 (1930).

müssen. Ganz besonders wichtig erweisen sich in dieser Hinsicht die Kalkgesteine und quarzsandigen Gesteine. Bezüglich der ersteren, die als Muttergestein der Roterde vornehmlich in Frage kommen, gelangt er unter Rücksichtnahme auf Vorkommen und Verbreitung dieses Bodentyps zu dem Schluß: „Da Roterdebildung nicht nur auf Kalkkarbonatgestein, sondern auch auf anderen Gesteinen möglich ist, so ist das Kalkkarbonatmuttergestein immerhin von stetigem Einfluß auf die Eigenschaften der rotfarbigen Böden der tropischen und subtropischen Breiten. Es schwächt den allitischen Charakter in Lateritgebieten ab und verstärkt den siallitischen im Gebiete der mediterranen Roterden.<sup>1</sup>“ Somit üben die Kalkkarbonatgesteine stets und an allen Orten einen gewissen Einfluß auf die Eigenschaften des Bodens aus, „indem sie die Kennzeichen des klimatischen Bodentypus bald abschwächen, bald verstärken. Daher muß von den zum gleichen klimatischen Typus gehörenden Böden eine besondere petrographische Bodenart auf Kalkkarbonatgesteinen hervorgehoben werden<sup>2</sup>“. A. REIFENBERG<sup>3</sup> hat zu diesen Ausführungen POLYNOV'S Stellung genommen und mit Recht darauf hingewiesen, daß von ihm der Begriff Mediterran-Roterde bzw. Terra rossa viel zu weit gefaßt worden sei. Allerdings gelte auch für die Terra rossa des Mittelmeergebietes sowie auch Palästinas eine erhebliche Beeinflussung ihrer Ausbildung durch das Muttergestein, da von REIFENBERG gezeigt werden konnte, daß dortselbst ein Kalksandstein nur einen roten Sand, dagegen ein Basalt einen schokoladenbraun gefärbten Boden erzeugt, jedoch sei generell daran festzuhalten, daß die Roterdebildung im Mittelmeergebiet an Kalkgestein gebunden sei. Allerdings ist hierzu zu bemerken, daß es sich im Falle der Verwitterung des Kalksand und Basaltes überhaupt nicht um Entstehungsbedingungen der Terra rossa handeln kann, für die ja bekanntlich als Spezifikum ihrer Entstehung nur eine Bildung auf Kalkgestein in Frage kommt. Ähnliches wie für die Kalkkarbonatgesteine gilt nach POLYNOV auch für die Quarzsandgesteine, denn sie besitzen die Fähigkeit, „die geographischen Grenzen der Podsolbildung auseinanderzurücken und diesen Bodentypus sowohl über die nördliche als auch südliche Grenze seines ununterbrochenen Areals hinaus zu verbreiten<sup>4</sup>“, was allerdings hinlänglich schon durch die Feststellungen RAMANN'S als sicher festgestellt erscheint. Diesen beiden Muttergesteinstypen stellt POLYNOV einen dritten in Gestalt der kieselsonigen Gesteine gegenüber, die aber wegen ihrer mannigfachen Zusammensetzung einer weitgehenden Zergliederung unterliegen. Es gehören sowohl die Eruptivgesteine, kristallinen Schiefer, wie auch die diesbezüglichen Vertreter der Sedimentgesteine zu dieser Gruppe. Bei den Eruptivgesteinen, die bekanntlich ihrer chemischen Zusammensetzung nach als saure, neutrale und basische zu unterscheiden sind, läßt dieses Verhalten ein weiteres Merkmal zur Muttergesteinsklassifikation zu, und in der Tat ist die Verschiedenheit in der Verwitterung saurer und basischer Gesteine hinlänglich bekannt, insofern die basischen Feldspate und Eisenmagnesiumsilikate der basischen Gesteine leichter als die Minerale der sauren Gesteine verwittern. Aus ersteren geht Anaxit, aus letzteren Kaolinit hervor; das Verwitterungsprodukt des basischen Gesteins ist tonreicher, das des sauren sandiger, und Zeolithe sind basischen Gesteinen besonders charakteristisch. Nach V. A. KOVDA<sup>5</sup> ist „der Boden vor allem ein geschichtlicher Körper, der sich ewig sowohl in der Zeit als auch im Raume entwickelt und auf einer bestimmten Stufe der Entwicklung zum Produktionsmittel wird“. Erst in zweiter Linie kommt

<sup>1</sup> POLYNOV, B.: a. a. O. S. 171.      <sup>2</sup> — S. 172.

<sup>3</sup> REIFENBERG, A.: Die Abhängigkeit der Roterdebildung vom Muttergestein. *Bodenkundl. Forsch.* **2**, 201 (1931).

<sup>4</sup> POLYNOV, B.: a. a. O. S. 173.

<sup>5</sup> KOVDA, V. A.: Grundsätze der Bodeneinteilung. *Pedology* **27**, 555 (1932).



für seine Natur der Einfluß der äußeren Umgebung in Gestalt von Klima und Vegetation in Betracht. Die Bodenbildungstypen stellen gleichzeitig Stadien des Bodenbildungsvorganges dar, die genetisch miteinander verknüpft sind und sich aus einander ergeben. Als leitenden Hauptwiderspruch in der Bodenkunde erkennt er die Entstehung und Zersetzung der organischen Bodensubstanz. Wie L. PRASSOLOV<sup>1</sup> zu zeigen vermag, verteilen sich die Bodenzone Rußlands nicht entsprechend den Breitenlinien, sondern weichen erheblich davon ab. Sie können zum Teil durcheinanderfließen, wie insbesondere im asiatischen Gebiet. Dort erstreckt sich z. B. die Zone des Podsol bis zu 42—44° n. Br., während die Grauerdenzone noch über 50—52° hinausgeht. Schwarzerde und kastanienfarbige Zone kommen oftmals in gleicher Breite vor. Über eine in gleicher Richtung liegende interessante Feststellung berichten A. MUSIEROWICZ und B. HAUPT<sup>2</sup>, insofern auf einem Gebiet von etwa 480 ha (in der Wojewodschaft Tarnopol, Polen) eine beträchtlich große Anzahl von Bodentypen erkannt werden konnte, nämlich degradiertes vollständiger Tschernosem auf diluvialem Ton, degradiertes unvollständiger Tschernosem auf Ton mit Kies, unentwickelter Tschernosem auf diluvialem Ton, sowie ferner Schotterböden, Rohböden und Tertiärendzinen, und zwar als Folge örtlicher Verhältnisse des Muttergesteins, des periodischen Grundwasserspiegels und des Reliefs, die den Einfluß des Klimas verändern. I. GERASSIMOV<sup>3</sup> nimmt eine Krise, in der sich die Bodenzonelehre befindet, wahr, da sich das Material nicht mehr in den Rahmen der bisherigen klimatischen Bodenzone einfügen läßt, ja sogar hierin Widersprüche auftreten. Er sieht in Anlehnung an die Ausführungen PRASSOLOVS und NEUSTRUJEWs einen Ausweg in der Aufstellung von „Bodenprovinzen“ und ist der Ansicht, daß es eigentlich keine einheitlichen klimatischen Zonen gibt, sondern nur örtliche klimatische Faktoren, die als „Fazies“ zu bezeichnen sind. Auf Grund der wichtigsten klimatischen Faktoren unterscheidet er für Rußland: Ostsibirien mit ewig gefrorenem Podsol- und Alkalibodengebiet, Zentralasien mit Wüsten und Ssolodibödengebiet, ferner den Osten als podsol-anmooriges Gebiet, Zentralkasakstan als solonez-artiges Steppenbödengebiet, Westsibirien als Steppen-Ssolodiböden-Gebiet, Turan als Karbonat-Solontschakböden-Gebiet und das Mittelmeergebiet mit Podsol und Roterden sowie das Osteuropagebiet mit den „konventionell-normalen“ Böden u. a. m. Desgleichen legt er in einer weiteren Veröffentlichung<sup>4</sup> referierenden Inhalts seine kritischen Betrachtungen über die verschiedenen Ansichten auf dem Gebiet der genetischen Bodenlehre nieder, und M. BALDWIN<sup>5</sup> Stellungnahme zur Bodentypenlehre bringt eine Abhandlung desselben zur Wiedergabe. C. F. MARBUT<sup>6</sup> ist der Auffassung, daß die gewöhnlich als klimabedingt angesprochenen Bodentypen in größerem Umfang durch die natürliche Humusdecke hervorgerufen werden, wenngleich auch zu beachten sei, daß diese eine zeitlich bedingte Erscheinung und vom Klima abhängig sei. Eine Bodenform bzw. ein Bodentyp werde in seinen Merkmalen durch dynamische, bodenbildende Kräfte allein bedingt, und stellen sich die Kennzeichen des Bodens in dem Zustande dar, in welchem die

<sup>1</sup> PRASSOLOV, L.: Böden und Nutzflächen SSSR. Priroda 2, 283.

<sup>2</sup> MUSIEROWICZ, A., u. B. HAUPT: Bodenkundliche Untersuchungen des Terrains von Scutromińcej. Kosmos J. Sci. Polon. Nat. „Kopernik“ 60, Fasc. L, Ser. A. 1935, 1.

<sup>3</sup> GERASSIMOV, I.: Über die bodenkundlich-klimatischen Fazies der Ebenen der UdSSR und der angrenzenden Länder. Arb. bodenkundl. Dakutschaw Inst., 8. Folge 2 (1933).

<sup>4</sup> GERASSIMOV, I.: Nouvelles idées dans la géographie des sols. Pedology 30, 239 (1935).

<sup>5</sup> BALDWIN, M.: Standards in soil type correlation. Ann. soil Surv. Assoc. Bull. 15, 18 (1934).

<sup>6</sup> MARBUT, C. F.: Die Beziehung der Bodenform (Typ) zur Umgebung. Proc. 2. internat. Kongr. Soil Sci. 5. Comm. 1 (1932).

Bodenentwicklung durch deren Herrschaft charakterisiert war. Indem er<sup>1</sup> über die hauptsächlichsten Entscheidungen der V. Kommission der Internationalen bodenkundlichen Gesellschaft berichtet, die dahin zusammengefaßt werden können, daß die Bedingungen der Bodenprofilgestaltung vornehmlich vom Klima, dann aber auch von dem im Boden vorhandenen Pflanzenleben abhängen, spricht er den klimatischen Faktoren einen zerstörenden, den biologischen Faktoren vornehmlich einen aufbauenden Einfluß zu. Auch tritt er in diesem Zusammenhange für die Aufgabe des Begriffs Laterit als Bezeichnung einer bestimmten Bodenform und für die endgültige Festlegung des Begriffes Braunerde ein. A. TILL<sup>2</sup> dagegen wendet sich gegen die Ansicht, daß die Bodentypengliederung nur für großräumige, nicht aber für die ausgesprochen kleinräumigen Landgebiete Mitteleuropas in Frage käme. Daß jeder Klimaprovinz ein besonderer Bodentyp entspricht, gelte für mitteleuropäische Verhältnisse nur unter starker Einschränkung, da hier das Klima nach keiner Richtung hin extrem genug sei und die geologische Umlagerung der ortsständigen Verwitterung entgegenwirke, so daß die Spuren nach einer bestimmt eingestellten Richtung der Bodentypenbildung weniger deutlich und oftmals gestört in Erscheinung treten und die Typendifferenzierung besonders groß auf einem kleinen Raume werde. Jedoch seien im allgemeinen die Gesetze der Bodentypenbildung in Deutschland wie auch auf dem ganzen Erdkreise die nämlichen. Dementsprechend müßten die Erkenntnisse der Bodenzonenlehre für die hier vorliegenden besonderen Verhältnisse ausgebaut werden, indem neben den großen klimazonalen Bodentypen den räumlich beschränkten Ortsbodentypen besondere Beachtung unter Berücksichtigung der verschiedenen Reife- und Erhaltungszustände der Bodenprofile geschenkt werde. Eine dementsprechende Nomenklatur und Systematik der Ortsböden wird anschließend von ihm gegeben. Schließlich weist S. A. ZACHAROV<sup>3</sup> noch darauf hin, daß die vertikalen Bodenzonen den horizontalen nur analog seien, keineswegs gleich, und zwar könnten sie es nicht sein infolge des grundsätzlichen Unterschiedes, der zwischen den Bodenbildungsfaktoren der Ebenen und der Gebirgsländer vorhanden ist. Ganz besonders beachtenswert zeigen sich aber die von TH. DE CAMARGO und P. VAGELER<sup>4</sup> gemachten Äußerungen, die ihrer Wichtigkeit wegen etwas ausführlicher und zum Teil mit den eigenen Worten der Autoren wiedergegeben sein mögen, da sie ganz besonders in der Lage sind, die sich in der heutigen Bodenlehre zum Teil breitmachenden Verhältnisse zu charakterisieren. „Wenn man“, so äußern sich die Genannten, „den Werdegang der Bodenkunde als selbständige theoretische und angewandte Wissenschaft überblickt, so tritt in eigenartig hohem Grade und ausgesprochener als bei anderen Naturwissenschaften die Tendenz zur Verallgemeinerung hervor, d. h. die Neigung, von relativ wenigen, örtlich beobachteten Zusammenhängen, wie z. B. dem Verwitterungsvorgang als Ergebnis der klimatischen Faktoren eines begrenzten Areales, auf die Bodeneigenschaften der Erde als Ganzes und die Verteilung der Bodenarten auf den Kontinenten zu extrapolieren. Mit Gründung der ‚Internationalen bodenkundlichen Gesellschaft‘ hat diese Tendenz sich noch verstärkt. Ihren letzten Niederschlag hat sie in den Versuchen gefunden, schon heute provisorische Bodenkarten auch derjenigen Teile der Erde unter Einschluß der Tropen zu entwerfen, die in bodenkundlicher Richtung noch nicht gründlich erforscht

<sup>1</sup> MARBUT, C. F.: Die Arbeit der V. Kommission, Entstehungslehre, Morphologie und Kartographie. *Bodenkundl. Forsch.* **4**, 139 (1934).

<sup>2</sup> TILL, A.: Ortsbodentypen. *Bodenkundl. Forsch.* **3**, 163 (1933).

<sup>3</sup> ZACHAROV, S. A.: Vertikale Zonalität der Böden im Kaukasus. *Pedology* **29**, 795 (1934).

<sup>4</sup> CAMARGO, TH. DE, u. P. VAGELER: Probleme der tropischen und subtropischen Bodenkunde. *Bodenkde u. Pflanzenernährg.* **4** (49), 137 (1937).

sind. Man vertraute bei diesen theoretischen Konstruktionen, für welche z. B. die MARBUTSche Bodenkarte Afrikas und die MATTHEISche Bodenkarte Südamerikas Beispiele sind, offensichtlich der berühmten ‚Logik der Tatsachen‘, daß Muttergestein eben Muttergestein ist, Temperatur und Regen überall Temperatur und Regen sind, also aus ihrem Zusammenwirken immer das nach beobachteten Einzelfällen scheinbar logisch zu erwartende Produkt als Bodensubstanz und Bodenprofil entstehen muß<sup>1</sup>.“ Dementsprechend wird auf die bekannte Annahme einer regionalen Verbreitung des Laterits in den Wendekreisen hingewiesen, während er tatsächlich dortselbst in echter Ausbildung und regionaler Verbreitung, abgesehen von örtlichen geringen Vorkommnissen, überhaupt fehlt, und ferner der Ansicht des Fehlens des Humus in den tropischen Roterden und seiner Bedeutungslosigkeit für den tropischen Landbau gedacht, wogegen doch seine allgemeine Verbreitung und oft auch recht beträchtliche Humusmengen festgestellt werden müssen, ebenso wie das Fehlen echter Moorbildungen außer in Höhenlagen zwischen den Wendekreisen nicht zutrifft, da tatsächlich ein reichliches Auftreten selbst in Meereshöhe unter dem Äquator erkannt worden ist. Die Genannten sind überzeugt, „daß die Theorie der klimatischen Bodentypen, deren Wert sich immer wieder bestätigt, niemals zur allgemeinen Theorie der Typenzonen und deren Anwendung zur Extrapolation auf die Bodenverteilung der noch wenig untersuchten Tropen und Subtropen übersteigert worden wäre, wenn die Verfechter Gelegenheit gehabt hätten, in Tropen und Subtropen nicht nur flüchtige Beobachtungen vorzunehmen, . . . sondern wirkliche Untersuchungen<sup>2</sup>“. Denn es wäre dann erkannt worden, welche entscheidende Bedeutung nicht dem heutigen Klima, sondern der geologischen und klimatischen Geschichte und der Morphologie des Geländes für die Verteilung der Bodentypen besagter Gebiete zukomme, wodurch eine Anordnung klimatisch bedingter Bodentypen auf Grund allgemeingültiger Gesetze unmöglich gemacht werde<sup>3</sup>. Die Wirkung der Erosion „schaltet in Tropen und Subtropen oft, wenn nicht sogar überwiegend den Zeitfaktor der Profilentwicklung aus, indem sie die theoretisch vom Typenstandpunkt aus zu erwartenden Profile ganz abträgt oder verstümmelt . . . Durch die enorme Flächenerosion sind die meisten Gesteinsschichten so spät freigelegt, daß sie trotz ihres an sich oft respektablen geologischen Alters noch heute Böden vom genäherten Klimatypus der Bildungszeit des Sedimentes liefern, an denen die heutige tropische Verwitterung noch nicht merkbar eingesetzt hat<sup>4</sup>“, so daß die klimatisch zu erwartenden Roterden der Feuchtwälder in Süd- und Mittelbrasilien im sog. Lateritgebiet diejenigen Bodentypen sind, die nicht vorhanden sind. Ähnliches läßt sich auch für die regionalen Grauerden der afrikanischen Zentralplateaus, die theoretisch dortselbst nicht auftreten dürften, aussagen, und ebenso gilt dasselbe für größere Teile von Java, von Sumatra usw.<sup>5</sup>. „Fast überall im Tropen- und Subtropengebiet ist das theoretische Bild der klimatischen Bodenkarte so vollständig durchbrochen, daß, wie z. B. die soeben erschienene provisorische Karte von Ostafrika beweist, bei detaillierter Bearbeitung der Länder praktisch kaum etwas davon übrigbleibt“, was aber, nicht etwa bedeute, daß die klimatische Bodenzonenlehre falsch sei, sondern im Gegenteil, „jede die lokalen erdgeschichtlichen und topographischen Verhältnisse berücksichtigende Untersuchung bestätigt sie aufs neue. Aber es bedeutet, daß in allen Erosionsgebieten, und das sind wegen der Regendichte (durchaus

<sup>1</sup> CAMARGO, TH. DE, u. P. VAGELER: a. a. O. S. 137 u. 138.      <sup>2</sup> — S. 138.

<sup>3</sup> Vgl. G. W. ROBINSON: Soils 2. London 1936. — VAGELER, P.: Grundriß der tropischen und subtropischen Bodenkunde. Berlin 1930.

<sup>4</sup> CAMARGO, TH. DE, u. P. VAGELER: a. a. O. S. 139.

<sup>5</sup> Vgl. E. C. J. MOHR: Die Böden der Tropen. Amsterdam 1933.

nicht etwa Niederschlagshöhe!) und Windintensität 75% der Tropen und Subtropen, wenn nicht mehr, eine Extrapolation auf die Verteilung der Böden auf Grund der Theorie der klimatischen Typen, wenn überhaupt, so nur mit größter Vorsicht wissenschaftlich zulässig ist, wenn sie nicht zur Spielerei herabsinken soll. Starke Erosion, sei es durch Wasser, sei es durch Wind, ist gleichbedeutend mit dem Überwiegen endodynamomorpher Faktoren bei der Ausgestaltung der Böden speziell der petrographischen Vorbedingungen, weil der dauernde Abtrag die in Bildung begriffenen Profile stets wieder verstümmelt. Die zur Ausbildung des klimatischen Typus unbedingt nötige Zeit steht in Erosionsgebieten nur örtlich und ausnahmsweise zur Verfügung. So ist zwischen den Wendekreisen tatsächlich nicht, wie es die Theorie verlangt, der reife Klimatyp des Profils die Regel, sondern oft sogar die seltene, örtliche Ausnahme, die prozentisch gegenüber unreifen ‚intrazonaren‘ und ‚extrazonaren‘ Bildungen meist völlig in den Hintergrund tritt<sup>1</sup>.“ Daher können bodenkundliche Probleme der Tropen und Subtropen ihrer Ansicht nach nur in enger Verbindung mit Geologie und Klimageschichte sowie natürlichem Pflanzenbestand der Gegend gelöst werden. Die Ursache dafür sei erst durch die röntgenographische Untersuchung des Tons der tropischen und subtropischen Böden erbracht worden, indem sich gezeigt habe, daß alle stark sorptionsfähigen Tonminerale zumeist fehlen<sup>2</sup>, was aber zugleich nichts anderes beweise, als daß hier der Humus als fast alleiniger Verursacher der Sorption zu gelten habe<sup>3</sup>.

Bekanntermaßen berücksichtigt die Waldbodenkunde in Mitteleuropa seit jeher die geologisch-petrographischen Faktoren der Bodenbildung ganz besonders; jedoch von G. KRAUSS und F. HÄRTEL<sup>4</sup> wird darauf hingewiesen, daß sich eine solche Behandlungsweise doch nicht auf anders geartete Bodengebiete einfach übertragen läßt, wie auch andererseits nicht die russische Bodentypenlehre ohne sinngemäße Anpassung auf die Verhältnisse der mittel- und westeuropäischen Böden zur Anwendung gebracht werden kann. Sie empfehlen daher, um in den Mittelgebirgslandschaften Mitteleuropas besondere, feinere, für die praktische Forstwirtschaft wertvolle Waldbodenunterschiede zu gewinnen, wie z. B. u. a. die besonderen Abstufungen der sog. unfertigen Bodentypen, oder um die künstlichen Waldböden zu erkennen, neben dem Begriff der Bodenart und des Bodentypus auch den der „Bodenform“ oder „Standortsform“ einzuführen, der von P. E. MÜLLER geprägten Bezeichnung „Humusform“ nahekommt. Demgegenüber wird von E. MÜCKENHAUSEN<sup>5</sup> eingehend das Problem der Bodentypenwandlung behandelt, indem er zugleich auf die diesbezüglichen Erscheinungen des norddeutschen Flachlandes besondere Rücksicht nimmt. Er führt u. a. aus, daß mit Festlegung des Wandlungsvollzuges „gleichzeitig der Wechsel der im Laufe der Zeit einwirkenden Bodenbildungsfaktoren ermittelt“ ist. Das heißt, es läßt sich für jeden Typ die Wandlungsreihe, brauner Waldboden, nasser Waldboden, verheideter nasser Waldboden, aufstellen und darüber hinaus die Ursache

<sup>1</sup> CAMARGO, TH. DE, u. P. VAGELER: a. a. O. S. 140.

<sup>2</sup> CAMARGO, TH. DE, K. ENDELL u. P. VAGELER: O papel do humus nos solos tropicaes e subtropicaes, na base de estudos roentgenographicos das suas argilas. Festschr. 50jähr. Jub. Inst. Agr. do Estado de São Paulo, Campinas 1937.

<sup>3</sup> Vgl. bezüglich Erosion V. A. BECKLEY: Soil Erosion. Bull. 1 (1935). Depart. Agric. Kenya. — STOCKDALE, F. A.: Soil Erosion. Empire Cotton Grow. Rev. 12, No 1.

<sup>4</sup> KRAUSS, G., u. F. HÄRTEL: Zur Waldbodenuntersuchung. Bodenkundl. Forsch. 4, 207 (1935).

<sup>5</sup> MÜCKENHAUSEN, E.: Die Bodentypenwandlungen des norddeutschen Flachlandes und besondere Beobachtungen von Bodentypenwandlungen in Nordniedersachsen. Jb. preuß. geol. Landesanst. für 1935, Berlin 1936, 460.

für die Typenwandlung erkennen, so daß es durch eine derartige Betrachtungsweise möglich wird, die oftmals recht verwickelten Bodenprofilverhältnisse zu erklären. „Die Typenwandlung gewinnt um so mehr Bedeutung, je mehr Faktoren an der Bodenbildung beteiligt sind, weil dadurch die Profilausbildung problemreicher wird<sup>1</sup>.“ Führen aber bei einem verwickelt aufgebauten Boden die Bildungsfaktoren zu einem anderen Bildungsverlauf und versagt somit die Erkenntnis der Bodentypenwandlung, so läßt sich das Bodenprofil nicht mehr deuten. „Böden, bei denen die Bodenbildungsfaktoren über lange Zeiträume konstant geblieben sind, treffen wir selten an. Alle Böden unterliegen einer Wandlung, die man für ein bestimmtes Gebiet schnell ermitteln kann. Es ist lange bekannt, daß die braunen Waldböden alle Grade der Podsolierung durchlaufen, zum rostfarbenen übergehen und sich schließlich zu Heideböden entwickeln können. Der nasse Waldboden ist auch öfter in diese Wandlungsreihe eingeschaltet. Dieser allgemeine Weg wird jedoch oft durchbrochen, wenn Faktoren einer anderen Bildungstendenz einwirken. In diesen Fällen bereitet die Profildeutung oft erhebliche Schwierigkeiten. Auch im Gebirge muß die Bodentypenwandlung besondere Bedeutung gewinnen. Die Gebirgsböden zeigen zum Teil einen starken Wechsel, was in erster Linie auf die Eigenart der verschiedenen Gesteine zurückzuführen ist. Dazu kommt, daß durch den starken Einfluß des Reliefs und die damit verbundenen Folgeerscheinungen die Profilausbildung gestört wird. Wenn dazu noch durch Änderungen der Konstellation der übrigen Bodenbildungsfaktoren Typenwandlungen eintreten, so wird die genetische Deutung schwer. Daher ist ein genaues Studium der Bodentypenwandlung ein unentbehrlicher Zweig der wissenschaftlichen Bodenkunde<sup>1</sup>.“ In Hinsicht auf die Bodenverhältnisse Norddeutschlands spricht er sich wie folgt aus: „So erlitten die Schwarzerden der wahrscheinlich früher größeren deutschen Schwarzerdegebiete, die ehemals ein trockenes Klima besaßen, durch die vermutete Zunahme der Niederschlagsmenge und die damit in das Schwarzerdegebiet vorrückende Waldvegetation zum größten Teil eine Degradierung, welche die Schwarzerden bis zum braunen Waldboden wandeln kann. Auf dem Geschiebemergel Norddeutschlands entstehen zunächst nicht voll ausgebildete braune Waldböden, die charakterisiert sind durch Aufschluß der primären Silikate und Aufbau von Sorptionskomplexen. Das zeigt sich bodenmorphologisch vor allem in der schwachen Profilausbildung. Ist der klimatisch höchstmögliche Sorptionskomplexaufbau erreicht, so können wir von einem braunen Waldboden sprechen, der meist noch kalkhaltig ist bis in den A-Horizont. Der B-Horizont besitzt eine warmbraune Farbe und eine gute Struktur und ist porös. Durch Klima und Vegetation tritt eine Podsolierung des braunen Waldbodens ein, wobei die Sorptionskomplexe wieder zerfallen. So entstehen die gebleichten braunen Waldböden und bei fortschreitender Podsolierung rostfarbene Waldböden (hervorgegangen aus gebleichten braunen Waldböden). Die Bleichung zeigt sich in einer Versandung der oberen Horizonte, einer graugelben Färbung des B<sub>1</sub>-Horizontes und oft in einem bleigrauen A<sub>2</sub>-Horizont. Wenn im Laufe des Bleichungsprozesses im braunen Waldboden infolge der Einwaschung in den B-Horizont eine Verdichtung des Untergrundes erfolgt, so staut sich auf dieser Verdichtungsschicht das Bodenwasser, und es kommt zur Bildung eines nassen Waldbodens. Ist der Geschiebemergel bindig, so kann auch schon vor oder bei einer geringeren Podsolierung die Wandlung von einem der braunen Waldböden zum nassen erfolgen. Siedelt sich auf einem nassen Waldboden Heide an, so bildet sich Orterde oder Ortstein. Das Bodenprofil wird morphologisch wie wertmäßig stark verändert,

<sup>1</sup> MÜCKENHAUSEN, E.: a. a. O. S. 511.

so daß wir diesen verheideten nassen Waldboden als selbständigen Bodentyp ansehen müssen. In Niedersachsen wurden solche Bodenprofile genau studiert. Bei Entwässerung und intensiver Ackerkultur regenerieren die nassen Waldböden nach den braunen hin<sup>1</sup>.“ Die nämlichen Ursachen, die den braunen Waldboden zur Entfärbung bringen, können auch den rostfarbenen Boden alle Stadien der Bleichung hindurchgehen und unter Heidevegetation zum Heideboden werden lassen. Unter Grasvegetation erfolgt oftmals eine Rückbildung des Heideprofils. Mit nahem Grundwasserspiegel versehene Flußablagerungen bringen unter Umständen verschieden stark gebleichte Bruchböden zustande, soweit es nicht zur Bildung organischer Feuchtböden kommt. Beim Sinken desselben tritt Veredelung des Bodens, d. h. Umwandlung zum braunen oder schwarzbraunen Aueboden ein. Erfolgt jedoch das Absinken des Wasserstandes noch weiter, so werden sich die bindigeren Böden zu braunen Waldböden, die sandigeren zu rostfarbigen umwandeln, und zwar geschieht dieses in derselben Weise, wie ein solcher Vorgang solches bei den Waldböden auslöst. Nach gewisser Zeit vermag der so entwässerte Boden auch einen steppenartigen Charakter anzunehmen. Derartige Typenwandlungen wie die genannten, lassen sich vom Grundwasserboden zum braunen und rostfarbenen Waldboden in den Niederungsgebieten der Elbe, Weser und Aller erkennen, solche von der Art der Wandlung von Bruch- und Aueboden zum Heideboden im Gebiet Niedersachsens. Wird beim Marschboden das Grundwasser gesenkt, so geht dieser, ebenso wie auch die Aueböden, in braunen Waldboden über oder in steppenartige Marschböden. Bei den jungen Marschböden vollzieht sich diese Wandlung schneller als bei den alten. Verknickte Marschen erweisen sich frei von einer solchen Veränderung. Schließlich können auch Heideböden in Anmoor-Bildungen übergehen, auch eine Eschauflage kann sich zum braunen Waldboden umgestalten. Alle diese Geschehnisse zeigen sich aber von größter Bedeutung auch für andere Zweige der Wissenschaft, denn da „das Bodenprofil meist erkennen läßt, ob ehemals ein anderer Typ vorhanden war und welche Wandlung der Boden erfahren hat, also die Genesis vom Gestein bis zum heutigen Boden am Profil abgeleitet werden kann, so kann man auch die Faktoren ermitteln, die diesen Wandlungsvorgang bewirkten. So lassen sich — wenn auch nur in großen Zügen — Rückschlüsse ziehen auf das ehemalige Klima, besonders auf die Niederschlagsmenge. Ferner können wir bei den Grundwasserböden nachweisen, wie der Grundwasserstand in früherer Zeit gewesen sein muß. Das sind Fragen, welche für die Meteorologie von Interesse sind. Mit Hilfe der Erkenntnis der Typenwandlung wurde ermittelt (TÜXEN), daß große Heideflächen Norwestdeutschlands einst einen Eichen-Birken-Wald getragen haben, was für die Pflanzengeographie eine wichtige Feststellung ist. Ferner kann die Bodentypenwandlung der Geologie gute Dienste leisten . . . Auch für die Prähistoriker muß dieser Wissenszweig in gewissen Fällen Fingerzeige geben können<sup>2</sup>“.

Zufolge der sich immer mehr geltend machenden Schwierigkeiten, den verwickelten bodengenetischen Verhältnissen gerecht zu werden, fehlt es nicht an Bestrebungen, neue und auch ältere Methoden zur Erfassung der charakteristischen Merkmale der Bodentypen heranzuziehen und sie auf ihre Brauchbarkeit hin zu prüfen. So wünscht z. B. A. KAMINSKIJ<sup>3</sup> zur Kennzeichnung der Bodenbildungsprozesse die Berücksichtigung der relativen Feuchtigkeit, der Windwirkung und deren Dauer bzw. Wiederholung, sowie ferner des Bodenklimas und des Klimas der an den Boden angrenzenden Luftschicht. H. JENNY und

<sup>1</sup> MÜCKENHAUSEN, E.: a. a. O. S. 512/13.    <sup>2</sup> — S. 511.

<sup>3</sup> KAMINSKIJ, A.: Klimatische Einteilung nach den für die Bodenbildung wichtigen Grundwasserverhältnissen. *Nachr. centr.-geol.-physik. Observat.* 1, 2 (1931).

C. D. LEONARD<sup>1</sup> prüfen die Beziehungen zwischen Regenfall und den Eigenschaften des Bodens, indem von ihnen zu diesem Zwecke längs der 41° C-Isotherme, die sich in den Vereinigten Staaten über Colorado durch Kansas nach dem westlichen Missouri hinzieht, einige Böden mit nahezu gleichem Muttergestein untersucht werden, und stellen fest, daß hier der Regenfall zwischen 35,0 cm in den semiariden Gebieten und 96,5 cm in den humiden Gebieten schwankt. Mit jedem Zoll Niederschlag läßt sich eine Abnahme der Karbonatanhäufungszone erkennen und demgegenüber eine Zunahme des Stickstoffgehaltes feststellen. Gleiches gilt für den Gehalt an kolloidem Ton, der etwa eine Erhöhung um 1 % je 1 Zoll erfährt. In der semiariden Zone konnte der Aziditätswert 7,8, in der humiden ein solcher von 5,2 nachgewiesen werden, wobei die Neutralzone bei 63 cm Regenfall und dem NS-Quotienten 195 liegt. Des weiteren wird erkannt, daß sich austauschbarer Wasserstoff zuerst bei 63 cm Regen und einem NS-Quotienten von 202 einstellt und mit zunehmendem semihumiden Charakter immer stärker wird. In der semiariden Zone fängt die Sättigungskapazität mit 12 Milliäquivalent je 100 g Boden an und steigert sich in der semihumiden Region in logarithmischer Kurve bis auf 27, während das Maximum des Basenaustausches von 24 Milliäquivalent bei 63 cm Regenfall und NS-Quotient 202 liegt. Der Übergang zwischen aridem und humidem Klima liegt für die 41° C-Isotherme bei einem Regenfall von 63 bis 60 cm, also ungefähr bei dem NS-Quotienten 200. Da zwischen Bodenreaktion und Bodentypen Beziehungen bestehen, weil erstere vom Klima, lokalen Verschiedenheiten, geologischen Verhältnissen, Pflanzendecke und auch Kulturmaßnahmen beeinflußt wird, so fordert K. NEHRING<sup>2</sup>, bei der Bestimmung der Reaktion des Bodens auch eine Untersuchung des Untergrundes zu vollziehen. Die den Beziehungen zwischen organischer Bodensubstanz und Bodentypus gewidmeten Untersuchungen U. SPRINGERS<sup>3</sup> lassen hinsichtlich der Zersetzungs- und Humifizierungsverhältnisse derselben erkennen, daß eine hohe Zersetzung und hohe Humifizierung in den Steppenschwarzerden, Humuskarbonatböden und vermutlich auch in den kastanienfarbigen Böden und in Niedermoorböden, d. h. Bodentypen mit sehr reich entwickelter Bakterienwelt, vorhanden ist, dagegen Bodentypen mit gehemmtem Bakterienleben, wie podsolierte Böden, degradierte Braunerde und ähnliche Böden eine geringe Zersetzung und Humifizierung zeigen. Den Torf- und Rohhumusböden kommt ein geringer Zersetzungsgrad der organischen Substanz, jedoch eine mehr oder weniger hohe Humifizierung zu. Der ihnen infolge ihrer mangelhaften Durchlüftungs- und Feuchtigkeitsverhältnisse eigentümliche, hohe Säuregehalt bewirkt eine stark verminderte Bakterientätigkeit. Schließlich findet eine gute Zersetzung, verbunden mit mehr oder weniger schwächerer Humifizierung, in den stärker degradierten Bodenformen der Schwarzerde, der Rendzinen und kastanienfarbenen Böden, sowie der neutralen, besonders kalkführenden Braunerden statt, und zwar geschieht dieses infolge einer sich dort auswirkenden normalen Bakterientätigkeit. H. JENNY<sup>4</sup> entnimmt unter Hinweis darauf, daß das Luftschiff „Graf Zeppelin“ von seiner Reise über Sibirien Photographien von für die Bodenlehre größter Bedeutung mitgebracht hat, indem sie „ein drastisches Bild von der weiten Verbreitung der Humusablagerungen in

<sup>1</sup> JENNY, H., u. C. D. LEONARD: Funktionelle Beziehungen zwischen den Eigenschaften des Bodens und dem Regenfall. *Soil Sci.* **38**, 363 (1934).

<sup>2</sup> NEHRING, K.: Über die Beziehungen der Bodenreaktion und den verschiedenen Bodentypen. *Fortschr. Landw.* **6**, 41 (1931).

<sup>3</sup> SPRINGER, U.: Neuere Methoden zur Untersuchung der organischen Substanz im Boden und ihre Anwendung auf Bodentypen und Humusformen. *Z. Pflanzenernährg A* **23**, 1 (1932).

<sup>4</sup> JENNY, H.: Gesetzmäßige Beziehungen zwischen Boden, Humus und Klima. *Naturwiss.* **18**, 859 (1930).

den Tundragebieten des Nordens“ ergeben, seinen Boden-, Humus- und Klimauntersuchungen folgendes: „1. In Wüsten- und Halbwüstenböden ist der Gesamtstickstoffgehalt im allgemeinen sehr gering, gleichviel, ob die Wüsten kalten oder warmen Zonen angehören. 2. Mit zunehmender Befeuchtung steigt der Stickstoffgehalt der Steppenböden logarithmisch an. Die Stickstoffzunahme per Befeuchtungseinheit ist am größten in kalten Regionen, am kleinsten in warmen Regionen. 3. Mit steigender Temperatur fällt der Stickstoffgehalt der Böden exponentiell. Die Stickstoffabnahme per Temperatureinheit ist am größten in humiden, am kleinsten in ariden Regionen. Böden südlicher Zonen Amerikas mit hohen Temperaturen sind stickstoffärmer als Böden nördlicher Zonen, wenn Gebiete ähnlicher Befeuchtung verglichen werden<sup>1</sup>.“ Wenn es bisher auch nicht möglich war, Bodenstickstoffuntersuchungen bis in die eigentlichen Tropen hinein durchzuführen, so spricht nach ihm doch alles dafür, daß Stickstoff und Humus in den ariden bis leicht humiden, kultivierten Tropenböden im allgemeinen nur wenig vorhanden sind. In der Tat trifft man denn auch in den subtropischen Wäldern keinen richtigen Humus an, nur gräulich angehauchte Gelb- und Roterden treten anstatt der tiefschwarzen Modererden auf. Demgegenüber setzt im Norden und im Gebirge, wo allerdings nur spärliche Vegetation vorhanden ist, eine Ansammlung von Humus ein, denn „die Humusbildung verläuft eben nicht immer proportional der Pflanzenproduktion, sondern ist weitgehend von den mikrobiologischen Verhältnissen der Böden beeinflusst“. Er gelangt somit zu dem Schluß: „Die beiden Extreme ‚humusarme Tropenböden‘ und ‚humusreiche Tundraböden‘ können als gesetzmäßige Minima und Maxima einer allgemeinen Humus-Klimafunktion aufgestellt werden, deren kontinuierliche Zwischenglieder bereits zahlenmäßig erfaßt worden sind. Damit verliert die Idee der klimatischen Humusbildung ihren hypothetischen Charakter. Sie wird nunmehr zu einer gesicherten Stütze der Lehre von der Klimaabhängigkeit der Bodeneigenschaften<sup>2</sup>.“ Die Beziehungen zwischen Bodentypus und organischer Substanz werden desgleichen von C. F. MARBUT<sup>3</sup> gewürdigt, und M. S. ANDERSON und H. G. BEYERS<sup>4</sup>, die das Kohlenstoff-Stickstoff-Verhältnis im Boden in Hinsicht auf die Einteilung der Böden studieren, kommen zu dem Resultat, daß keine dementsprechenden Beziehungen festzustellen sind. Die zwischen der geologisch-petrographischen Abstammung und der chemischen Zusammensetzung des Bodens vorhandenen Beziehungen gelangen nach V. GÖSSL<sup>5</sup> Untersuchungen durch die Befunde des 10proz. HCl-Auszuges nicht nur in der Weise zum Ausdruck, daß für sie gewisse Grenz- und Durchschnittswerte angegeben werden können, sondern auch die Beziehungen, die zwischen der chemischen Zusammensetzung und den genetischen Bodentypen vorhanden sind, lassen sich aus dem 10proz. HCl-Auszug deutlich entnehmen. „Vor allem läßt sich daraus der Grad der Bodenverarmung an Kalk, Magnesia und Kali beurteilen . . . Die Methode leistet gute Dienste als Hilfsmittel zur Beurteilung der Abhängigkeit der chemischen Bodenzusammensetzung von den pedogenetischen Vorgängen.“ Demnach hat der Salzsäureauszug, so schließt der Verfasser, seine Berechtigung noch nicht verloren. Von weiteren gleichfalls rein chemischen Untersuchungen in dieser Richtung sei auf die Ermittlung der freien und KCl-löslichen Tonerde im Boden als Kennzeichen seines

<sup>1</sup> JENNY, H.: a. a. O. S. 864.    <sup>2</sup> — S. 865.

<sup>3</sup> MARBUT, C. F.: J. americ. Soc. Agronomy **21**, 943 (1929).

<sup>4</sup> ANDERSON, M. S., u. H. G. BEYERS: Das Kohlenstoff-Stickstoff-Verhältnis im Boden in Beziehung zu der Bodeneinteilung. Soil Sci. **38**, 121 (1934).

<sup>5</sup> GÖSSL, V.: Ein Beitrag zur Charakterisierung der Bodenarten, Bodentypen und der wirtschaftlichen Bodenklassen durch den 10proz. HCl-Auszug. Z. Pflanzenernährg A **30**, 155 (1933).



Verwitterungszustandes durch M. TRÉNEL und E. ZEIHNER<sup>1</sup> hingewiesen, wonach in podsolierten Braunerden freie Tonerde im B-Horizont zur Anreicherung gelangt, welcher Befund mit demjenigen K. LUNDBLADS<sup>2</sup> übereinstimmt und der für die Vermutung J. M. VAN BEMMELNS<sup>3</sup> spricht, wonach „die lateritische Verwitterung als Endprodukt einer Entwicklungsreihe aufzufassen ist, die im humiden Klima bereits vorgezeichnet ist“. Die mittels Kataphorese aus einer Anzahl amerikanischer Bodentypenproben durch A. REIFENBERG und S. ADLER<sup>4</sup> entfernte Kolloidfraktion, in der das Verhältnis von Kieselsäure zu den Sesquioxiden bestimmt wurde, ließ erkennen, daß jedem gut definierten Bodentypus ein ähnliches Verhältnis von  $\text{SiO}_2$  :  $\text{R}_2\text{O}_3$  zukommt. Diesbezügliche Untersuchungen mediterraner und amerikanischer Böden führten zu dem Ergebnis, „daß sich die großen Boden- gruppen Amerikas eindeutig durch das  $\text{SiO}_2/\text{R}_2\text{O}_3$ -Verhältnis ihrer Kolloidfraktion definieren lassen, und daß das Verhältnis in eindeutiger Weise von den Niederschlagsmengen abhängig ist“. A. REIFENBERG<sup>5</sup> kommt auf Grund dieses Verhaltens zur Aufstellung der Reihe Wüstenböden > Alkaliböden > Schwarzerde > Prärieböden > Podsolböden > Braunerden > Roterden und zieht daraus den Schluß: „Das  $\text{SiO}_2/\text{R}_2\text{O}_3$ -Verhältnis der Kolloidfraktionen amerikanischer Bodentypen steht somit in direkter negativer Korrelation zu den durchschnittlichen jährlichen Niederschlagsmengen . . . Nicht so eindeutig ist der Einfluß der Temperaturen auf das  $\text{SiO}_2/\text{R}_2\text{O}_3$ -Verhältnis. Im ariden Gebiet sprechen die Werte eher für positive Korrelation, im humiden Gebiet dagegen deutlich für eine negative“. E. M. CROWTHERS<sup>7</sup> Feststellungen zufolge läßt sich eine deutliche Beziehung zwischen Temperatur und dem Quotienten  $\text{SiO}_2\text{-Al}_2\text{O}_3$  des in dem Boden vorhandenen Tonanteils erkennen. Unter vergleichbaren Klimabedingungen ist er am niedrigsten in ungestörten Urgesteinsböden, am höchsten in jungen Böden aus Sedimentgesteinen, die öfter durch Wasser aufgearbeitet worden sind. Ein besonders an  $\text{SiO}_2$  reicher Tonanteil geht durch Verwitterung in Anwesenheit löslicher Silikate bei der Entstehung der Alkaliböden arider Gebiete hervor, desgleichen bildet er sich auch in unreifen Böden des humiden Gebietes, wenn das Auswaschungsmaterial der Einwirkung von gelöster Kieselsäure lange Zeit dem Flußwasser ausgesetzt war. Er benutzt den besagten Quotienten in Verbindung mit Temperatur und Niederschlag zur Aufstellung einer Bodeneinteilung, die folgendes Schema hat:

Starke Auswaschung	Podsolböden braune Waldböden rote und gelbe Böden Eisenlaterite	↓	mit steigender Temperatur
Übergang	Prärieböden		
Geringe Auswaschung	Tschernosem kastanienfarbige Böden braune Halbwüstenböden graue Wüstenböden	↓	mit abnehmender Regenmenge

<sup>1</sup> TRÉNEL, M., u. E. ZEIHNER: Die Kennzeichnung des Verwitterungszustandes humider Böden durch Bestimmung der „freien“ und KCl-löslichen Tonerde usw. *Z. Pflanzenernährg A* **29**, 298 (1933).

<sup>2</sup> Vgl. K. LUNDBLAD: *Medd. Stat. Skogsförsöks-Anst. Stockh.* **21**, 1 (1924).

<sup>3</sup> Vgl. J. M. VAN BEMMELNS: *Z. anorg. u. allg. Chem.* **66**, 333 (1910).

<sup>4</sup> REIFENBERG, A., u. S. ADLER: Die Klassifikation der Böden auf Grund der Zusammensetzung ihrer Kolloidfraktion. *Z. Pflanzenernährg A* **29**, 150 (1933).

<sup>5</sup> REIFENBERG, A.: Die Klassifikation amerikanischer Böden. *Ebenda* **29**, 155 (1933). — Vgl. A. REIFENBERG: Versuch einer allgemeinen Bodenklassifikation. *Ebenda* **31**, 287 (1933).

<sup>6</sup> REIFENBERG, A.: a. a. O. S. 161.

<sup>7</sup> CROWTHER, E. M.: Die Beziehungen klimatischer und geologischer Faktoren zur Zusammensetzung des Tonanteils im Boden und zur Verteilung der Bodentypen. *Proc. roy. Soc. Lond., Ser. B* **107**, 1 (1930).

Je nachdem bi- oder monovalente Basen oder Wasserstoff den Kolloidkomplex in Maximalwerten belegen, gliedert V. NOVÁK<sup>1</sup> die Bodentypen in die Gruppen: „1. Bodentypen mit absorptiv gesättigtem Sorptionskomplex, wo alle Kationen Ca, Mg, K, Na vertreten sind, aber Ca-Ion ein ausgeprochenes Übergewicht hat; solche Bodentypen sind neutral oder schwach alkalisch, z. B. Schwarzerde, Humuskarbonatböden u. a. 2. Absorptiv ungesättigte Böden, wo das Ca-Ion im großen Maße durch Wasserstoff-Ion ersetzt ist; die Reaktion ist meistens sauer bis stark sauer, wie es z. B. bei den Podsolböden der Fall ist. 3. Salzböden, wo der Kolloidkomplex mit bedeutend starken Mengen von einwertigen Kationen und besonders mit Na-Ion belegt ist. Das sind weiße Solončak-, schwarze Solonetzböden, Szikböden und ähnliche.“ W. LAATSCH<sup>2</sup> tritt unumwunden für die Benutzung des chemischen Bodenzustandes, d. h. des Entbasungsgrades des Bodens als Beurteilungsmoment der Bodentypen, ihrer Definition und Einteilung sowie auch der kartographischen Zusammenfassung derselben ein, wenn er sagt: „Immer ist die Entbasung das Primäre. Alle äußeren morphologischen Veränderungen sind dagegen die sekundären Folgeerscheinungen, die keineswegs proportional mit der Entbasung fortschreiten, sondern von vielen in ihrer Wirkung durchaus noch nicht völlig erforschten Faktoren beschleunigt, gehemmt oder völlig unterdrückt werden. Da sich allein der chemische Zustand des Bodens, d. h. vor allem seine Sorptionskapazität für Kationen und die Menge der noch vorhandenen sorptiv gebundenen Basen, quantitativ erfassen läßt, sollte man ihn vor allem für eine Definition und für weitere Untersuchungen der Bodentypen heranziehen. Nur die chemische Zustandsbestimmung gibt uns einen überall anwendbaren, objektiven Maßstab für jede theoretische und praktische Bodenbeurteilung und damit auch die Grundwerte für jede Bodenkartierung.“ A. A. J. v. 'SIGMOND<sup>3</sup> hält die Beurteilung des Bodentyps nach einer allgemeinen Vorschrift für nicht möglich, denn sowohl morphologische Merkmale wie auch chemische Untersuchungen können die dynamisch-genetischen Grundlagen liefern, nur sehr wichtig erscheint es ihm, daß die charakteristischen Merkmale, die der Feststellung gedient haben, so zur Wiedergabe gelangen, daß sie ohne weiteres leicht nachgeprüft werden können. Es sollen daher „stets diejenigen objektiven Merkmale angegeben werden, welche zur Typenbestimmung führten . . . Sind jedoch die bestimmbareren und beobachteten Merkmale angegeben, dann ist es nur eine Frage der Nomenklatur, wie man den Typus benennen will“. Demzufolge erläutert er<sup>4</sup> ein System, das nicht etwa die bisher bekannten Systeme um ein neues vermehren soll, sondern vielmehr die auf verschiedener Grundlage fußenden Systeme auf eine gemeinsame Basis zu bringen sucht. Das Haupteinteilungsprinzip sei daher in Gestalt seines „allgemeinen Systems der Böden“ in der Zusammenstellung auf S. 68 angeführt. Indem er<sup>5</sup> sodann eine dynamische und chemische Charakteristik der ungarischen Schwarzerden entwirft, zeigt er, wie eng die chemische Zusammensetzung der Bodenprofile mit der Bodendynamik der Bodentypen zusammenhängt, und sucht damit zu beweisen, daß die ganze, einheitliche Grundlage seines allgemeinen

<sup>1</sup> NOVÁK, V.: Über Bodentypen. Landwirte-Tagung 1937 in Bratislava (Slovensko), S. 25.

<sup>2</sup> LAATSCH, W.: Eine Bodentypenkarte mit quantitativen Zustandsangaben. Naturw. 1933, 90.

<sup>3</sup> 'SIGMOND, A. A. J. v.: Über die Auswirkung des Bodentypus auf den Nährzustand des Bodens. Verh. 2. Komm. u. Alkali-Subkomm. internat. bodenkundl. Ges. A 1933, 41 (48).

<sup>4</sup> 'SIGMOND, A. A. J. v.: Allgemeines System der Böden. Math. naturw. Anz. ungar. Akad. Wiss. Budapest 49, 79 (1932).

<sup>5</sup> 'SIGMOND, A. A. J. v.: Die Bestimmung der dynamischen Bodentypen auf chemischer Grundlage. Z. Pflanzenernährg 44, 24 (1936) — Principles and scheme of a general system. Bodenkundl. Forsch. 3, 103 (1933).

I. Hauptgruppen	II. Gruppen	III. Bodenarten
1. Böden organischer Herkunft	1. Rohböden	1. Basenarme Torfböden 2. Basenreiche, aber nicht salzige Torfböden 3. Salzreiche Moorböden
	2. Humifizierte Böden	4. Saure Moorböden 5. Neutrale Moorböden 6. Salzreiche Moorböden
2. Böden organischer und mineralischer Herkunft	3. Rohböden	7. Endodynamische Böden 8. Ektodynamische Böden 9. Pseudodynamische Böden
	4. Humo-siallit-Böden	10. Wasserstoffböden 11. Kalziumböden 12. Natriumböden
	5. Ferri-siallit-Böden	13. Braunerden 14. Roterden 15. Gelberden
	6. Allitböden (Laterite)	16. Reine Allitböden 17. Siallitische Böden 18. Allitböden, arm an $Fe_2O_3$
3. Böden rein mineralischer Herkunft	7. Rohböden	19. Schuttböden 20. Grießböden 21. Staubböden
	8. In beginnender Verwitterung	22. Ca-Salze teils ausgelaugt 23. $SiO_2$ teils ausgelaugt
	9. Anhäufung der Verwitterungs-Endprodukte	24. Leichtlösliche Salzkrusten 25. Schwerlösliche Salzkrusten <sup>1</sup>

Bodentypensystems die Typen der im Boden stets wirkenden Dynamik sind. In ähnlichem Sinne äußern sich auch M. GSCHWIND und P. NIGGLI<sup>2</sup>, wenn sie ausführen, daß gerade dadurch, „daß der Boden nicht ein durch einen einzigen Prozeß gebildetes und nun mehr oder weniger unveränderlich bleibendes Gestein ist, sondern eine in ständiger Umbildung begriffene Masse, wird die Klassifikation erschwert. Man kann nur Prozeßabfolgen, Zustände (unter denen gewisse als vorläufige Endstation hervortreten), Komplexe von in gewisser Korrelation stehenden Einzelphänomenen zur systematischen Darstellung benutzen . . . So fehlt noch vieles, bis nur einmal die Grundgröße für die Beurteilung eines Bodenprofils richtig dargestellt werden kann, nämlich die Charakterisierung des Zustandes, in dem sich alle Einzelbestandteile befinden. Erst nachdem dies ermöglicht ist, wird man mit Erfolg die Abhängigkeit dieser Zustände von Klima und den so wichtigen biologischen Faktoren feststellen können. Was heute einigermaßen möglich ist, jedoch mit einer Bodentypenlehre nicht verwechselt werden darf, ist die Untersuchung, wie sich die Auslaugungsprozesse abspielen, welche Stoffe relativ zurückbehalten werden, welche besonders leicht wandern“. Für die Beurteilung dieser Fragen halten sie die Durchführung vollständiger Bauschanalysen des Muttergesteins und des unmittelbar dazugehörigen Bodens für absolut erforderlich und bedauern, daß solches erst in letzterer Zeit häufiger angewandt worden ist. Von B. POLYNOV<sup>3</sup> werden die allgemeinen Bedingungen des Boden-

<sup>1</sup> SIGMOND, A. A. J. v.: a. a. O. S. 86 u. 87.

<sup>2</sup> GSCHWIND, M., u. P. NIGGLI: Untersuchungen über die Gesteinsverwitterung in der Schweiz. Beitr. Geol. Schweiz, geotechn. Ser. 17, 93 u. 94 (1931). — GSCHWIND, M.: Schweiz. Mh. 1933, H. 3.

<sup>3</sup> POLYNOV, B.: Genetische Analyse der Morphologie des Bodenprofils. Arb. Dokuschaw-Inst. Akad. Wiss. UdSSR Leningrad, Folge 3—4.

bildungsvorganges, der Humusbildungen und der Auswaschungsverhältnisse, die zur Horizontbildung führen, zusammengefaßt, und A. H. JOEL<sup>1</sup> weist mit Betonung auf die kaum bemerkbar erscheinenden, schon geringen örtlichen Erhebungen und Senkungen im Gelände hin, die imstande sind, einen sehr bedeutenden Einfluß in der Ausbildung der Profile auf kleinstem Raum zur Auslösung zu bringen, während schließlich A. SOKOLOVSKI<sup>2</sup> vorschlägt, die Dreiteilung A, B, C nach DOKUTSCHAJEW durch die Anfangsbuchstaben der Bezeichnung (Humuslage = H, Eluviallage = E, Illuviallage = I) zu ersetzen, da erstere Bezeichnungsweise zu Mißverständnissen Veranlassung geben kann. Dagegen rät D.W. PITTMAN<sup>3</sup>, die gebräuchlichen Bezeichnungen A, A<sub>1</sub>, B usw. beizubehalten, jedoch durch Hinzufügung kleiner Buchstaben die Beschaffenheit der Horizonte in Hinsicht auf Färbung, Strukturverhältnisse u. dgl. des näheren zu kennzeichnen.

Die Frage nach der auch für die Bodentypen und für die Horizontenteilung so wichtigen Bodenfarbe wird u. a. von K. UTESCHER<sup>4</sup> behandelt. Als für sie besonders in Betracht kommend, werden von ihm Eisenoxyd und Humus erkannt, die sich aber nicht ihrer Menge nach bestimmend erweisen, sondern dieses ihrem Verteilungsgrade nach tun und der Eigenfarbe des Muttergesteins entsprechend zur Geltung kommen, insofern graue Böden viel stärker durch Humus geschwärzt werden als braune oder rote. Dabei erweist sich beim Eisenoxyd dessen Verhältnis zur Kieselsäure im Salzsäureauszug entscheidend, wie solches von R. GANSEN angenommen worden ist. Ist mehr SiO<sub>2</sub> als 6 Mol SiO<sub>2</sub> auf 1 Mol Fe<sub>2</sub>O<sub>3</sub> vorhanden, so tritt graue Farbe auf, bei weniger SiO<sub>2</sub> als 2 Mol SiO<sub>2</sub>: 1 Mol Fe<sub>2</sub>O<sub>3</sub> stellt sich tiefbraune Färbung ein. Dazwischen ist mit grau- bis gelbbraunen Farbtönungen zu rechnen. Als Folge geringer Hydratation des Eisens gilt vermutlich die Rotfärbung. Der FeO-Gehalt läßt keinen Einfluß auf die Bodenfärbung erkennen. Die von dem SiO<sub>2</sub>-Fe<sub>2</sub>O<sub>3</sub>-Verhältnis herrührende Farbe läßt im allgemeinen die Humusfärbung nicht aufkommen. Allerdings wird darauf hingewiesen, daß die besagten Faktoren sicherlich nicht die einzigen sind, welche die Bodenfärbung regeln. Aus E. C. DEGERS<sup>5</sup> Beobachtungen geht hervor, „daß die Bodenfarbe zwar in starkem Grade vom Klima bestimmt wird, daß aber auch nicht streng klimatische Einflüsse beim Zustandekommen der Bodenfarben eine größere oder geringere Rolle spielen. Von diesen sekundären Faktoren ist das Bodenalter am einflußreichsten, während an zweiter Stelle der Einfluß des petrographischen Reaktionscharakters des bodenkundlichen Substrates folgt“ (wobei als petrographischer Reaktionscharakter angesehen wird, ob das Muttergestein ein saures oder basisches ist). „Denn den einzelnen Klimaprovinzen entsprechende spezifische Bodenfarben sind nur an hochgradig verwitterten, also älteren Böden eindeutig zu beobachten, während die meisten Abweichungen der Farbtönung von der bestimmten charakteristischen Farbe einer bestimmten Klimaprovinz durch ein unreifes, mehr oder wenig jüngeres Alter der Böden hervorgerufen werden.“ Über die Messung der Bodenfarben berichtet I. H. H. COURTS<sup>6</sup>, und

<sup>1</sup> JOEL, A. H.: Die zonenmäßige Folge in den Bodenprofilen von Saskatchewan, Canada. Soil Sci. **36**, 173 (1933).

<sup>2</sup> SOKOLOVSKI, A.: Über eine treffende Nomenklatur der einzelnen Bodenschichten. Contrib. ukrain. Inst. Soil Res. **3**, 125 (1931).

<sup>3</sup> PITTMAN, D. W.: Vorschlag für eine anschauliche Bezeichnung der Bodenhorizonte. J. amer. Soc. Agronomy **24**, 931 (1932).

<sup>4</sup> UTESCHER, K.: Die Abhängigkeit der Bodenfarbe vom Eisen- und Humusgehalt. Z. Pflanzenernährg A **26**, 257 (1932).

<sup>5</sup> DEGER, E. C.: Über die Farbe mittelamerikanischer Kulturböden. Bodenkd. u. Pflanzenernährg **4** (49), 172 (1937).

<sup>6</sup> COURTS, I. H. H.: The measurement of soil colours. Bodenkundl. Forsch. **5**, 295 (1937).

nach CH. F. SHAW<sup>1</sup> bestimmt die Menge der vorhandenen organischen Substanz nicht etwa in erster Linie die Bodenfärbung in Gebieten mit heißen und trockenen Sommern und kühlen, feuchten Wintern, wie z. B. in Kalifornien, sondern hat auch nur eine geringe Bedeutung für die Charakterisierung der Bodenprofile. Viel wesentlicher zeigt sich dagegen hierfür der Oxydationsgrad, insbesondere des Eisens und die Intensität sowie Dauer der Auslaugung nebst Wanderung der Tonkolloide und zementierender Substanzen in die Tiefe und deren Anhäufung im Untergrunde.

Zusammenfassend läßt sich also feststellen, daß man in letzter Zeit bei näherer Erforschung der Bodentypen die früher in den Vordergrund des Geschehens gestellte unmittelbare Abhängigkeit ihrer Ausbildung von den rein klimatischen Faktoren nicht mehr vermocht hat im vollen Umfange aufrecht zu erhalten, sondern sich anstatt dessen die Auffassung Bahn bricht, den genetisch-dynamischen Prozeß der Bodenwandlung als ausschlaggebenden Faktor für das Zustandekommen der Bodentypen in ihren mannigfaltigen Verschiedenheiten zu erblicken. Dennoch darf hierbei nicht übersehen werden, daß letzten Endes auch dieser genetisch-dynamische Vorgang nur ein Postulat der Klimaeinflüsse auf den Boden ist. Auch dem Einfluß der Muttergesteinsbeschaffenheit hat man gesucht, wieder mehr gerecht zu werden, so daß sich die zu einer gewissen Zeit stark geltend machenden Gegensätze in der Inanspruchnahme der inneren und äußeren Bodenbildungskräfte für das Zustandekommen eines Bodengebildes, wie ihn die Bodentypenlehre darstellt, an Schärfe verloren haben. Es ist damit aber ein Weg gefunden, alle Bodenbildungsfaktoren auf das ihnen zukommende Maß zu beschränken.

Wenn nun auch nicht unmittelbar mit der Bodenzonenlehre in Verbindung stehend, so erweist sich doch das Bodengefüge im hohen Grade von den Entstehungsbedingungen des Bodens als abhängig, so daß anhangsweise noch einiger Arbeiten gedacht sein möge, welche das Wesen und die Natur des Bodengefüges zum Gegenstand ihrer Untersuchung machen. In Buchform legt W. L. KUBIENA<sup>2</sup> seine Erfahrungen und grundlegenden Untersuchungen auf dem Gebiete der bodenkundlichen Gefügekunde, „Micropedology“ genannt, nieder, ebenso wie H. BJÖRLYKKE<sup>3</sup> durch die Einführung seines Sorelzements zur Herstellung mikroskopischer Dünnschliffe von Mineralböden sich für die Erforschung des für die Bodenmorphologie so wichtigen Bodengefüges einsetzt.

## Spezieller Teil.

### **Die Verteilung der Böden an der Erdoberfläche und ihre Ausbildung.**

(Regionale oder geographische Bodenlehre.)

#### **1. Böden der kalten Regionen.**

(Arktische, subarktische und Hochgebirgsböden.)

Überblickt man das Schrifttum der letzten Jahre, so nimmt man ohne weiteres wahr, daß das Studium der zum Teil so rätselhaften Bodenformen der arktischen

<sup>1</sup> SHAW, CH. F.: Die Rolle der organischen Substanz bei der Klassifizierung der Böden von Trockengebieten. *J. amer. Soc. Agronomy* **24**, 565 (1932) — The establishment of soil colour standards. *Verh. 1. Komm. internat. bodenkundl. Ges., Bangor, Wales 1938*, 51. — SCHOFIELD, R. K.: The representation of soil colour by means of the C. I. E. co-ordinates. *Ebenda* S. 54.

<sup>2</sup> KUBIENA, W. L.: *Micropedology*. Iowa 1938.

<sup>3</sup> BJÖRLYKKE, H.: Über die Anwendung des Sorelzements zur Herstellung mikroskopischer Dünnschliffe von Mineralböden usw. *Chem. Erde* **9**, 51 (1933).

Welt noch immer nicht seinen Reiz verloren hat, denn es liegen eine nicht unbeträchtliche Anzahl von Arbeiten auf diesem Gebiete vor, die allerdings zum Teil recht theoretischen Inhaltes sind und zumeist Geographen als Autoren ihr Erscheinen verdanken, so daß sie vom bodenkundlichen Standpunkt aus ein nur mittelbares Interesse beanspruchen können. Infolgedessen soll, soweit es sich um diese Arbeiten handelt, nur ganz kurz auf sie, sogar zum Teil nur durch Literaturangabe, eingegangen bzw. hingewiesen sein.

Als Dauerfrostboden oder Frostboden bzw. Eisboden wird von H. STOLLTENBERG<sup>1</sup> die unter dem Auftauboden liegende, ständig gefrorene Bodenschicht des Polargebietes verstanden. Es ist dies eine geologische Bildung, weil hier der Boden einem Gestein von bankiger Lagerung gleicht. Anorganische und vielfach auch organische Bestandteile, die miteinander fest durch Eispartikel verbunden sind, bauen das Gebilde auf. Es ist fest und hart und wasserundurchlässig, 25% des Gesamtgebietes von Rußland werden vom Dauerfrostboden eingenommen. H. POSER<sup>2</sup> behandelt gleichfalls den Frost- und Auftauboden sowie die Dauerfrostbodenformen, und werden von ihm die Vorgänge der Verwitterung und Abtragung im arktischen Gebiet sowie auch die Strukturböden, Spaltenböden und Pflasterböden Grönlands beschrieben. Ganz besonders hat man aber den Problemen des Strukturbodens und des Brodelbodens seine Aufmerksamkeit geschenkt. Nach H. POSER<sup>3</sup> kann ein dicht unter der Oberfläche vorhandener undurchlässiger Felsgrund den Dauerfrostboden bei der Bildung der Strukturböden ersetzen, jedoch haben letztere als solche mit den Brodelböden des Diluviums und ähnlichen Vorzeitformen nichts oder doch nur wenig gemeinsam. Von H. BEHLEN<sup>4</sup> werden die Steinringe auf Spitzbergen als Wirkungen warmer, kohlenensäurehaltiger Mineralquellen, d. h. also Thermen, erklärt, denn im arktischen Klima und somit im Eisboden Spitzbergens sind alle Quellen als Thermen anzusehen. Die Wärme der Gase und die der Mineralwässer lassen den Eisboden schmelzen, wodurch er eine siebartige oder maartige Beschaffenheit erhält. Die starke Winterkälte läßt bei den nicht stark fließenden Quellen die Wasseraustrittsstelle gefrieren, jedoch das an dieser Stelle ständig nachdringende Kohlenäuregas bewirkt schließlich unter einer Art Explosion einen Durchschlag, so daß Erde und Steine herausgeschleudert werden und sich ringförmig um den Quellenaustritt anhäufen. Tatsächlich zeigen denn auch die von HOEL beschriebenen kohlenensäurehaltigen Thermen derartige Steinringbildungen von zum Teil großartigem Ausmaß. Nach der Ansicht von TH. SØRENSEN<sup>5</sup> kommt der Vegetation als sekundär wirkendem Faktor ein beträchtlicher Anteil an der endgültigen Ausgestaltung des Strukturbodens zu, denn während das fließende Wasser und der Wind zur Entfernung des Feinmaterials führen, hält die Vegetation dasselbe fest. Die besonders zum Fließen neigenden Bodenarten besitzen eine durchschnittliche Teilchengröße, die das Maximum, bei welchen die durch Molekularkräfte bewirkte Aufsaugung des Wassers nicht mehr

<sup>1</sup> STOLLTENBERG, H.: Der Dauerfrostboden. Geol. Rdsch. **26**, 412 (1935).

<sup>2</sup> POSER, H.: Einige Untersuchungen zur Morphologie Ostgrönlands. Medd. Grønland **94**, Nr 5 (1932) — Beiträge zur Kenntnis der arktischen Bodenformen. Geol. Rdsch. **22**, 200 (1931). — IWANOW, I.: Über Bodenbildung in der Arktis. Transact. Inst. sci. exploration North **1931**, Nr 49. — NIELAND, H.: Über Erscheinungen des Bodenfrosts und Auftaubodens in Westgrönland. Z. Gletscherkde **18**, 346 (1930). — WOLANSKY, D.: Strukturboden und arktische Bodenformen. Geol. Rdsch. **23** (1932). — DÜCKER, A.: Frostschub und Frosthebung. Cbl. Min. usw. B. **1933**, 441 — „Steinsohle“ oder „Brodelpflaster“? Cbl. Min. usw. B. **1933**, 264.

<sup>3</sup> POSER, H.: Das Problem des Strukturbodens. Geol. Rdsch. **24**, 105 (1933).

<sup>4</sup> BEHLEN, H.: Eine neue Theorie der Strukturböden, unter besonderer Berücksichtigung von Spitzbergen. Z. dtsh. geol. Ges. **82**, 635 (1930).

<sup>5</sup> SØRENSEN, TH.: Bodenformen und Pflanzendecke in Nordostgrönland. Medd. Grønland **93**, Nr 4 (1935).

stattfindet, nicht überschreitet, und „andererseits unterschreitet die Korngröße nicht das Minimum, bei welchem eine plastische Konsistenzform zwischen trockenem und vollständig flüssigem Zustand auftritt. Das heißt also, die Fließlehme verhalten sich hinsichtlich ihres Wasservermögens beim Gefrieren im wesentlichen wie Tone, hinsichtlich ihrer Konsistenzformen bei wechselndem Wassergehalt wie Sande, indem die Fließgrenze fast mit dem Umschlagspunkt zusammenfällt<sup>1</sup>“. Die Vegetation wirkt nun insofern, wenn auch nur indirekt, fördernd auf die Strukturierungsvorgänge ein, als „sie stimulierend auf den für diese notwendigen Wasserstau einwirkt und die Stabilisierung der Wasserkommunikation in einem tieferen Niveau verzögert<sup>2</sup>“. Zwar nimmt nun sicherlich der hemmende Einfluß der Vegetation mit Abnahme der geographischen Breite zu, dennoch wird aber von dem Verfasser betont, „daß die Vegetation — auch im subarktischen Gebiet — in dem Maße von dem Einfluß beeinflusst wird, daß sie rein rechnerisch eine Funktion dessen ist und so nicht als bestimmender Faktor für die Erdfließprozesse und damit den Verlauf der Oberflächenformung aufrechterhalten werden kann<sup>3</sup>“. Des weiteren führt er schließlich aus: „Betrachten wir die an Solifluktionsprozesse gebundene Gestaltung der Oberflächenformen und ihre Verteilung in den hocharktischen Gegenden im Verhältnis zu Klima und Erdboden, so muß vorzüglich auch von vornherein auf gegebene (gemeinsame) Faktoren geachtet werden, die im ganzen genommen eine notwendige Vorbedingung für das generelle Auftreten von Solifluktionsprozessen sind, nämlich 1. der Frost, eine gewisse lockere Lagerung der Feinerdepartikel im Auftauboden und die Bildung eines dauernden oder temporären Frostbodens verursachend, 2. das Vorhandensein von Wasser in so reichlicher Menge, daß jedenfalls ab und zu im Jahre innerhalb des Zeitraums von Gefrieren und Auftauen in mehr oder weniger eng begrenzten Schichten ein Wasserüberschuß über die zur Sättigung der Erde notwendige Menge hinaus zustande kommen kann, 3. Feinerde, von einer solchen mechanischen Zusammensetzung, daß sie mit mehr oder weniger großer Annäherung als ein Fließlehm bezeichnet werden kann.“ Im hocharktischen Gebiet sind nach ihm diese Grundbedingungen für die Solifluktion vorhanden, denn „1. der Frost ist ein absolut generell wirksamer Faktor, 2. Niederschlag ist in den arktischen Gebieten in der Regel gering, . . . im allgemeinen jedoch ausreichend, um die Solifluktionsprozesse zu unterstützen . . . 3. Verwitterungsprodukte, die in mechanischer Zusammensetzung den Fließlehmern sehr nahestehen, sind überhaupt für die arktischen Gebiete charakteristisch infolge der durch das Polar-klima bedingten Wirkungsart: eine relativ rasche mechanische Verwitterung, jedoch ein im hohen Grade gehemmter chemischer Zerfall der mechanischen Verwitterungsprodukte. Ferner ist die Beschaffenheit der Verwitterungsprodukte auch von der Gesteinsart abhängig, die als Ausgangspunkt des Zerfalls ausschlaggebend ist“. Die generellen Grundbedingungen für die Solifluktion werden letzten Endes als von klimabestimmter Art angesehen, was sich denn auch in der geographischen Verbreitung des Erdflusses unmittelbar wiedergibt. Während jedoch „die genannten klimatisch bestimmten Faktoren die Bedingungen für das Auftreten von Solifluktionserscheinungen überhaupt ausdrücken, ist das endgültige formenbestimmende Ergebnis der Solifluktion vor allem von rein lokalen — oder lokal bedingten — Faktoren abhängig, von denen die wichtigsten sind: 1. Der Inhalt des Bodens (bzw. Mangel) an größerem Material (Steine, Blöcke), 2. das Terraingefälle, 3. der Feuchtigkeitsgrad der oberen Erdschichten, soweit er davon abhängig ist, in welchem Maße und wie lange Zufuhr von Schmelzwasser von schmelzenden Schneewehen besteht, und schließlich 4. die Tiefe,

<sup>1</sup> SØRENSEN, TH.: a. a. O. S. 26.    <sup>2</sup> — S. 57.    <sup>3</sup> — S. 63—64.

bis zu der die oberflächlichen Erdschichten auftauen<sup>1</sup>. Über die petrographische Beschaffenheit der Detritatbildungen Ostgrönlands berichtet ausführlich A. v. MOOS<sup>2</sup>. Wie H. MORTENSEN<sup>3</sup> zeigt, erweist sich die nach LOW-GRIPP herangezogene Wirkung von Konvektionsströmungen zur Erklärung der bekannten arktischen Bodenstrukturformen, wie es die Steinringe, Netze u. dgl. sind, unbefriedigend, denn es läßt sich schon rechnerisch nachweisen, daß eine Bewegung des Bodens und eine solche von größeren Steinen durch sie gar nicht verursacht werden kann. Jedoch K. GRIPP und W. G. SIMON<sup>4</sup> versuchen auf experimentellem Wege die gegen die LOW-GRIPPSche Hypothese der Brodelbewegung erhobenen Einsprüche zu widerlegen. Ihre mit THOULETScher Lösung und Sand durchgeführten Versuche bringen Ergebnisse bei, die mit den Erscheinungen des Brodelbodens leicht in Übereinstimmung zu bringen sind, so daß ihrer Ansicht nach die Lowsche Deutung ihre Berechtigung besitzt. In weiteren Untersuchungen bedienen sich dieselben Versuchsansteller<sup>5</sup> dünner Lagen von Gesteinsmehl, die auf Eis ausgebreitet wurden, und stellen dadurch fest, daß, wenn diese bei entsprechender, anscheinend eng begrenzter Korngrößenverteilung und bei guter Oberflächenentwässerung sowie nicht zu fest sedimentiertem Ausgangszustand die nötige Wärmeverteilung aufweisen, eine Brodelbewegung an der Grenze der dünnen Bodenlage gegen das Eis einsetzt. Sie sind daher gewillt, den arktischen Strukturboden als einen Feinkornboden aufzufassen, in welchem bei gelegentlich auftretendem trieb sandartigen Zustand Wärmeströmungen eine mehr oder weniger vollkommene Sonderung der größeren Bestandteile nach dem spezifischen Gewicht hervorzurufen erlauben. Über Strukturböden und Brodelböden der nichtarktischen Gebiete geben die unten angeführten Literaturhinweise Aufschluß<sup>6</sup>, während fossile „Brodelbodenbildungen“ durch L. ERB<sup>7</sup> und E. BECKSMANN<sup>8</sup> Bearbeitung finden. Als periglaziale Verwitterung und Bodenbildung faßt W. LOZINSKI<sup>9</sup> die Auswirkung derjenigen Faktoren zusammen, die zwar heute noch wirken, sich aber im eiszeitlichen und unmittelbar darauffolgenden Klima mit einer viel höheren Intensität geltend gemacht haben, und es kommen als Schauplatz dieser Aufbereitungsart nur solche Gebiete in Betracht, die eisfrei waren, aber an eine ausgedehnte Vereisung grenzten, bzw. unter deren Temperaturfernwirkung standen. Spalten- und Bodenrost sind die sie beherrschenden Faktoren. Als Faziesbezirke der periglazialen Verwitterung und Bodenbildung werden, ausgehend von

<sup>1</sup> SØRENSEN, TH.: a. a. O. S. 65—66.

<sup>2</sup> MOOS, A. v.: Sedimentpetrographische Untersuchungen in Ostgrönland. Medd. Grønland **103**, Nr 4 (1938).

<sup>3</sup> MORTENSEN, H.: Über die physikalische Möglichkeit der „Brodel“-Hypothese. Cbl. Min. usw. B **1932**, 417.

<sup>4</sup> GRIPP, K., u. W. G. SIMON: Experimente zum Brodelbodenproblem. Ebenda **1933**, 433-

<sup>5</sup> GRIPP, K., u. W. G. SIMON: Die experimentelle Darstellung des Brodelbodens. Naturwiss. **22**, 8 (1934).

<sup>6</sup> DÜCKER, A.: Über Strukturböden im Riesengebirge. Z. dtsh. geol. Ges. **89**, 113 (1937). — BESKOW, G.: Erdfließen und Strukturböden der Hochgebirge im Lichte der Frosthebung. Geol. Fören. Förhandl. **52** (1930). — GIGNOUX, M.: Les sols polygonaux dans les Alpes et la genèse des sols polaires. Ann. Géogr. **40** (1931). — CASTIGLIONI, B.: Di alcune strutture del suolo di tipo artico osservate nelle Alpi. Boll. Com. glac. Ital. **11** (1931). — SCHADLER, J.: Strukturböden (Steinnetze) in der Eisburg, Stodertal, Oberösterreich. Verh. geol. Bundesanst. **1931**, 205. — MOHAUPT, W.: Beobachtungen über Bodenversetzungen aus dem Stubach und dem Grödener Tal. Diss. Hamburg 1932. — PASSARGE, S.: Z. dtsh. geol. Ges. **85**, 646 (1933). — MORTENSEN, H.: Cbl. Min. usw. B **1934**, 45. — POSER, H.: Ebenda S. 39.

<sup>7</sup> ERB, L.: Ein begrabener diluvialer Spaltenrostboden im Breisgau. Bad. geol. Abh. **5**, 132 (1934).

<sup>8</sup> BECKSMANN, E.: Fossile Brodelböden im Profil des Roten Kliffs (Sylt) usw. Neues Jb. Min. usw. Beil.-Bd. **66** B, 439 (1931).

<sup>9</sup> LOZINSKI, W.: Palsenfelder und periglaziale Bodenbildung. Neues Jb. Min. usw. Beil.-Bd. **71** B, 38 u. 47 (1934).



den Verhältnissen in den Ostkarpaten, von ihm folgende unterschieden und denselben eine allgemeine Geltung zugeschrieben:

Periglaziale Faziesgebiete	Gegenwärtige Analogien
1. Steile Gebirgsrücken: Mechanische Verwitterung durch den gesteigerten Spaltenfrost Schuttfelder	Felsentundra Felsenflur, Fjeldformation Felsenfelde Schuttflur
2. Flache Gebirgsrücken: Dauerfrostboden (Tjäle) mit aufgestautem Grundwasser Vermooring auf stabilem, Solifluktion auf beweglichem Boden	} Tundra
3. Niederungen: Gesteigerte Wirksamkeit des Bodenfrostes Palsenfelder	

Von C. H. EDELMAN<sup>1</sup> und Mitarbeitern werden alle Massenverschiebungen, hervorgerufen unter dem Einfluß der Kälte, die aber nichts mit den Brodelböden zu tun haben, als sog. „kryoturbate Böden“ bezeichnet. E. BLANCK, H. POSER und E. v. OLDERSHAUSEN<sup>2</sup> bringen neue Analysen von im ostgrönländischen Packeis gefundenem Kryokonit bei, die mit den bisher bekanntgewordenen chemischen Befunden dieser äolischen Bildung zwar im großen und ganzen übereinstimmen, wohl aber einen etwas höheren Gehalt an Kieselsäure und Tonerde, dagegen niederen an Alkalien und Erdalkalien aufweisen, so daß es sich im Kryokonit wohl kaum um ein einheitlich zusammengesetztes Produkt handeln kann, was hinsichtlich seiner Entstehungsweise aber als durchaus natürlich erscheinen dürfte, da bei der Verfrachtung die Windstärke und Transportdauer wie auch das Herkunftsmaterial mit in Frage kommen dürften.

Was die Hochgebirgsböden anbelangt, so sind auch hier erfreulicherweise Fortschritte in der Erkenntnis zu verzeichnen. Während L. RIGOTARD<sup>3</sup> ihre Entwicklungsbedingungen im allgemeinen bespricht, werden von J. STINY<sup>4</sup> diejenigen des Großglocknergebietes einer Untersuchung unterzogen. Sie sind von verhältnismäßig stark grobkörniger Beschaffenheit, von lockerem Gefüge, und daher für Wasser, Luft und Pflanzenwurzeln leicht durchdringbar. Sie erweisen sich im allgemeinen als recht standfest, dort aber, wo sie weniger für Wasser durchlässig werden, stellen sich die Erscheinungen des Wanderrasens und der Strukturböden ein. Schluff und Rohton sind in ihnen nur wenig vorhanden, und der geologische Untergrund spielt gar keine Rolle für ihre Ausbildung, denn die aus Serpentin, Kalkglimmerschiefer, Hornblendeepidotchloritschiefer oder Phylliten hervorgegangenen Böden lassen in der Korngrößenverteilung kaum einen Unterschied erkennen. Alles dieses spricht für die Herrschaft der physikalischen Verwitterung in den Hochlagen der Gebirge. Die Untersuchungen von I. WASOWICZ<sup>5</sup> erstrecken sich auf in 1700–2300 m Höhe der Tatra gelegene Böden

<sup>1</sup> EDELMAN, C. H., F. FLERSCHÜTZ u. J. JESWIET: Über spätpleistozäne und frühholozäne kryoturbate Ablagerungen in den östlichen Niederlanden. Verh. geol.-mijnbouwkund. Genootsch. Nederland en Koloniën, geol. Ser. Deel XI, Vierde Stuk, 301–336 (1936).

<sup>2</sup> BLANCK, E., H. POSER u. E. v. OLDERSHAUSEN: Über Kryokonitvorkommnisse im ostgrönländischen Packeis und ihre chemische Zusammensetzung. Chem. Erde 7, 434 (1932).

<sup>3</sup> RIGOTARD, L.: Les facteurs d'évolution des sols de montagne. Bull. Assoc. franç. Étude Sol 1, 35 (1935) — Études d'agronomie alpine. II. Sols de haute montagne du Dauphiné, sols des terrasses fluvio-glaciaires du Bas-Dauphiné. Annales agronom., N. S. 3, 345 (1933).

<sup>4</sup> STINY, J.: Zur physikalischen Kenntnis der Hochgebirgsböden. Bodenkundl. Forsch. 4, 356 (1935). — STINY, J., K. KÜHN u. A. WINTER: Geologie u. Bauwesen 7, 22 (1935).

<sup>5</sup> WASOWICZ, I.: Untersuchungen über Gebirgsböden. Polsk. Akad. Umiejtn. Prace Rolniczo-Leśne, Krakau 7 (1933).

und sollten den Einfluß der den Boden bedeckenden Pflanzengesellschaften auf die Beschaffenheit der organischen Substanz des Erdreiches erbringen, jedoch erwies sich ein solcher Einfluß im allgemeinen doch nur als sehr gering. Nur dann, wenn die örtlichen Verhältnisse eine Ausbildung von Mikroklimaten zulassen, stellen sich Abweichungen ein, woraus zu schließen ist, daß wahrscheinlich das Klima allein von entscheidendem Einfluß auf die Bildung der organischen Substanz ist. G. SCHRECKENTHAL-SCHIMITSCHEK<sup>1</sup> läßt die Bodenbildung des Hochgebirges gleichfalls von den klimatischen Verhältnissen durchaus beherrscht erkennen. Oberhalb und an der Schneegrenze werden ausschließlich endodynamische Böden, die stark abhängig vom Muttergestein sind, angetroffen, und zwar auch darunter zunächst noch solche, die ihre Ausbildung infolge der Erdrutschungen und Murbrüche erhalten haben. Geht hier die Bodenbildung ohne Störung vonstatten, so führt sie zu ektodynamomorphen Böden. Im Gebiet der Wald- und Baumgrenze treten stets ektodynamomorphe Böden auf, und zwar in Gestalt von Podsol und alpinen Humusböden. Temperatur und Feuchtigkeit erweisen sich für die Verwitterung jedes Gesteins maßgebend, und die den alpinen Böden eigentümliche, geringe Mächtigkeit ist die Folge des nur sehr langsam verlaufenden Verwitterungsvorganges. Aus kalkigem und dolomitischem Gestein gehen Kalkrohböden hervor. Bei fortschreitender Verwitterung wandeln sich diese in Rendzinen um, die im Hochgebirge noch recht unfertig sind, denn wird der Kalk ganz ausgelaugt und reichern sich die silikatischen Anteile an, so geht schließlich Podsol hervor. Zu den Böden der kalkigen Gesteine sind auch die sich aus den Kalkphylliten entwickelnden Böden zu zählen. Silikatrohböden, wie überhaupt Rohböden, nehmen oberhalb der Waldgrenze mit steigender Höhe immer mehr zu. Sie gehen mit zunehmender Verwitterung in Braunerden über, welche ein Zwischenstadium der Hochgebirgsböden darstellen. Im Untersuchungsgebiet wurden im allgemeinen Braunerden auf Kalk nicht gefunden, da es sich hier wohl noch um sehr junge Böden handelt. Wo dagegen die Roterde verwittert, bildet sich stellenweise Braunerde. Sowohl Braunerde als Rendzina gehen im Hochgebirge allmählich zum Podsol über, und zwar ist die Podsolierung im Gebiet der silikatischen Gesteine viel durchgreifender als auf Kalkgestein. Im Wald ist bis zur Baumgrenze der Alpenmoder die häufigste Humusform. Bei undurchlässigem Untergrund finden sich in den Hochlagen häufig Moore an, ihnen kommt jedoch nur eine geringe Ausdehnung zu, und besitzen sie Übergangs- oder Flachmoorcharakter. Die Alpwiesen der Ostkarpaten werden von W. SWEDERSKI<sup>2</sup> und die Vegetation und der Boden des Aarmassivs von W. LÜDI<sup>3</sup> behandelt. Die Waldböden der unteren Zone der Ostkarpaten sind durch höheren Gehalt an Kalk, an organischer Substanz und Stickstoff wie auch durch größere Mächtigkeit ausgezeichnet, sind aber weniger sauer als die Ackerböden. Die Böden der oberen Zone sind sehr verschieden, jedoch immer sauer. Podsolbildung tritt nicht auf. Die Alpwiesen der unteren Zone besitzen einen starken Humusgehalt, es handelt sich um Skelettböden, die sich bei saurer Reaktion und reichlicher Wassermenge gebildet haben. In den Senken treten Sumpfböden von grauer Farbe, kalkreich

<sup>1</sup> SCHRECKENTHAL-SCHIMITSCHEK, G.: Die Bodenarten und ihre Eigenschaften in der vertikalen Verbreitungsgrenze der Holzarten in Gebieten der österreichischen Alpen. Beih. z. Bot. Zbl. Abt. B 52, 449 (1935). — Vgl. auch G. SCHRECKENTHAL-SCHIMITSCHEK: Klima, Boden und Holzarten an der Wald- und Baumgrenze in einzelnen Gebieten Tirols. Innsbruck: Universitäts-Verlag 1934.

<sup>2</sup> SWEDERSKI, W.: Untersuchungen über die Gebirgsböden in den Ostkarpaten. I. Mém. Inst. nat. polon. econom. Rurale, Pulawy 12, 115 (1931) — II. Ebenda S. 155.

<sup>3</sup> LÜDI, W.: Beitrag zur Kenntnis der Beziehungen zwischen Vegetation und Boden im östlichen Aarmassiv. Ber. geobot. Forsch. Inst. Rübel in Zürich f. d. Jahr 1933, Zürich 1934, 41 — Zur Frage des Waldklimaxes in der Nordschweiz. Ebenda f. d. Jahr 1934, Zürich 1935, 15.

und von fast neutraler Reaktion auf, über 1600 m finden sich Torfböden mit losem Sand, von saurer Reaktion und zum Teil podsoliert.

Ein Bild von der Bodenbeschaffenheit Islands vermitteln uns die Untersuchungen von H. VERLEGER<sup>1</sup> über das Borgarfjordgebiet auf dieser Insel. Auch hier erweisen sich die Böden in erster Linie von der Gesteinswelt, sodann auch von den Folgen der Vergletscherung des postglazialen Borgarfjordmeeres abhängig, des weiteren aber auch von den jungen vulkanischen Vorgängen der Insel, sowie ferner von Klima und Pflanzenwelt. Die Felsböden entstehen aus vulkanischem Gestein, Basalt, Dolerit, Liparit, Tuff und Breccien. Hier fehlt die Bedeckung mit Lockerboden und Pflanzenwuchs, und sind die Felsschuttböden durch physikalische Verwitterung entstanden. Die Aufschüttungsböden sind aus Glazialschutt zusammengesetzt und durch Winderosion und Wasserabspülung zum Teil zu Rückstandsböden, wie Grus, Kies, Geröll und Kieswüsten, umgewandelt. Riesige Schmelzwasserablagerungen liegen in den Sandar vor. Die Meeresablagerungen in den Watten bestehen aus Schlick und dunklem Sand. Ausgedehnte Humusböden kommen trotz Sumpf- und Moorbildungen im Untersuchungsgebiet nicht vor. Sie sind meist mit Ton und Sand vermischt. Weitverbreitet zeigt sich ein brauner Mischboden aus Lehm, äolischem Staub (vulkanischem Staub, Gletscherstaub) und Humusbeimengungen, der manchmal dem Lößlehmboden recht ähnlich ist. Er zeigt je nach dem Feuchtigkeitsgrad braunrote, braune, gelbbraune und weißlichgraue Farbtöne. Finden sich Eisenoxydhydrate im ausgeschiedenen Zustande vor, so erscheint er auch blutrot gefärbt. Im trockenen Zustande ist er gelbbraun, bröckelig, sehr staubig und außerordentlich fein, so daß er leicht vom Winde verfrachtet wird. Schließlich finden sich noch Strukturböden aller Art. Des weiteren berichtet FR. WEISS<sup>2</sup> über isländische Böden. Während aber nach W. BUJAKOWSKY und G. TRESCHOW<sup>3</sup> die bekannte TAMMSche Oxalatmethode keinen Anhalt für die wirkliche Größe des Verwitterungskomplexes in den isländischen Böden zu erbringen vermag, läßt sie die Sesquioxyde jütländischer<sup>4</sup> Heideböden annäherungsweise richtig bestimmen, und von O. TAMM<sup>5</sup> ist diese Methode für schwedische Podsole und südschwedische braune Waldböden auf Gneis- und Granitmoräne mit Erfolg zur Bestimmung des Verwitterungs- bzw. Podsolierungsgrades benutzt worden. Von B. N. GORODKOV<sup>6</sup> werden schließlich die Tundren Rußlands behandelt, und W. S. DOKTUROWSKY<sup>7</sup> beschreibt die Moore Rußlands und zum Teil auch diejenigen Polens, Lett- und Estlands in floristischer, moor- und bodenkundlicher Richtung. Da die Mehrzahl der Torfmoore Osteuropas durch Versumpfung trockener Stellen ihre Entstehung genommen hat, so wird diesem Umstande besonders Rechnung getragen. Sodann werden die Tundren und Waldtundren, die Wald- und die außerhalb dieser Zone liegenden Moorgebiete sowie schließlich auch die Moore des Kaukasus und Bergmoore des Altai behandelt und eine allgemeine Übersicht über die Entwicklung der Moore Osteuropas gegeben, der ein umfassendes Literaturverzeichnis beigelegt ist.

<sup>1</sup> VERLEGER, H.: Das Borgarfjordgebiet in Island. Diss. Hamburg 1931, 21–24.

<sup>2</sup> WEISS, FR.: Some investigations on Icelandic soil types. Kgl. Vet. og Landb.Aarskrift **1933**.

<sup>3</sup> BUJAKOWSKY, W., u. G. TRESCHOW: Die Bestimmung des Verwitterungskomplexes im Boden. Ebenda **1933**, 121.

<sup>4</sup> WEISS, FR.: Fortsatte kemiske og fysika Undersøgelser over danske Hedejorder og andre Podsoljorder. Biol. Medd. danske Vidensk. Selsk. **10**, 3 (1932).

<sup>5</sup> TAMM, O.: Über die Oxalatmethode in der chemischen Bodenanalyse. Medd. Statens Skogsförsöksanst. **27**, 8 (1932).

<sup>6</sup> GORODKOV, B. N.: Soils of the Tundra Plain of the USSR. Sec. internat. Congr. of Soil Sci. Pedology **4**, 89 (1930).

<sup>7</sup> DOKTUROWSKY, W. S.: Die Moore Osteuropas und Nordasiens. Handb. d. Moorkunde **4**, 1. Berlin: Gebr. Bornträger 1938.

## 2. Böden der kühlen gemäßigten Regionen.

Soll im nachfolgenden über die Neuerscheinungen auf diesem Gebiete berichtet werden, so sei zunächst der Hinweis erlaubt, daß mit einer getrennten Darstellung der einzelnen Bodentypen, wie solches im Handbuch der Bodenlehre geschehen ist, hier nicht gerechnet werden darf, da eine derartige Wiedergabe in sehr vielen Fällen eine oftmalige Wiederholung der Literaturangaben bedeuten würde, zumal nicht nur auf den Bodentypus allein, sondern ebensowohl auch auf sein geographisches Vorkommen und Auftreten Rücksicht genommen werden muß, und daher ein solches Verfahren, infolge der doch nur begrenzt zur Verfügung stehenden Angaben, gewissen Schwierigkeiten gegenübersteht. Es wird daher, um dem Inhalt der einzelnen Arbeiten besser gerecht zu werden, die Behandlung des Stoffes von geographischen Gesichtspunkten aus erfolgen, wenngleich dabei dem Bodentyp auch möglichst Rechnung getragen werden soll. In diesem Sinne schließen sich den bisher erörterten Bodenbildungen der arktischen und subarktischen Region sowie des Hochgebirgsraumes diejenigen der nördlichen Breiten Europas an.

### Bleicherde-Waldböden und podsolige Böden.

Eine allgemeine Übersicht über die Bodenverhältnisse Fennoskandiens durch B. FROSTERUS und O. TAMM<sup>1</sup> sowie ein Sammelreferat von H. v. RATHLEF<sup>2</sup> über Genesis und Klassifikation der hydrogenen Böden Nordeuropas, wie es die Bleicherden und Moorböden sind, führen uns in die Bodenwelt jener Länder ein, und erweisen sich nach O. TAMM<sup>3</sup> die schwedischen Böden zum größten Teil als ausgeprägte Podsole, wogegen nur im äußersten Süden ein kleines Braunerdegebiet zur Ausbildung gelangt ist. Im östlichen Mittelschweden treten teils Podsol, teils Braunerde auf, und zwar die erstere dort, wo der Niederschlag am größten ist. Bei den Podsolbildungen sind entsprechend dem Untergrund und den Bildungsmaterialien verschiedene Typen zu unterscheiden. In einer anderen Mitteilung des gleichen Autors<sup>4</sup> finden die Bodentypen des besagten Gebietes hinsichtlich ihrer Beziehungen zum Grundwasserspiegel Behandlung, und zwar erstrecken sich seine Erörterungen auf Eisenpodsol, Eisenhumuspodsol, Humuspodsol und graublauen Sumpfböden, welcher letzterer als eine seit der Abschmelzperiode des Inlandeises unverwittert erhaltene Schicht gekennzeichnet wird, insofern als er durch den ihn überlagernden wasserdurchtränkten Torf sowie durch die Höhe des Grundwassers einen Schutz gegen Verwitterung erfahren hat. Es wird hervorgehoben, daß das Grundwasser des Eisenpodsolgebietes frei von Eisen und reich an Sauerstoff ist, in den Eisenhumuspodsoldistrikten dagegen wohl noch beträchtlich Sauerstoff führt, aber doch schon ziemliche Mengen von Ferroisen enthält. Das Grundwasser des Humuspodsol und des graublauen Sumpfbodens stellt sich demgegenüber als sauerstoffarm und ausgestattet mit wechselndem Eisengehalt dar. Da das Eisen in Form der Ferroionen vorwiegend vorhanden ist, so erweist es sich als wanderungsfähig, tritt aber Oxydation ein, so wird es als Eisenhydroxydkolloid ausgefällt und gelangt in Gleichhorizonten zur Anhäufung. Die Verwitterung läßt sehr viel Aluminium in Lösung gehen, doch wird es all-

<sup>1</sup> FROSTERUS, B., u. O. TAMM: Einteilung der natürlichen Bodenarten in Fennoskandia. 4. Kongr. Nord. landw. Verg. Helsingfors. Nord.-Jordbg. 1929, H. 4/7, 305. — HALDEN, B. E.: Genetische Einteilung der Bodenarten. Ebenda S. 298.

<sup>2</sup> RATHLEF, H. v.: Die Podsol- und Moorböden Rußlands und der Baltischen Staaten. Z. Pflanzenernährg A 17, 201 (1930).

<sup>3</sup> TAMM, O.: Gesteinsverwitterung und Bodenbildung unter verschiedenem Klima usw. Kgl. Landb.-Akad. Handl. o. Tidsskr. 71, 150 (1932).

<sup>4</sup> TAMM, O.: Studien über Bodentypen und die Beziehungen zu den hydrologischen Verhältnissen in nordschwedischen Waldgeländen. Medd. Statens Skogsförsöksanst. 26, 2, 168 (1931).

mählich als Kolloid vom Boden festgehalten, so daß es nicht in das Wasser gelangt. Auch das Magnesium wird stark absorbiert und gelangt nur in geringen Mengen in die Flüsse. Von sonstigen bodenbildenden Vorgängen werden die Ab- und Ausschlämmung kleiner Mineralanteile, die Bodenbewegung durch Ausfrieren und das Erdfließen behandelt, sowie der biologisch-chemischen Verwitterung als Ausfluß der Humusdecke gedacht. Auf Grund eines umfangreichen Untersuchungsmaterials von Moorwässern kommt E. KIVINEN<sup>1</sup> hinsichtlich der Bedeutung des Pflanzennährstoffgehaltes und der Reaktion der Moorwässer für die Entstehung der verschiedenen Torfarten zu nachstehender Auffassung: Sphagnumtorfe entstehen zumeist auf Mooren, deren Grundwasser relativ geringe Mengen von Pflanzennährstoffen führt und sauer ist. Ihre Bildung kann allerdings auch wohl auf elektrolytreichen Mooren eintreten, jedoch nur dann, wenn das Grundwasser selbst bei Überschwemmungen unter den wachsenden Sphagnumtrieben bleibt. Dennoch ist die Bildung dieser Torfe meistens mehr von der Menge des Wassers als von seiner Beschaffenheit abhängig. Die Cyperaceentorfe dürften in ihrer Bildung nichts mit dem Elektrolytgehalt der Moorwässer zu tun haben. Ihre Wässer zeigen nur selten saure Reaktion. Die Zwischenformen beider Torfarten bilden sich gewöhnlich auf Mooren ziemlich nährstoffarmer Wässer und saurer Reaktion aus. Die Amblystegium-Cyperaceen-Torfe entstehen im allgemeinen bei Gegenwart nährstoffreicherer Wässer, als sie für alle übrigen Torfbildungen in Frage kommen. Fließendes, schwach alkalisches Wasser kommt für sie besonders in Betracht. Bezüglich der finnischen Gytjtjaböden äußert sich B. AARNIO<sup>2</sup> dahin, daß sie auf den Böden der Binnenseen und Meerbusen entstehen, und daß sie zum größten Teil aus den Überresten der pflanzlichen und tierischen Organismen jener Gewässer gebildet werden. Nach ihm werden von schwedischen Forschern vier besondere Arten der Gytjtja unterschieden, nämlich 1. Tongytjtja, 2. Feindetritusgytjtja, 3. Algengytjtja und 4. Grobdetritusgytjtja. Sie erweisen sich alle als elastische, schwammige Bodenbildungen, die beim Trocknen stark schwinden und zur Bildung von Rissen neigen. Zuweilen gehen die Gytjtja in Küstengebieten bei stärkerem Zerfall der organischen Massen in Gytjtjatone über, die reicher an mineralischen Bestandteilen sind.

Der für die Bodenausbildung kühler, gemäßigter Breiten so wichtige Podsolierungsvorgang ist von V. T. AALTONEN<sup>3</sup> einer eingehenden Untersuchung unterzogen worden, die für die Entstehung und Entwicklung des Podsolprofils finnländischer Böden ganz neue Gesichtspunkte ergibt. Vor allem ist die Feststellung beachtenswert, daß sich die größte Gelanhäufung im jüngeren Boden tiefer denn im alten Boden vorfindet, und ersterer mehrere Gelhorizonte übereinander aufweist. Das Profil des jungen Bodens läßt keine scharfen Grenzen zwischen den einzelnen Horizonten erkennen, es nimmt die Gelmenge nach unten nahezu gleichmäßig zu, um bei bestimmter Tiefe nach Erreichung eines Maximums wieder abzunehmen. Der Gelhorizont erweist sich dagegen im älteren Boden stets deutlicher sichtbar und damit sicherer feststellbar. Demzufolge gelangt AALTONEN zu dem Ergebnis, „daß im jungen Boden mehrere Illuvialhorizonte vor-

<sup>1</sup> KIVINEN, E.: Über Elektrolytgehalt und Reaktion der Moorwässer. *Agrogeologica julkaisuja*, Bull. Soil Div. Central Agricult. exper. Stat. Finland **1935**, Nr 38, 69 — Die Moorböden Finnlands. *Ebenda* **1938**, Nr 47, 18 — Über die organische Zusammensetzung der Torfarten und einiger Torfkonstituenten. *Acta agr. fenn.* **31**, 165 (1934). — PAASIO, I.: Untersuchungen über das Typensystem der Weißmoore Finnlands. *Acta forest. fenn.* **44**, 3 (1936).

<sup>2</sup> AARNIO, B.: Über Gytjtjaböden. *Bodenkde u. Pflanzenernährg* **2** (47) 191 (1936/37).

<sup>3</sup> AALTONEN, V. T.: Zur Stratigraphie des Podsolprofils. *Comm. Inst. forest. fenn.* **20**, 6 (1935). — Vgl. auch A. SALMINEN: On the true meaning of podsolization in Finland. *Suomen Kemistilehti A* **11**, 33 (1938).

handen sind, und daß beim Älterwerden des Bodens die untersten zwischen 25 bis 30 cm das Hauptmaximum bilden, bis dies in alten Böden etwa 15 cm höher rückt. Das Anhäufungsmaximum (B-Horizont) entsteht zunächst in größerer Tiefe und steigt dann beim Älterwerden des Bodens allmählich nach oben. Gleichzeitig wird der A-Horizont in entsprechendem Grade schmaler und verwittert weiter<sup>1</sup>. Eine Erklärung für dieses Verhalten sieht er in folgenden Umständen gegeben: „Die Menge des Humus und des feinsten mineralischen Bestandteils wächst fortwährend, und zwar verhältnismäßig am meisten in den Oberflächenschichten des Bodens. Daraus folgt, daß das Wasser, mit anderen Worten die verschiedenen ionendispers und kolloiddispers gelösten Stoffe, in altem Boden nicht ebenso tief sinken können wie in jungem. Andererseits hindern natürlich die schon (in größerer Tiefe) koagulierten oder zurückgebliebenen Stoffe absorptiv und chemisch mehr oder weniger die weitere Auswaschung der Stoffe in größere Tiefe. In mineralarmen wie in humusarmen Böden muß — unter übrigens gleichen Verhältnissen — der B-Horizont entstehen, da die Menge der die Koagulation veranlassenden Elektrolyte u. a. Stoffe in einem solchen Boden geringer ist. Wenn das Klima trocken, mit anderen Worten die Auswaschung schwach ist, kann der frühere ‚A-Horizont‘ mehr oder weniger ganz verschwinden, im feuchten Klima entsteht die Grenze zwischen A- und B-Horizont in einem Niveau, unterhalb dessen die Abtragung der Stoffe geringer ist als die Zufuhr von oben. Außer vom Klima und der Kornverteilung hängt dieses Niveau natürlich von den Feuchtigkeitsverhältnissen sowie der Kornverteilung im Boden u. a. Umständen ab. Der A-Horizont verwittert gleichzeitig immer gründlicher, aber seine Ausdehnung nach unten hin kann nicht wesentlich in Frage kommen, denn der B-Horizont wird mit größerem Alter immer schwerer durchlässig, besonders für kolloiddisperse Lösungen. In gewisser Weise läßt sich also von einem Rückgang der Podsolierung sprechen, aber dies ist eine gewöhnliche Erscheinung in der Entwicklung des Podsolprofiles. Der Vorgang an sich ist an kein bestimmtes Klima gebunden und auch nicht durch Veränderungen der Vegetation veranlaßt<sup>2</sup>.“ Früher glaubte jedoch AALTONEN<sup>3</sup> annehmen zu müssen, daß die Verschiedenheit in der Podsolierung des jungen und alten Bodens Finnlands zum Teil den postglazialen Klimaveränderungen zuzuschreiben sei. Das würde aber bedeuten, daß die schwache Podsolierung des jetzigen alten Bodens durch eine postglaziale, warme und trockene Klimaperiode zu deuten sei und sich die Verschlechterung des Klimas in dem jüngeren Boden zur Litorinazeit vollzogen habe. Die Profilverschiedenheit beider Bodenformen sei jedoch so groß, daß eine spätere, der Podsolierung günstigere Klimaänderung vorhanden gewesen sein müsse. Da eine derartig starke Klimawandlung kaum hat stattfinden können, so lassen sich die Profilunterschiede nicht mit klimatischen Veränderungen in Zusammenhang bringen. Besondere Beachtung verdient der Nachweis, daß die in dem jungen Boden ermittelten, mehrfach übereinanderliegenden Gelhorizonte hauptsächlich solche aus Eisen sind. Die Horizonte sind keine Gleichhorizonte, also nicht durch Wasser hervorgerufen, und kommen auch im Flugsand vor, und ist bezüglich ihrer Natur an LIESEGANGS Ringe zu erinnern. Somit sind nach ihm die Grundvoraussetzungen der Entstehung periodischer Schichten im Boden gegeben, und der bisher noch nicht beobachtete Umstand ist dem Unterschied in den Eisen- und Aluminiummengen des jungen und alten Bodens zu verdanken. Der relativ geringe Aluminiumgehalt im jungen Boden läßt sich vielleicht durch seine leichtere Auswaschbarkeit als die des Eisens erklären. Der junge, nur schwach verwitterte

<sup>1</sup> AALTONEN, V. T.: a. a. O. S. 106.

<sup>2</sup> AALTONEN, V. T.: Über die postglazialen natürlichen Veränderungen des Waldbodens in Finnland. *Comm. Inst. forest. fenn.* **18**, 4 (1933). <sup>3</sup> — **20**, 107 (1935).

und humusarme Boden enthält zu geringe Mengen koagulierender Stoffe, um das Aluminium erfolgreich auszufällen. Hinsichtlich der Anteilnahme der Vegetation ist der Verfasser der Ansicht, daß die Gegenwart von Rohhumus nicht absolut erforderlich ist, denn er sagt: „Der Rohhumus ist auf keinen Fall die unbedingte Voraussetzung der Podsolierung. Podsolieren kann Boden, der überhaupt keine Pflanzendecke oder Humusdecke besitzt. Der Rohhumus befördert allerdings die Auswaschung, aber ob an einer Stelle Rohhumus entsteht oder nicht, hängt mehr von der Beschaffenheit des Standortes als der Vegetation ab. Der Übergang eines Bodentyps in einen anderen bedeutet nach meiner Auffassung so große Veränderungen im Boden, daß die Pflanzendecke diese wenigstens nicht im Verlauf einer Zeit, die vom praktischen Standpunkt aus Bedeutung hat, hervorrufen kann . . . Typische Braunerde wird ohne Zweifel sehr schwer ausgewaschen, und wenn auch an ihrer Oberfläche ein A-Horizont von einigen Zentimetern Mächtigkeit entsteht, ist damit noch nicht gesagt, daß dadurch die Produktionsfähigkeit des Bodens geschwächt wäre . . . Zwischen Braunerde und Podsol sind natürlich zahlreiche Zwischenstadien vorhanden. Diese brauchen keine Degenerations- oder Regenerationsstadien der Braunerde oder des Podsoles zu vertreten, sondern sie sind Zwischenformen und Varianten des eigentlichen Typs, die bald der Braunerde, bald dem Podsol näherstehen<sup>1</sup>.“ Er unterscheidet daher bei den finnischen Böden der Entstehung nach zwei verschiedene Podsolierungen: „1. Die Podsolierung des im Naturzustand befindlichen, vom Wasser oder Eis frei gewordenen Bodens, diese geschieht wahrscheinlich in verschiedener Weise, je nachdem, ob der Boden vor — und zwar wie lange vor — oder während der subatlantischen Periode entstanden ist; 2. die Podsolierung des nicht direkt aus dem Wasser emporgestiegenen — gewöhnlich durch den Einfluß der Kultur freigelegten — schon mehr oder weniger verwitterten, aber nicht ausgewaschenen Bodens<sup>2</sup>.“ Des weiteren ist den Untersuchungen S. MATTSONS und Y. GUSTAFSSONS<sup>3</sup> über die chemischen Eigenschaften der Podsolböden zu entnehmen, daß der  $P_H$ -Wert im C-Horizont am höchsten, im A-Horizont am niedrigsten ist; dasselbe erweist sich auch für den nach vollständiger Elektrodialyse erhaltenen  $P_{Hu}$ -Wert als gültig. Der Punkt, bei welchem der ungesättigte Boden eine gleiche Anzahl von Anionen und Kationen eines neutralen Salzes bindet, ergibt die Basenbindungsfähigkeit. In den echten Podsolböden hat letzterer Wert zwei Höhepunkte in  $A_0$  und B. Den Horizonten B und C derselben kommt ein niedrigerer  $P_H$ -Wert als dem  $P_{Hu}$ -Wert zu. Negative oder gar keine Basensättigungsfähigkeit besitzen die niedrigen Horizonte, wenngleich auch ihr  $P_H$ -Wert erheblich höher ausfällt als der der oberen Lagen; dagegen läßt der saure Humushorizont  $A_0$  eine beachtliche Basensättigung erkennen. In einer weiteren Arbeit werden von S. MATTSON und I. NILSSON<sup>4</sup> die Gesetzmäßigkeiten, welche die Dispersionen und Niederschläge im Podsolprofil bestimmen, erörtert, und J. S. JOFFE und C. W. WATSON<sup>5</sup> beschreiben reine, reife Podsolprofile aus New Jersey. Vermittels der TAMMSchen Oxalatmethode prüft K. LUNDBLAD<sup>6</sup> den Verwitterungsgrad verschiedener Böden und ihrer Horizonte. Es zeigt sich, daß die Podsole ein Minimum

<sup>1</sup> AALTONEN, V. T.: a. a. O. S. 111.    <sup>2</sup> — S. 17.

<sup>3</sup> MATTSON, S., u. Y. GUSTAFSSON: The chemical characteristics of soil profiles 1, The podsol. Ann. agricult. College Sweden **1**, 33 (1934).

<sup>4</sup> MATTSON, S., u. I. NILSSON: The chemical characteristics of soil profiles 3, The podsol complex. Landbr. högskol. Annaler Uppsala **1935**, 115. — MATTSON, S.: Isoelektrisk förvittring. Nord. Jordbrugsförskn. A **1933**, H. 5—6.

<sup>5</sup> JOFFE, J. S., u. C. W. WATSON: Bodenprofilstudien. V. Reife Podsole. Soil Sci. **35**, 313 (1933).

<sup>6</sup> LUNDBLAD, K.: Studien über Podsole und braune Waldböden. Soil Sci. **37**, 137 (1934).

oxalatlöslichen Eisens, Aluminiums und der Kieselsäure im Bleichhorizont A<sub>2</sub> und ein Maximum daran im Illuvialhorizont B haben. In den braunen Waldböden kommen die Sesquioxide in annähernd gleicher Menge sowohl im A- als auch B-Horizont vor. Tritt hier aber ein Maximum auf, wie z. B. in den aklimatischen Bildungen dieser Art, so findet es sich im A-Horizont. A. RODE<sup>1</sup> weist für die Böden der podsoligen Zone nach, daß in den Horizonten A<sub>1</sub> und A<sub>2</sub> fast keine Kolloidteilchen zu ermitteln sind, ihre größte Menge ist im Illuvialhorizont enthalten. In den Humushorizonten macht sich eine Aggregation der Teilchen bemerkbar. Mit Hilfe von Pollenanalysen kann durch W. BEIJERINCK<sup>2</sup> als festgestellt gelten, daß in den Bleichsandschichten scharf markierte Pollenhorizonte auftreten, die in ihrer Stratigraphie typische Parallelerscheinungen der Pollenhorizonte in den postglazialen Moorablagerungen des gleichen Gebietes darstellen. Die Pollen liegen auf ursprünglicher Lagerstätte und können infolgedessen Hinweise auf die Entwicklungsgeschichte der Flora während der Bildung der sauren Deckenschichten geben. Die Humusortsteinschichten zeigten ständig durch die Pollen arktischen Charakter an. Sie müssen also arktische Schichtbildungen sein und begrenzen diese arktische Bildung nach oben. Der Bleichsand ist dagegen eine Bildung milder und humider Klimazeiten. Die harten Humusortsteinbänke gehen in der Gegenwart unter dem rezenten Bleichsand bei dem jetzigen, milden Klima nicht mehr hervor. Es sind rein arktische Klimabildungen. „Damit wäre“, nach ihm, „der Ursprung unserer Heideflächen denn auch zu suchen in der Ausbildung der Humusortsteinbänke während der letzten Glazialperiode. Die Bildung von Heideflächen kann selbstverständlich auch jetzt noch stattfinden nach Ausrottung von Wäldern oder z. B. auf verlassenem Urbarmachungen. Wo die Ortsteinschichten aber fehlen, sind es immer labile Heidevegetationen, während die Kernvegetation auf Ortstein viel stabiler ist. Es sind die typischen Doppleritbänke, welche jeglichen Baumwuchs ausschließen . . . Zuletzt war es bei den weiteren, unseren heutigen, Milieuverhältnissen, die Callunavegetation, welche sich hier am besten erhalten konnte.“ Von K. v. BÜLOW<sup>3</sup> wird dagegen die Auffassung W. BEIJERINCKs, nach welcher die einzelnen Horizonte des Ortsteinprofils unter verschiedenem Klima hervorgegangen sein sollen, zurückgewiesen, denn nach ihm ist der Bleichsand nicht ein Gebilde milderer, feuchteren Klimas und der Ortstein nicht eine „arktische Hinterlassenschaft“. Anschließend hieran mag erwähnt werden, daß L. A. RICHARDSON<sup>4</sup> zu der Ansicht kommt, daß unter den in Florida herrschenden klimatischen Verhältnissen nur ein durchlässiger lockerer Sandboden mit geringem Silt- und Tongehalt und praktisch frei von Elektrolyten zur Bildung von organischen Ortsteinhorizonten neigt, wenn der Grundwasserspiegel zu gewissen Zeiten des Jahres nahe der Oberfläche liegt. Ebenso stellt E. BALZAROTTI<sup>5</sup> im warmen Klima ein Podsolvorkommen an der südlichen Küste von St. Domingo fest. Er führt die Entstehung eines dortigen A-, B-, C-Profiles auf einen zeitweiligen, vermutlichen Überschuß an Wasser in der Savanne zurück, aber auch für ihn steht es außer Frage, „daß diese A-, B-, C-Horizonte mehr durch die physikalischen Eigenschaften des Bodens als durch die meteorologischen Verhältnisse und Vegetationsformen bedingt sind“. K. TSU-

<sup>1</sup> RODE, A.: Versuch einer Untersuchung der mechanischen Zusammensetzung einiger Böden der podsoligen Zone. Arb. Inst. Bodenkd. Folge VI, 153 (1932).

<sup>2</sup> BEIJERINCK, W.: De oorsprong onzer heidevelden. Nederl. Kruidkund. Arch. **43**, 272 (1933).

<sup>3</sup> BÜLOW, K. v.: Zur Geologie des Ortstein. Geol. Rdsch. **25**, 247 (1934).

<sup>4</sup> RICHARDSON, L. A.: Entstehung und Eigenschaften organischer Ortsteinböden. Soil Sci. **29**, 481 (1930).

<sup>5</sup> BALZAROTTI, E.: Über das Auftreten von Böden mit Podsolflecken in Santo Domingo W.I.). Bodenkundl. Forsch. **2**, 1 (1930).



KUNAGA<sup>1</sup> weist schließlich auf das Vorkommen von podsolierten ariden Böden im Gebiete von Changkuangtsai-Lin hin. Eine vertiefte Kenntnis über die Bodenwelt Finnlands bahnen die neuen agrogeologischen Kartierungen, insbesondere durch B. AARNIO<sup>2</sup>, an, und über norwegische Böden liegen einige Angaben von K. O. BJÖRLYKKE<sup>3</sup>, ebenso wie von H. BJÖRLYKKE<sup>4</sup> und O. HAUGUM<sup>5</sup> vor. Schließlich weist B. AARNIO<sup>6</sup> darauf hin, daß in humiden Gebieten nur dann eine Salz-anreicherung an der Bodenoberfläche stattfindet, wenn der Grundwasserstand hoch und der Untergrund salzig ist. Verdampfung an der Oberfläche bewirkt Nachschaffung des Salzes, Wegfuhr des Bodenwassers Verringerung des Salzgehaltes. Ebenso finden durch ihn finnländische Tone und Moränenablagerungen eine chemische und physikalische Untersuchung<sup>7</sup>, und desgleichen berichtet hierüber A. SALMINEN<sup>8</sup>.

In seiner Übersicht der Böden Estlands betont A. NÖMMIK<sup>9</sup>, daß entsprechend dem Klimacharakter alle Böden dieses Landes ausgesprochen podsolierte Böden sein müßten, wenn dieses jedoch nicht der Fall sei, so sei es dem Umstände zuzuschreiben, daß der geologische Untergrund, d. h. also das Muttergestein, einen prägnanten und dominierenden Einfluß auf die Bodenausbildung nehme. Dementsprechend und der geographischen Lage zufolge ist ganz Estland in zwei große Bodengebiete zu gliedern, nämlich Nordestland mit karbonatreichem Moränenmaterial als Muttergestein, dem „Rüchk“, der zumeist auf dem Kalkplateau und Dolomit liegt, und Südostland, aus weit karbonatärmerem Moränenmaterial bestehend, dessen Untergrund ein verhältnismäßig weicher und roter Sandstein des Devons bildet, wenn auch noch in geringer Ausdehnung andere Muttergesteine mit in Frage kommen. Außerdem treten Niederungs-, Hoch- und Übergangsmoore auf, die aber in vorliegender Arbeit keine Berücksichtigung erfahren. Als Mineralbodentypen sind somit zu unterscheiden: Karbonatböden von nur zum Teil stark podsolierter, aber meist steiniger Ausbildung, und podsolierte Böden oder Bleicherden. Erstere lassen sich weiter aufteilen in „Rüchkböden“, Böden der Alvare und solche der karbonatreichen Strandwälle, sowie in situ gebildeter Boden der Verwitterungsprodukte, die ihrerseits in verschiedenen Variationen und Abstufungen vorliegen, denen aber allen gemeinsam mehr oder weniger die Tendenz zur Podsolierung zukommt. Die zweite Bodentypengruppe zerfällt in die der karbonatarmen Moränenböden, solche stark sortierter Sedimente und der karbonatfreien, zumeist sandigen Strandablagerungen, die infolge des

<sup>1</sup> TSUKUNAGA, K.: On the nature of the slightly podzolised arid soil in the mountain of Changkuangtsai-Lin of Chiling-Sheng. Res. Bull. agricult. Exper. Stat. South Manchuria Railway Co. Nr 13, 65 (1934).

<sup>2</sup> AARNIO, B.: Agrogeologia Karttoja Nr 7 Loimaa (1933); Nr 6 Turku (1930); Nr 8 Salo I (1935); Nr 9 Salo II (1936); Nr 10 Salo III (1937); Nr 11 Salo IV (1938). Soil Maps Helsinki Maatalouskoelaitoksen Maatutkimusosasto.

<sup>3</sup> BJÖRLYKKE, K. O.: Über Norwegens Ackerböden. Norsk geol. Tidsskr. **12**, 89 (1931) — Bodenarten und Ackerkrume im Kreise Østfold. Schrft. norweg. Akad. Wiss., Math. naturw. Kl. **3**, 1 (1933).

<sup>4</sup> BJÖRLYKKE, H.: Jordbunnen på Lista. Jordbunnsbeskrivelse Nr 25, Oslo 5 (1929).

<sup>5</sup> HAUGUM, O.: Jordbunnen i Inderøy, Røra og Sandvollan, Nord-Trøndelag Fylke. Jordbunnsbeskrivelse Nr 33, Steinkjer 1938.

<sup>6</sup> AARNIO, B.: Salzböden in Finnland. Maatal. Aikakauskirja **2**, 39 (1930).

<sup>7</sup> AARNIO, B.: Über die Tone Finnlands und ihre Eigenschaften. Agrogeol. julkaisuja Nr 46 (Helsinki) (1938) — Die mechanische Zusammensetzung der Moräne in Finnland. Ebenda Nr 45 (1938).

<sup>8</sup> SALMINEN, A.: The mechanical composition and classification of Finnish clays. Maat. Aikak. Helsinki **9**, 56 (1937) — On the testimony of specific gravity of clays upon their mineral composition. Erip. Suomen Kemistilehti A **10**, 3 (1937) — Can graphite be present in Late Glacial clays? Ebenda B **10** S. 5 u. 30 (1937; B **11**, 14 (1938).

<sup>9</sup> NÖMMIK, A.: Übersicht der Böden Estlands und ihre Entstehungsbedingungen. Bodenkundl. Forsch. **5**, 99 (1936).

Mangels an dem der Podsolierung entgegenwirkenden Kalk als typische Bleicherdebildungen zu gelten haben. Letztere liefern leichte und schwere Bodenarten. Auch T. MIECYŃSKI<sup>1</sup> lehnt die einseitig klimazonale Betrachtungsweise für die Podsolprofile und Klassifikation der Böden ab, indem er auf den entscheidenden Einfluß des Muttergesteins bei der Ausbildung diesbezüglicher polnischer Böden hinweist. Desgleichen nimmt R. S. STAUFFER<sup>2</sup> Stellung zum Einfluß des Muttergesteins auf die Beschaffenheit des Bodens im humiden gemäßigten Klimagebiet. In Lettland sind es nach den Mitteilungen L. VITINS'<sup>3</sup> hellgraue Podsolböden und verschieden entwickelte anmoorige Böden, welche vorkommen. Ferner werden von ihm die Auswaschung des Geschiebelehms und Entwicklung des Mergellehms in Gestalt der Rendzinabildungen behandelt, und desgleichen auch die Bodenbildungen auf Grant und Sand sowie die anmoorigen Böden erörtert. Ihre geographische Verteilung und die Frage ihrer kartographischen Darstellung erfahren des weiteren eine Besprechung. Ebenso bringt K. KRŪMINŠ<sup>4</sup> eine Darstellung der Bodentypen Lettlands. Es werden von ihm Rendzina, Braunerden, Podsole, anmoorige und torfartige Böden sowie Kulturböden unterschieden. Nach dem gleichen Autor<sup>5</sup> sind auch in Lettland Lößablagerungen und daraus entstandene Böden sehr verbreitet, welche letztere stark verlehmt oder durch Podsolierung in Staubsand umgewandelt worden sind. Wenig veränderte Löße lassen sich nur unter besonderen Verhältnissen beobachten. Es scheint, als wenn vormals viele Böden Lettlands der Schwarzerde geähnelt haben.

A. SCHMUZIGER<sup>6</sup> stellt sich die Aufgabe, einen Überblick über die chemischen Veränderungen im Humusgehalt der einzelnen Bodenhorizonte kennzeichnender schweizerischer Bodentypen, wie Eisenpodsol, alpiner Humuspodsol, insubrische Braunerde, Braunerde (brauner Waldboden) und Rendzina zu geben, und H. PALLMANN, A. HASLER und A. SCHMUZIGER<sup>7</sup> tun dar, daß die alpinen Humuspodsole in der Zone über 2200 m Dauerböden sind und geringe Neigung zur Umwandlung zeigen. Da bei ihnen das Grund- und Hangwasser kaum von einer Bedeutung ist, so stehen sie dadurch im Gegensatz zu den nordischen Podsoltypen. Der reine Eisenpodsol ist mit dem Wald verbunden, der reine Humuspodsol mit den Zwergbuschgesellschaften des Waldgürtels. Zumeist ist der alpine Humuspodsol eine Regressionsbildung der Eisenpodsole. Für die auf den Sandsteinen der oberen Kreideformation Mährens auftretenden Podsolböden weist J. PELIŠEK<sup>8</sup> nach, daß der Podsolierungsprozeß in der Richtung der Podsolbildung stark durch die petrographische und chemische Beschaffenheit des Muttergesteins beeinflußt wird. Entsprechend ihrer Textur rechnet er diese Podsolböden zu den sandigen bis lehmig-sandigen Böden, und nur die B-Horizonte können manchmal zu den sandig-lehmigen Böden gestellt werden, weil in ihnen größere Mengen an Ton

<sup>1</sup> MIECYŃSKI, T.: Morphologische Studien über polnische Böden. Prace Wydziału. Gleboznawczego Inst. Pulawach, Materyaly do Poznania gleb polskich 3, 281 (1934). — TOMASZEWSKI, J.: Bodenkomplexe in Polen. Ebenda 1 (1934). — ZAJACZKOWSKI, W.: Einige Bodenkomplexe im westlichen Polessie. Ebenda 1934, 63.

<sup>2</sup> STAUFFER, R. S.: Influence of parent material on soil character in a humid, temperate climate. J. amer. Soc. Agronomy 27, 875 (1935).

<sup>3</sup> VITINS, L.: Geographie der Böden Lettlands. Geogr. Raksti 1, 38 (1929).

<sup>4</sup> KRŪMINŠ, K.: Latvijas augsnas. Latvijas zeme, daba, tauta, Riga 1, 361 (1936).

<sup>5</sup> KRŪMINŠ, K.: Löß und Lößboden in Lettland. Latv. Univ. Raksti, Lauksaimniecības Fakult. Ser. 2, 115 (1931).

<sup>6</sup> SCHMUZIGER, A.: Über die Verteilung und den Chemismus der Humusstoffe in den Profilen einiger schweizerischer Bodentypen. Diss. Zürich: Turbenthal 1935.

<sup>7</sup> PALLMANN, H., A. HASLER u. A. SCHMUZIGER: Beitrag zur Kenntnis der alpinen Eisen- und Humuspodsole. Bodenkd u. Pflanzenernähr 9/10 (54, 55) 94 (1938).

<sup>8</sup> PELIŠEK, J.: Beitrag zur Klassifikation der Podsolböden auf Sandsteinen der oberen Kreideformation Mährens. Sborn. českoslov. Akad. zeměd. 10, 604 (612) (1935).

vorhanden sind. In den echten Eisenortsteinen überwiegen nach B. MUŘAN<sup>1</sup> ständig die Eisenverbindungen, die auch den Hauptanteil des Bindemittels ausmachen. Ihr Gehalt an Humus ist nur gering. Im Ortstein ist das Substrat gegenüber der Bindemittelsubstanz stets vorherrschend, im Raseneisenstein von typischer Ausbildung ist solches nie der Fall. S. A. WILDE<sup>2</sup> erkennt MOROZOWS Grundsätze der wechselseitigen Verbundenheit von Waldwachstum und physiographischem „Milieu“ als gültig an, und er beschreibt dementsprechend die ökologischen Waldtypen.

Diluvialer, karbonatfreier Lehmboden kommt zur Hauptsache im mährischen Hochland<sup>3</sup> als Gehängelehm in den Beskiden und Sudeten vor, diluvialen Löß als kalkhaltigen Lehmboden trifft man in den großen Tiefflächen im Thaya-Sscharza-Becken und im oberen und unteren Marchbecken an. Auf diesen diluvialen Lehm- und Lößgebilden findet man Podsol, Braunerde, Schwarzerde und degradierte Schwarzerde. Auf tief entkalkten Lößböden ist vermutlich auch ein Podsoltypus möglich. Bei 600 mm Niederschlag und 11° Jahresmitteltemperatur bilden sich in dem vom Pasarea- und Colentinas-Tal begrenzten Gebiete<sup>4</sup> braunrötliche und normal podsolierte Waldböden aus. Podsolboden, dem ein stärkerer Grad von Verwitterung zugestanden wird, gelangt in Tiefen zur Ausbildung. Von I. T. STRANSKI<sup>5</sup> wird ein Fall von typischer Metamorphose eines Bodens beschrieben, insofern als ein Sumpfboden in einen Podsolboden, d. h. ein intrazonaler in einen zonalen, bzw. ein hydrogener in einen klimatogenen Boden, umgewandelt wird. Um einen Tschernosemboden handelt es sich hier aber, infolge der von einem solchen abweichenden chemischen und physikalischen Verhältnisse, nicht, und seine schwarze Farbe ist zur Hauptsache die Folge seines hohen Humusgehaltes. Die betreffenden Böden sind alt und aus Sümpfen eines Pliozän-sees hervorgegangen, woraus sich ihre Mächtigkeit und die akkumulative Anhäufung des Humushorizontes erklärt. Durch die starken Niederschläge sind sie podsoliert worden. S. A. TJURIN<sup>6</sup> weist für die Tschuwaschen-Republik podsolierte Böden und degradierte Schwarzerde (Tschernosem) sowie Grundwasserböden nach. L. I. PRASSOLOV und Mitarbeiter<sup>7</sup> geben für die Böden der kaukasischen Küste des Schwarzen Meeres Podsolierung derselben an. Zur Prüfung der Gültigkeit der Prinzipien der neuen klimatischen Bodenklassifikation wurden von M. W. SENSTIUS<sup>8</sup> Beobachtungen im Felde und Laboratoriumsuntersuchungen durchgeführt, insbesondere, um zu erfahren, ob die Bleicherdebildungsvorgänge in tropischen Hochlandgebieten sich derartig vollziehen, wie es die besagten Prinzipien verlangen. Es ergab sich, daß echte Bleicherden (Podsole) in den von ihm besuchten Höhenlagen der Tropen nicht vorkommen, aber daß die Bleicherdebildung dort genau so wie in den gemäßigten und kühleren Breiten statt-

<sup>1</sup> MUŘAN, B.: Ortstein und Raseneisenstein. Věstn. českoslov. Akad. zeměd. **10**, 710 (1934).

<sup>2</sup> WILDE, S. A.: Die wechselseitigen Beziehungen von Boden und Waldwachstum in den Podsolgebieten der Vereinigten Staaten von Nordamerika. Pedologie **27**, 1 (1932).

<sup>3</sup> HRDINA, J.: Ein Beitrag zum Studium der sog. Diluviallehme und Löße in Mähren und der auf denselben gebildeten Bodentypen. Publ. Sekt. Bodenkd. u. Agrometeor. c. 71 (1930).

<sup>4</sup> OPREA, K. V.: Boden und Unterboden in dem vom Pasarea- und Colentinatal begrenzten Gebiete. Viata Agricolă **23**, 100 (1932).

<sup>5</sup> STRANSKI, I. T.: Die schwarzen Böden in der Gegend von Sofia. Z. Pflanzenernähr. A **32**, 221 (1933).

<sup>6</sup> TJURIN, S. A.: Die Böden der Tschuwaschen-Republik. Nach Ref. Mitt. internat. bodenkundl. Ges. **11**, 137 (1936).

<sup>7</sup> PRASSOLOV, I. L., I. N. ANTIPOV-KARATAJEV u. V. N. PHILIPPOVA: Die Bodenbildung an der kaukasischen Küste des Schwarzen Meeres. Proc. Leningrad Dep. Fasc. 35.

<sup>8</sup> SENSTIUS, M. W.: Agro-geological studies in the tropics. Bodenkundl. Forsch. **2**, 10 (1930) — Studies on weathering and soil formation in tropical high altitudes. Proc. amer. philos. Soc. **69**, Nr 2 (1930) (Diss. 1928).

findet, so daß diese Feststellungen als „eine gute Stütze für die Grundgedanken der neueren klimatischen Bodenklassifikation“ zu gelten haben.

Braunerde, einschließlich Rendzina, nebst Bodenverteilung  
innerhalb Deutschlands.

Der braune Waldboden ist der natürliche Bodentyp des südlichen Schweden und stellt nach O. TAMM<sup>1</sup> den besten Laubholzboden dar, er ist an Gegenden mit marinem Klima und mäßigen Niederschlägen geknüpft. Bei größerer Niederschlagsmenge besteht die Neigung zur Podsolierung des Bodens unter Rohhumusbildung. Ist das Klima kontinental, so bildet sich grauer Waldboden. Auch „aklimatisch“ bedingter brauner Waldboden tritt dort auf, wo trotz der Bedingungen zur Podsolbildung der kalkreiche Untergrund entgegenarbeitet. Den braunen Waldboden (RAMANNS Braunerde) faßt O. TAMM als einen Bodentypus auf, der bei einer oberen Mullschicht von etwa 0,5–25 cm Mächtigkeit unscharf in eine braune Schicht von 30–150 cm Stärke übergeht. Sie ist leicht gekrümelt, kakaobraun gefärbt und geht nach unten allmählich in den Untergrund über. Sie enthält einen gleichmäßig verteilten hohen Gehalt an ausgeflocktem Eisenoxyd und Tonerde mit Kieselsäure. Zwar haben, wie G. W. ROBINSON<sup>2</sup> ausführt, alle Bodenbildungsbedingungen Anteil am Aufbau des Bodens von Wales; jedoch als im humiden Gebiet gelegen, kommt dem Muttergestein die größte Bedeutung dabei zu. Infolge vorzeitig stattgefundener Erosion sind die Hochlandböden zum Teil unvollständig ausgebildet. Kennzeichnend für die dortigen Verhältnisse erweist sich der Braunerdetypus, im Hochland unter Heide stellt sich der Podsoltypus ein. Im allgemeinen haben die Böden von Nordwales lehmige Beschaffenheit, die der Podsolbildung nicht hold ist. Über schottische Böden berichtet W. G. OGG<sup>3</sup>, und H. T. JONES<sup>4</sup> über solche von Yorkshire, wogegen H. H. NICHOLSON und F. HANLEY<sup>5</sup> die Bodenverhältnisse Ostenglands allgemein behandeln und W. M. DAVIES und G. OVEN<sup>6</sup> eine Einordnung von Bodentypen und Formen für Nordshropshire durchführen. Nach W. LOZINSKI<sup>7</sup> Mitteilungen über die Böden der Niepolomicer Heide herrschen dortselbst die braunen Waldböden neben Bleicherden und Gleiböden vor. Nach einer Besprechung der Hauptmerkmale des Braunerdetyps RAMANNS kommt L. I. PRASSOLOV<sup>8</sup> zu dem Ergebnis, daß nichts dafür spricht, die Braunerden als Degradationsphasen des Tschernosems anzusehen, wie solches von J. N. AFANASSIEW<sup>9</sup> vorgeschlagen worden ist, vielmehr haben die Forschungen in der Krim und im Kaukasus dargetan, daß es sich dort um das Vorkommen von Braunerden im Sinne RAMANNS handelt, nämlich um die braunen Böden der südlichen Laubwälder, die hier mit den in sie übergehenden, leicht podsoligen Böden vereinigt werden. Er vertritt mit Recht den Standpunkt, daß die Aufstellung eines Systems der Böden nach großen einheitlichen Gesichtspunkten bisher noch nicht zufriedenstellend gelöst worden ist.

<sup>1</sup> TAMM, O.: Der braune Waldboden in Schweden. Svenska skogsvårdsför. Tidskr. 1930, H. 1.

<sup>2</sup> ROBINSON, G. W.: Die Böden von Wales. Emp. J. exper. Agricult. 2, 258 (1934) — Die Ausbildung des Bodenprofils in Nordwales und seine Erkennung auf Grund der Eigenschaften der Tonfraktion. J. agricult. Sci. 20, 618 (1930).

<sup>3</sup> OGG, W. G.: Schottische Böden. Emp. J. exper. Agricult. 3, 348 (1935).

<sup>4</sup> JONES, H. T.: Soils of Yorkshire. Emp. J. exper. Agricult. 3, 270 (1935).

<sup>5</sup> NICHOLSON, H. H., u. F. HANLEY: Bodenverhältnisse in Ostengland. Ebenda 3, 60 (1935).

<sup>6</sup> DAVIES, W. M., u. G. OVEN: Bodenkartierung in North Shropshire. Ebenda 2, 359 (1934).

<sup>7</sup> LOZINSKI, W.: Gleby boru Niepolomickiego. Polska Akad. Umiejtnosci, Prace Rolniczo-Lesno Nr 17, 21. 5 Kraków (1935).

<sup>8</sup> PRASSOLOV, L. I.: Über Braunerde der Krim und des Kaukasus. Chem. Erde 4, 461 (1930).

<sup>9</sup> Vgl. dieses Handbuch 3, 257, Anm. 2.

Wenn aber den klimatisch zonalen Typen, d. h. einigen in den Grenzen der klimatischen Zonen vorkommenden, konstanten Kombinationen, als grundlegendes Prinzip hierfür der erste Platz eingeräumt werden soll, so müßte auch ein besonderer allgemeiner Typus für die gemäßigte warme Zone und ihre gemäßigten feuchten Gebiete für alle Kontinente aufgestellt werden. Der Gesichtspunkt, nach welchem allen gemäßigt-warmen Waldgebieten nur ein Podsoltypus eigentümlich sein soll, dürfte jedoch nicht ausreichend sein, ebensowenig wie keine Gründe dafür vorhanden seien, die Böden dieser Gebiete als gleichartig mit den mittelrussischen „grauen Waldböden“, die vorzugsweise, wenn nicht sogar vielleicht ausnahmslos, Degradationsprodukte des Tschernosems sind, zu stellen. Zweifellos seien unter den westeuropäischen Braunerden typisch podsolierte Böden vorhanden, und Ähnliches gelte auch für einen Teil des westlichen Nordamerikas. Jedoch das Vorkommen von Bodenvarietäten vermöge in jedem anderen Bodentypus gleichfalls festgestellt zu werden, und gerade diese Eigenschaft kennzeichne die zonalen Klimatypen des Bodens. Eine Gleichstellung der in der Krim und im Kaukasus vorkommenden Braunerden mit denjenigen Westeuropas stehe infolgedessen nicht in Widerspruch mit der dort durchgeführten Bodenklassifikation, sondern ergänze dieselbe. V. GÖSSL<sup>1</sup> entwirft ein Schema zur Beurteilung des Podsolierungsgrades auf Grund der hauptsächlichsten morphologischen Merkmale, wobei das Studium der Braunerden der Tschechoslowakei besonders berücksichtigt wird. Aufeinanderfolge und Mächtigkeit der Horizonte, Farbe, Struktur, Menge und Verteilung von Eisen, Kalk und Humus, Konsistenz und mechanische Zusammensetzung geben diese Merkmale ab, worauf die Einordnung der Bodenformen aufgebaut wird, und der gleiche Vorgang wird von G. JORET und H. MALTERRE<sup>2</sup> für die Böden des Gebietes der Somme einer Untersuchung unterzogen. Indem G. KRAUSS und F. HÄRTEL<sup>3</sup> an die bekannte Tatsache anknüpfen, daß „RAMANNS Braunerde“ nicht von der russischen Schule anerkannt wird, da der Begriff der Braunerde von dieser schon für eine aride Bodenform vergeben worden sei, und man infolgedessen bei uns vom „Braunen Waldboden“, der als erstes Anfangsstadium der Podsolierung gelten kann, spricht, so möchten sie im allgemeinen für die Anwendung des Ausdrucks „Braune Waldböden“ eintreten. Sie werfen daher die Frage auf, ob nicht im Gegensatz zu den eigentlichen Bleicherden diejenigen humiden Waldböden als „Braune Waldböden“ gekennzeichnet werden können, die der Hauptsache nach „lediglich infolge mechanischer Durchschlammung, d. h. ohne erkennbaren Einfluß von saurem Humus, eine Verlagerung der Sesquioxide erleiden, bei denen also die färbenden Eisenverbindungen im wesentlichen nur als Bestandteile der feineren Bodenteilchen mit diesen abwärts gewandert sind“, denn von einem Löslichwerden derselben durch Humussäuren oder einer Beweglichkeit infolge Schutzwirkung kolloider Humusstoffe kann nicht gesprochen werden, wobei allerdings eine allmähliche Auswaschung der Erdalkal karbonate und der oberflächlich silikatisch gebundenen Erdalkalien Hand in Hand geht. Zusammenfassend glauben sie dementsprechend sagen zu können, daß die besagte „Verschiedenartigkeit des Fortschrittes der Verlagerung der Sesquioxide, die in den Resultaten der chemischen Bodenanalyse nicht deutlich hervortreten kann, vielleicht morphologisch doch so weit zu unterscheiden ist, daß sie die allgemeine Anerkennung der sog. „braunen

<sup>1</sup> GÖSSL, V.: Beurteilung des Podsolierungsgrades der Böden usw. Zeměd. Arch. 25, 18 (1934).

<sup>2</sup> JORET, G., u. H. MALTERRE: La podzolisation dans le Département de la Somme. Bull. Assoc. franç. Étude Sol 1, 23 (1935).

<sup>3</sup> KRAUSS, G., u. F. HÄRTEL: Bodenarten und Bodentypen in Sachsen. Thar. forst. Jb. 81, 143 (1930).

Waldböden' als eines einigermaßen selbständigen Untertypes der Bodenbildung — Vorstufe der eigentlichen Podsolierung — in Mittel- und Westeuropa erleichtern könnte<sup>1</sup>. V. NOVÁK<sup>2</sup> sieht dagegen die mitteleuropäische Braunerde oder den braunen Waldboden als eine Übergangsform der Schwarzerde zum Podsol an und stellt für sie als charakteristisches Merkmal fest: „Die Reaktion bleibt, besonders in den kultivierten Böden, ungefähr neutral oder schwach sauer, Sorptionskomplex ist noch gesättigt, befindet sich aber in einem gewissen Labilzustande. Die Kulturmaßnahmen können leicht die Braunerden im adsorptiv gesättigten Zustand erhalten.“ Von J. GEARING<sup>3</sup> wird die Bildung, und zwar insbesondere Tonbildung, der Schweizer Braunerde an neuen Bodenprofilen auf kalkhaltiger oberer Süßwassermolasse und kalkarmer Meeresmolasse verfolgt und gefunden, daß sich die durch die Verwitterung hervorgerufenen Verschiebungen vorwiegend auf den karbonatischen Anteil des Muttergesteins auswirken und die Vegetation ein bestimmtes ausreichendes Kalkgleichgewicht zu erhalten vermag. Die Magnesia zeigt sich regelmäßig in der Kolloidfraktion auf 3–4% erhöht und wird vor weiterer Auswaschung bewahrt. Die Anreicherung der Magnesia im Verwitterungsverlauf ist aber nicht etwa auf Adsorption zurückzuführen, sondern hat als eine Folge der bevorzugten Anteilnahme der Magnesia am Gerüstaufbau der Tonsubstanz zu gelten. „Die vorwiegend kolloiddispers gebildeten Verwitterungsprodukte Kieselsäure und Sesquioxyde bilden mit durchschnittlich 88% des Glührückstandes die Hauptbestandteile des Kolloidtons. Das  $\text{SiO}_2/\text{R}_2\text{O}_3$ -Verhältnis der Kolloidfraktion bewegt sich in den engen Grenzen 2,3–3,4:1 bei einem mittleren Wert von 3,0:1, während dasselbe Verhältnis in den zugehörigen Mutterböden von 5,1 bis 1,01:1 schwankt.“ Die durch das ganze Bodenprofil hindurch einheitliche Zusammensetzung der Kolloidfraktion läßt auf eine mechanische Durchschlammung des Kolloidmaterials als Ganzes, „im Gegensatz zur chemischen Eluviation beim Podsol“, schließen. „Mit der Kolloidakkumulation ist eine relative Abnahme des totalen Kieselsäuregehaltes verbunden, weil  $\text{SiO}_2$  gegenüber  $\text{R}_2\text{O}_3$  im Kolloidanteil schwächer vertreten ist als im quarzreichen Gesamtboden. In Verbindung mit den im kolloidalen Ton angereicherten Sesquioxyden ist auch für die vorhandene Phosphorsäure eine Zunahme im Kolloidanteil festzustellen. Kali wird in ähnlicher Weise wie Magnesia im kristallinen Anteil des Kolloidtons zurückgehalten. Die Natrongehalte sind schon von Anfang an gering, was mit der sekundären Natur der Molasseböden zusammenhängt. Titan ist als durchschnittlich rückstandstreuestes Profilelement aus der Untersuchung hervorgegangen.“ Röntgenographisches Pulverdiagramm läßt Quarz in der Fraktion unter  $1\mu$  erkennen, so daß Bruchstücke primärer Minerale vorhanden sind, und auch solche aus der Montmorillonit- und Nontronitgruppe. Mit Hilfe der „Profilcharakterzahl“, d. i. das Verhältnis  $\text{SiO}_2/\text{R}_2\text{O}_3$ , läßt sich schließlich eine scharfe Abgrenzung der schweizerischen Braunerde von der Podsolverwitterung dartun, und die Böden der Mittelschweiz sind ganz allgemein zum Braunerdetypus zu rechnen. J. SPIRHZANZ<sup>4</sup> unterscheidet im Katastralgebiet Dolni Ujezd bei Leitomischl in Böhmen drei Podsolierungsstufen: mäßig podsoliierte Böden in trockener Lage an Abhängen, B liegt direkt unter dem Humushorizont, ist C kalkhaltig, so ähneln die Böden der Braunerde; mittelstark podsoliierte Böden mit  $A_1$ - und  $A_2$ -Horizont, letzterer gekennzeichnet durch lichte Farben und Eisen-

<sup>1</sup> KRAUSS, G., u. F. HÄRTEL: a. a. O. S. 147.

<sup>2</sup> NOVÁK, V.: Über Bodenformen. Landw. Tagung (1937) in Bratislava (Slovensko), S. 26.

<sup>3</sup> GEARING, J.: Beitrag zur Kenntnis der Braunerdebildung auf Molasse im schweizer. Mittelland, S. 204 u. 205. Prom.-Arb. Zürich. Bern 1936 — Landw. Jb. Schweiz 1936, 137.

<sup>4</sup> SPIRHZANZ, J.: Bodenkundliche Durchforschung des Katastralgebietes Dolni Ujezd bei Leitomischl in Böhmen. Věstn. českoslov. zeměd. 6, 907 (1930).

konkretion, sein B-Horizont folgt tiefer; stark podsolierter Boden, im feuchten Waldboden nur vorkommend, mit deutlich ausgeprägter, weißgrau gefärbter A<sub>2</sub>-Horizont-Bildung. Alluviale Bildungen und skelettreiche, steinige Böden repräsentieren schließlich die aklimatischen Bildungen dieses Gebietes.

Wenn nun auch durchaus nicht alle Böden Deutschlands dem Braunerdetypus angehören, sondern die Bodenwelt Deutschlands bekanntermaßen sehr stark durch endogene Bodenbildungsfaktoren, wie sie vor allem im Muttergestein gegeben sind, beherrscht wird, wozu noch ganz besonders die vielfach wechselnde morphologische Gestaltung des Landes, verbunden mit recht verschiedenen lokal-klimatischen Einflüssen, hinzutritt, so daß sich eine recht mannigfache Verteilung verschiedener Bodentypen einstellt, so sollen trotzdem, und zwar des geographischen und politischen Zusammenhanges wegen, die Böden Deutschlands möglichst gemeinsam an dieser Stelle behandelt werden. Soweit ergänzende Neuerscheinungen vorhanden sind, ist nachfolgendes nachzutragen, ganz abgesehen davon, daß eine Reihe von Bucherscheinungen in mehr oder weniger zutreffender Weise der Bodenwelt Deutschlands in ihrer Gesamtheit gerecht zu werden suchen<sup>1</sup>.

Als deutsche Bodentypen werden von K. v. BÜLOW<sup>2</sup> Braunerde und Rosterde-Waldboden, Schwarzerde-Heideböden, Verwitterungsböden der Gebirge und sodann Naßböden oder Grundwasserböden unterschieden, und die Bodenkarte des Deutschen Reiches und der Freien Stadt Danzig 1 : 100000 mit Erläuterungen von H. STREMMER<sup>3</sup> sorgt für eine allgemeine Einführung und Übersicht über dieses Gebiet. Auch E. MÜCKENHAUSEN<sup>4</sup> entwirft ein Bild von Deutschlands Boden und werden von ihm entsprechend der Horizonteinteilung des Bodenprofils drei große Gruppen gebildet, nämlich einmal solche, die nur ein A-C-Profil, dann solche, die ein A-B-C-Profil und schließlich solche, die ein A-G-Profil führen. Hiernach gliedern sich die Böden ein: 1. in Steppenböden, 2. Waldböden, und zwar braune Waldböden, rostfarbene Waldböden, Gebirgswaldböden, nasse Waldböden, 3. Gesteinsböden, und zwar bunte Gesteinsböden, braune Gesteinswaldböden, Humuskarbonatböden, 4. mineralische Naßböden, das sind Bruchböden, Aueböden, Marschböden, 5. organische Naßböden und 6. Eschböden, das heißt Plaggeböden künstlicher Natur. Gleiches geschieht für das Bodengebiet Südniedersachsens durch M. SELKE<sup>5</sup> und Ostpreußens durch K. ANDRÉE<sup>6</sup>. Eine kurze Übersicht der Bodenverhältnisse Westfalens bringt W. WOLFF<sup>7</sup>, und E. OSTENDORFF<sup>8</sup>

<sup>1</sup> WALTHER, JOH.: Einführung in die deutsche Bodenkunde. Berlin: Julius Springer 1935. — JUNG, H.: Der deutsche Boden und seine Gesteins- und Mineralschätze. Jena: Gustav Fischer 1938.

<sup>2</sup> BÜLOW, K. v.: Deutschlands Wald- und Ackerboden. Berlin: Gebr. Bornträger 1937.

<sup>3</sup> STREMMER, H.: Petermanns Mitt., Erg.-H. 226 (Just. Perthes 1936). Vgl. P. KRISCHE: Eine neue Bodenkarte des Deutschen Reiches. Ernähr Pflanze **26**, 433 (1930).

<sup>4</sup> MÜCKENHAUSEN, E.: Die deutschen Bodentypen nach dem heutigen Stande der Bodentypenlehre. Geol. Rdsch. **27**, 2, 129 (1936) — Die Bodentypenwandlungen des norddeutschen Flachlandes und besondere Beobachtungen von Bodentypenwandlungen in Nordniedersachsen. Diss. Danzig 1936.

<sup>5</sup> SELKE, M.: Die Böden Südniedersachsens. Wirtsch. Ges. Stud. Niedersachsens, Forsch.-H. 12. Oldenburg 1935 — Zur Bodentypenkarte von Südniedersachsen. Ernähr Pflanze **29**, 444 (1933).

<sup>6</sup> ANDRÉE, K.: Der Boden und die Böden Ostpreußens. Königsberg i. Pr.: Gräfe u. Unzer 1935.

<sup>7</sup> WOLFF, W.: Grundzüge der Bodenverhältnisse von Westfalen. Ernähr Pflanze **32**, 401 (1936).

<sup>8</sup> OSTENDORFF, E.: Die Grundwasserböden des Weichseldeltas. Bilder aus Danzigs Landwirtschaft Nr 4. Danzig 1930.

behandelt die Grundwasserböden des Weichseldeltas, H. STREMMER<sup>1</sup> die Böden von Danzig, ebenso wie E. MÜCKENHAUSEN<sup>2</sup> spezielle Untersuchungen über die Grundwasserböden der Umgebung von Landsberg a. d. Warthe beibringt und H. HOLSTEIN<sup>3</sup> seine Aufmerksamkeit dem Boden- und Waldtypus auf Küstendünen schenkt. Mit dem Einfluß des geologischen Untergrundes auf die Bodenbildung Norddeutschlands beschäftigt sich W. WOLFF<sup>4</sup>. Er stellt fest, daß der Rohboden durch Auswaschung, besonders Entkalkung, aber noch weit mehr durch Einschwemmung von Sesquioxiden aus dem humosen Horizont A, der Ackerkrume, charakterisiert ist und zumeist auch etwas Humus, namentlich in den braunen Waldböden, führt. Dieser stellt im wesentlichen einen Illuvialhorizont, evtl. auch mit Ortsteinbildung, dar. Unter demselben lagert der Frischboden C, d. h. die wenig oder nicht veränderte geologische Bodenschicht. Hierzu treten noch Gleibildungen. Im großen und ganzen ist ein durchgreifender Einfluß der Formation festzustellen. Er ist bei gleichstofflicher Beschaffenheit um so stärker, je jünger die Formation ist. Über die Art des Bodentyps hinaus wirkt der Einfluß der Formation auf Ertrag und Fruchtbarkeit der Böden, derselbe ist weit kräftiger als der durch Bearbeitung von Menschenhand und Düngung, so daß der Verfasser zu dem Ergebnis gelangt, daß Bodenart und Bodentyp im Verein mit dem Klima die für die Anbaugewächse wichtigsten natürlichen Standortsfaktoren sind. Als die ärmsten Waldböden Norddeutschlands werden von R. ALBERT<sup>5</sup> die als „Sibiriensande“ bezeichneten Sande der Niederlausitzer Hochflächen benannt, die sehr viel kiesiges Material tertiären Alters enthalten. Sie sind stark steril, humus- und wachstumsfrei. Das sich unter kleinen Baumgruppen an der Bodenoberfläche ausbildende Bodenprofil ist durch ein 1–2 cm mächtiges Bleichsandband angedeutet, das von einem gelbrot gefärbten Illuvialhorizont gleicher Ausdehnung unterlagert wird. P. F. v. HOYNINGEN-HUENES<sup>6</sup> Einteilung der Bodentypen Nord- und Mitteldeutschlands geht dahin, als Hauptformen 1. Vegetationsboden, 2. Naßboden, 3. Gesteinsboden und 4. Gebirgsboden aufzustellen. Die Gruppe der Vegetationsböden, die das hauptsächlich durch Vegetation veränderte Verwitterungsprodukt der Muttergesteine sind, besteht aus Steppenschwarzerde, Steppenwaldboden, braunem Waldboden, rostfarbenem Waldboden und Heideboden. Im Gegensatz zu diesen haben die Naßböden ihre Ausbildung vorwiegend unter der Einwirkung von Grund- und Quellwasser erhalten. Sie sind in organische und mineralische zu zerteilen, und es gehören moor- und anmoorige Böden zu ersteren, zu letzteren die aus Krume und Gleichhorizonten aufgebauten Böden. Als Gesteinsböden haben diejenigen zu gelten, bei denen das unterlagernde Gestein ihren Charakter bestimmt und sowohl Wasser als Vegetation sich nur von untergeordneter Bedeutung bei ihrer Ausbildung gezeigt haben. Sie sind die Böden des Mittelgebirges und werden unterteilt in a) bunte Mergel- und Tonböden, b) Erubasböden, c) Humuskarbonatböden (Rendzina), d) humusarme Karbonatböden und finden sich a) auf Buntsandstein und Keuper, b) auf basischen Eruptivgesteinen, c) auf Kalk, Dolomit, Gips und Kalktuff, d) auf kalkhaltigen Tonmergeln. Als

<sup>1</sup> STREMMER, H.: Bodenkarte der Freien Stadt Danzig. Ernährg Pflanze **27**, 217 (1931).

<sup>2</sup> MÜCKENHAUSEN, E.: Die Böden der weiteren Umgebung von Landsberg/Warthe und spezielle Untersuchungen an Grundwasserböden. Landw. Jb. **79**, 283 (1934).

<sup>3</sup> HOLSTEIN, H.: Bodentypus und Waldtypus auf Küstendünen. Fortstwirtsch. Zbl. **53**, 286 (1931).

<sup>4</sup> WOLFF, W.: Über die Einwirkungen der geologischen Formationen auf die Bodenbildung in Norddeutschland. Z. Pflanzenernährg A **20**, 170 (1931).

<sup>5</sup> ALBERT, R.: Die ärmsten Waldböden Norddeutschlands. Z. Forst- u. Jagdwes. **66**, 275 (1934).

<sup>6</sup> HOYNINGEN-HUENE, P. F. v.: Die Bodentypen Nord- und Mitteldeutschlands. Jb. preuß. geol. Landesanst. f. 1930 **51**, 2, 524 (1931) — Bodenkarte von Nordwestniedersachsen. Ernährg Pflanze **27**, 249 (1931).



vierte Gruppe, Gebirgsböden, kommen ganz junge, durch Gesteinstrümmer ausgezeichnete Gesteinsverwitterungsböden oder alte, in dauernder Abschwemmung begriffene Waldböden in Frage oder auch nacktes Gestein, in dem sich eine spärliche Vegetation tragender Boden nur auf Klüften oder Spalten anzusammeln vermag. Die Schlickböden der Ost- und Nordsee können ihrer Beschaffenheit nach, wie K. UTESCHER<sup>1</sup> ausführt, zu sämtlichen Bodenarten, d. h. vom ärmsten Sand bis zum strengsten Tonboden, gerechnet werden, jedoch überwiegen die lehmigen Ausbildungen. Diese sind für landwirtschaftliche Zwecke die besten. Ihnen kommt neutrale bis schwach alkalische Reaktion zu, und besitzen sie mehr oder weniger Kalk wie auch zersetzbare organische Substanz. Hoher Gehalt an sofort verfügbaren Nährstoffen als Folge durchgreifender Hydratation der Silikate ist ihnen eigentümlich. Ihr Gehalt an sulfidischem und organischem Schwefel ist zu beachten, da dieser zur Entstehung saurer Sulfate beizutragen vermag. Ein Austauschkomplex ist gleichfalls vorhanden. Die Entstehung des älteren Hochmoortorfes kann nach der Ansicht von W. WOLFF<sup>2</sup> nicht allein von botanischer Seite aus geklärt werden, sondern nur auf Grund der Erkenntnis der bodenkundlichen Erscheinungen, die einer erneuten Prüfung zu unterziehen sind, und die Frage nach der nacheiszeitlichen Wald- und Moorentwicklung im südöstlichen Randgebiet der Lüneburger Heide wird von W. SELLE<sup>3</sup> zu beantworten gesucht, während H. SÜCHTING<sup>4</sup> auf die Bodenverhältnisse des norddeutschen Heidegebietes des näheren eingeht, indem er auf die dortselbst hierfür in Frage kommenden topographischen, klimatischen und die damit in Verbindung stehenden Verhältnisse Rücksicht nimmt. Ausführlich geht W. WOLFF<sup>5</sup> auf die Bodenbildungen Schleswig-Holsteins ein. Das zur Hauptsache einem feuchtkalten, windreichen Nordseeklima ausgesetzte Land läßt nach ihm in seinem breitesten, mehr unter kontinentalen Klimabedingungen stehenden Teil echte braune Waldböden und sogar „abgewandelte“ Schwarzerden entstehen, während sonst Podsolböden vorherrschen. „Der Bodentyp ist im hohen Grade vom Alter des Bodens abhängig. Die jungglazialen, etwa 20000-jährigen Bodenarten der östlichen Landeszone sind in weit geringerem Maße entkalkt und podsoliert als die altglazialen Bodenarten des Westens. Ihr hoher Kalkgehalt verzögert die Podsolierung und erhält einen Bodentyp, der als Pflanzenstandort wesentlich günstigere Eigenschaften aufweist, als ihm klimazonal zukommen.“ Die Lehm Böden übertreffen in dieser Hinsicht die Sandböden durchaus. „Die jungglazialen Lehm Böden sind meist schwach podsolierte Böden vom Typ der ‚rostfarbigen Waldböden‘. Ihr B-Horizont ist von mäßiger Mächtigkeit, mäßig verdichtet und ziemlich ortsteinfrei. Im günstigsten Falle ist er braun, etwas humushaltig und an seiner Basis von Kalkkarbonat durchsetzt. Im östlichen Holstein und auf Fehmarn ist der A-Horizont verstärkt und im feuchten Zustande sammetschwarz. Die jungglazialen Geschiebesande sind meistens 3–4 m tief entkalkt und gewöhnlich schwach podsoliert. Ähnliches gilt von den grobkörnigen Teilen der Vorsandflächen. Die mittel- und feinkörnigen . . . Vorsandflächen und der Urstromtäler pflegen stark podsoliert zu sein und je nach ihrer Lage zum Grundwasser ausgedehnte Humusortstein-

<sup>1</sup> UTESCHER, K.: Meeresschlick aus der Ost- und Nordsee. Z. Pflanzenernährg **37**, 288 (1935).

<sup>2</sup> WOLFF, W.: Zur Frage der Entstehung und klimatischen Bedeutung des älteren Hochmoortorfes in den norddeutschen Hochmooren. Z. dtsh. geol. Ges. **82**, 33 (1930).

<sup>3</sup> SELLE, W.: Die nacheiszeitliche Wald- und Moorentwicklung im südöstlichen Randgebiet der Lüneburger Heide. Jb. preuß. geol. Landesanst. f. 1935 **56**, 371 (1936).

<sup>4</sup> SÜCHTING, H.: Die Bodenverhältnisse des norddeutschen Heidegebietes. Forstarch. **7**, 1 (1930).

<sup>5</sup> WOLFF, W.: Die Bodenbildungen Schleswig-Holsteins und ihr Verhältnis zu den geologischen Bodenarten. Jb. preuß. geol. Landesanst. f. 1930 **51**, 141 (1930).

oder Raseneisenerzhorizonte aufzuweisen. Die altglazialen Lehmgebiete zeigen stark podsolierte Böden, deren Krume an Ton verarmt ist, während der stets sehr mächtige B-Horizont starke Verdichtungen, viel Eisenschuß . . . und Einwirkungen zeitweilig stagnierenden Sickerwassers aufweist. Der Feinboden — kalkhaltiger Geschiebemergel — liegt gewöhnlich in einer den Pflanzenwurzeln kaum erreichbaren Tiefe. Diese Böden sind meist mit Heide bedeckt, nicht selten im Vermoorungsstadium befindlich. Im hügeligen mittleren Holstein bilden sie natürliche Waldböden von hoher Azidität, aber geringer Ortsteinentwicklung. Die altglazialen Sandgebiete sind teils Heideböden, teils schwach anlehmmige Waldböden mit Neigung zur Ortsteinbildung und hoher Azidität. Die Marschen zeigen je nach Alter vorgeschrittene Grundwasserpodsole. Die Moore sind im jungglazialen Gebiet meist kleine Kessel- und Seeverlandungsmoore oder Talmoore. Hochmoore sind dort selten und dann stets auf Flachmoorgrundlage entwickelt. In den Vorsand- und Talebenen des mittleren und westlichen Schleswig-Holstein treten neben Flachmooren die Hochmoore regional auf. Die starke Podsolierung des Bodens erlaubt dort und in den flachen, klimatisch ungünstigsten Teilen der Altglaziallandschaft die Ausbreitung von Hochmoor unmittelbar auf Mineralboden. Stark in beiden Formen vermoort sind die Grenzgebiete von Geest und Marsch, besonders in den Weitungen der Flußtäler innerhalb der Gezeitenrückwirkung.“ Eine bodenkundliche Übersichtskarte von F. v. HOYNINGEN-HUENE<sup>1</sup> gibt Aufschluß über den Boden Mecklenburgs, und R. KLEINSCHMIT und G. DEINES<sup>2</sup> weisen darauf hin, daß unter den humiden Klimabedingungen Deutschlands ständig, wenn auch ineinander übergehend, drei Profilausbildungstypen erkannt werden können. Es sind dies 1. die normale, rein klimatisch bedingte Profilausbildung der Waldböden Nordwest- und Mitteldeutschlands mit dem A-B-C-Profil der braunen, rostbraunen und degradierten grauen Waldböden; 2. das durch das Grundwasser beeinflusste Profil, hervorgerufen nur vom Niederschlagswasser, mit B-Horizont bis zur ausgesprochenen Gleibildung mit untersteinartiger Ausfällung (G) unter dem Einfluß des Grundwassers; 3. das auf Kalkgestein (Muschelkalk, Jura) ausgebildete Profil. Hier liegt „unmittelbar auf dem unverwitterten Grundgestein eine, meist nur wenig mächtige Verwitterungskrume, die stark an milden, neutralen Humusstoffen (Humuskarbonatböden) angereichert ist. Sie entspricht dem A<sub>0</sub> bis A<sub>1</sub> unserer besten Böden (Mulltyp), die Ausbildung eines B-Horizontes fehlt. Dieses A-C-Profil wird Rendzina genannt“. Es entwickelt sich nur bei ausgesprochen flachgründiger Kalkverwitterung; ist der Boden aber mächtiger als etwa 40 cm, so entwickelt sich auch ein B-Horizont. Über merkwürdige paläozoische Verwitterungswaldböden wird von H. SÜCHTING<sup>3</sup> und Mitarbeitern berichtet. Diese Böden und ihre Horizonte sind durch „eigenartige Zusammensetzung und dadurch bedingte besondere Güte als Waldböden ausgezeichnet“. Die Eigenart liegt im geringen Kalkgehalt, „der gewöhnlich einen Waldboden als basenarm und zur Humusbildung neigend bezeichnet“, und daß ein hoher Gehalt an löslicher Magnesia vorhanden ist. Diese ist als aktive Base zugegen und ruft den sehr günstigen Reaktionsgrad und gutes Pufferungsvermögen hervor. Eigenartig ist ferner, daß das in größerer Menge vorhandene Kali (Serizit) nur sehr wenig in Salzsäure löslich ist. Unter dem Einfluß der aktiven Magnesia wird die Bildung des Auflagehumus, selbst bei Nadelholz, stark

<sup>1</sup> HOYNINGEN-HUENE, F. v.: Bodenkundliche Übersichtskarte von Mecklenburg 1 : 500 000. Mitt. mecklbg. geol. Landesanst. Rostock 1936.

<sup>2</sup> KLEINSCHMIT, R., u. G. DEINES: Zur Untersuchungsmethodik forstlich genutzter Böden der Sauerhumusverwitterung. Mitt. aus Forstwirtschaft „Forstwissenschaft“ 1933, 170—175.

<sup>3</sup> SÜCHTING, H., W. JESSEN u. G. MAURMANN: Über merkwürdige Verwitterungsböden des Devons im Taunus und Hunsrück. Bodenkde u. Pflanzenernährg 4 (49), 121 (136) (1937).

gehemmt, so daß seine Menge nur geringfügig ist, d. h. die Streuzersetzung wird begünstigt. Der dadurch gebildete Auflagehumus ist an Basen ausgesprochen angereichert, besonders an Kalk und Kali, und daher nur ganz schwach sauer. R. ALBERT und M. KÖHN<sup>1</sup> untersuchen die gewöhnlich zu den Bleicherden gerechneten sauren Molkenböden<sup>2</sup> des Sollings, die durch Kalkung im Gegensatz zu den echten Bleicherden wieder die gelbbraune Farbe des normalen Lehmbodens zurückerhalten. Die Molkenböden des Sollings und Reinhardswaldes dürften wahrscheinlichweise entarteter Löß, vermengt mit Buntsandsteinverwitterungsprodukten sein. Der im humiden Klimagebiet selbstverständliche Podsolierungsprozeß hat bei ihrer Entstehung mitgewirkt. Die im Untergrund häufig vorhandenen, braungefleckten und gestreiften Horizonte sind keine B-Horizonte, sondern sind als Oxydationszonen, die von Wurzelkanälen ausgehen, anzusehen. „Keinesfalls jedoch darf die Molkenbodenbildung der nur im wasserdurchlässigen Boden vor sich gehenden Bleicherdebildung gleichgesetzt werden; denn der Podsolierungsvorgang muß zum Stillstand kommen, wenn die dabei entstehenden löslich bzw. beweglich gewordenen Bodenbestandteile nicht mehr vom Orte ihrer Entstehung weggeführt werden, wie dies im versumpften Gebiet der Fall sein muß<sup>3</sup>.“ Daher ist auch Ortsteinbildung im Untergrunde ausgeschlossen. Die auf dem Molkenboden einsetzende Vermoorung bzw. Auflagetorfbildung ist nicht als Ursache der Bodenausbleichung anzusehen, sondern ist eine Folge des Einflusses des unterlagernden, untätigen, kalten und versumpften Bodens. Es sollen daher die Molkenböden zu den Grundwasserböden, d. h. Gleiböden der Russen gehören. Weitere Untersuchungen<sup>4</sup> führten zu dem Resultat, daß sich zwischen dem aus Löß entstandenen Molkenboden auf Hilssandstein bei Wengen (Braunschweig) und demjenigen des Buntsandsteins mit Lößüberdeckung des Vogelsberges eine weitgehende Übereinstimmung in ihrer Beschaffenheit zu erkennen gibt. Der dem Buntsandstein aufgedehnte Löß ist durch die Vermengung mit dessen Verwitterungsmaterial als degradiert anzusehen, wogegen der Löß des Vogelsberges durch das wertvolle Basaltmaterial eine Meliorierung erfahren hat. Von den Gebirgsböden Mitteldeutschlands erfahren dagegen diejenigen des Muschelkalkes, und zwar diejenigen des Eichsfeldes, Nordthüringens, Südhannovers, Braunschweigs, des östlichen Westfalens und Lippes durch F. SCHUCHT<sup>5</sup> eine zusammenfassende Darstellung, die sich allerdings vorwiegend auf die für die Praxis in Frage kommenden Verhältnisse erstreckt. Die im Westerwald weitverbreiteten Bimssteinsande stellen nach R. ALBERT<sup>6</sup> eine Waldbodenart dar, die aus dem linksrheinischen Vulkangebiet der Eifel hervorgegangen ist. Die lockeren Massen liefern nach kurzer Zeit einen ertragsfähigen Boden. Wenn auch über 70% aus durchlässigem Grobsand bestehend, besitzen sie infolge der Porosität der Körner eine Wasserkapazität wie die eines schweren Lehms. Es gibt kieselsäurearme und basenreiche Arten, dagegen sind die kieselsäurereichen die wertvollsten. Sie stellen eine Idealform der Braunerde, jedoch keine Auswaschungsbildung vor. A liegt in einem oberen, humusreichen und einem unteren, rein weiß gefärbten Bimssteinsand-Horizont vor, der reich an salzsäurelöslicher Tonerde ist.

<sup>1</sup> ALBERT, R., u. M. KÖHN: Beitrag zur Kenntnis der Molkenböden. I. Z. Forst- u. Jagdwes. **62**, 411 (1930).

<sup>2</sup> Vgl. dieses Handbuch **3**, 131 u. **5**, 40 (1930).

<sup>3</sup> ALBERT, R., u. M. KÖHN: a. a. O. S. 428.

<sup>4</sup> ALBERT, R., u. M. KÖHN: Beitrag zur Kenntnis der Molkenböden. II. Z. Forst- u. Jagdwes. **64**, 352 (1932).

<sup>5</sup> SCHUCHT, F.: Die Muschelkalkböden Mitteldeutschlands und ihre land- und forstwirtschaftliche Nutzung. Berlin: Reichsnährstandverlag 1935.

<sup>6</sup> ALBERT, R.: Die Bimssteinsande als Waldboden und Bodentyp. Forstarch. **11**, 129 (1935).

Die immer noch strittige Frage des Vorkommens von Schwarzerde in Ostpreußen wird erneut auf Grund der Untersuchungen eines diesbezüglichen Bodens von Wemitten (Meßtischblatt Grieslienen) von P. G. KRAUSE und K. UTESCHER<sup>1</sup> angeschnitten und zu entscheiden gesucht. Es handelt sich um einen anmoorigen sandigen Lehm, dessen Zugehörigkeit zum Schwarzerdetypus infolge der Ausbildung seiner Humusdecke, seines Kalkgehaltes, Struktur sowie Klimaverhältnisse und sonstiger Bedingungen nicht ausgeschlossen erscheint. Auch hat er große Ähnlichkeit mit dem anmoorigen Boden von Rössel in Ostpreußen, bei dem es gleichfalls zweifelhaft war, ob in ihm echte Schwarzerde oder Moorboden vorliegt. Dennoch neigen die Verfasser der Annahme zu, diese Bodenbildung als eine des Grundwassers anzusehen und sie mit STREMMER als „Sumpf-Tschernosem“ zu bezeichnen. Das heutige Klima im mitteldeutschen Regenschattengebiet hat, wie W. LAATSCH<sup>2</sup> nachweist, die Fähigkeit, „alte, reife Steppenböden langsam zu zerstören, ein junges basenreiches Substrat jedoch vorübergehend in einen Schwarzerdetypus mit geringmächtigem A-Horizont zu verwandeln“. Hierdurch findet die Frage nach dem Wesen und den Bildungsbedingungen des mitteldeutschen Tschernosem eine Beantwortung, und zwar liefern hierfür die Böden der Umgebung von Halle ein Schulbeispiel. Denn „auf einer 100 qkm großen Fläche tritt hier die Stufenleiter der mitteleuropäischen Bodentypen im östlichen Abschnitt ektodynamomorph bedingt, im westlichen dagegen ausschließlich als endodynamomorphe Formreihe auf“. So gelangen auf den verschiedenen „geologischen Substraten“ der Gegend nachstehende Bodentypen zur Ausbildung: von grundwasserfreien Böden, unreife Böden, unentwickelte und schwachentwickelte Hangböden; vollreife Böden werden gestellt durch Schwarzerden mit Krumendegradation, Tiefendegradation und mangelhafter natürlicher Drainage, ferner begrabene Schwarzerdevorkommnisse und sodann Braunerde. Gealterte Böden sind Waldböden mit begonnener Bleichung, mäßig gebleichter Waldboden, stark gebleichter Waldboden, regenerierter, mäßig gebleichter Waldboden und saurer Silikatboden mit Auflagetorfdecke. Grundwasserböden liegen in Gestalt junger Talanschwemmungen und unreifer Aueböden vor. Auf Grund dieser Verhältnisse kommt W. LAATSCH zu dem Schluß: „Wesentlich ist für unsere Argumentation, daß jeder junge Boden vom unentwickelten Zustande aus über die Schwarzerde und ihre Degradationsstufen hinweg zum braunen Waldboden (auch ohne Waldbedeckung!) fortschreiten muß, falls er in Deutschland in einem Gebiete unter 500 mm Jahresniederschlag liegt, der Tschernosem und seine Degradierungsstufen jedoch fortfallen, wenn er sich in einem regenreichen Gebiet entwickelt. Findet sich im Randgebiete unserer Steppe also ein reifer brauner Waldboden, so kann aus dem Profil nicht entschieden werden, ob dieses Material jemals die Schwarzerdestufe durchlaufen hat, sehr wohl aber läßt sich das von jedem degradierten Profil behaupten. Die auf Blatt Halle-Nord verzeichneten degradierten Böden stellten also einmal einen Tschernosem dar, dessen Komplex mit zweiwertigen Ionen praktisch gesättigt war, und deren Karbonathorizont bis an die Oberfläche hinauf reichte. Vor dieser Periode trugen dieselben Bodenarten humusärmere unentwickelte Steppenprofile, die aus dem Rohmaterial der Eiszeit (Löß oder Geschiebemergel) hervorgegangen sind. Eine andere Entwicklungsmöglichkeit bestand für sie nicht<sup>3</sup>.“ Aus dem Löß der letzten Eiszeit und dem freigelegten

<sup>1</sup> KRAUSE, P. G., u. K. UTESCHER: Über ein neues „Schwarzerde“-Vorkommen in Ostpreußen und die Kennzeichnung von Schwarzerde und Moorerde. Jb. preuß. geol. Landesanst. f. 1934 55, 536 (1935).

<sup>2</sup> LAATSCH, W.: Die Bodentypen um Halle (Saale) und ihre postdiluviale Entwicklung. Diss. Halle 1934 — Jb. Halleschen Verb. Erforsch. mitteldtsch. Bodenschätze, N. F. 13, 57 (1934).

<sup>3</sup> LAATSCH, W.: a. a. O. S. 105 (zum Teil im Original gesperrt).

Geschiebemergel gingen denn auch zunächst unreife Böden hervor. In der borealen Periode, Mesolithikum, herrschen wahrscheinlich noch aride Bedingungen mit der Wanderungsrichtung im Profil von unten nach oben, d. h. Steppenböden (6900 bis 5500 v. Chr.). In der atlantischen Periode, Neolithikum (5500—3000 v. Chr.) und der subborealen Zeit bis zum Ausklang des Neolithikums und der Bronzezeit (3000—800 v. Chr.) stellt sich der Höhepunkt der postglazialen Würmzeit und der Schwarzerdeentwicklung mit semihumidem Steppenklimate ein, und von der Eisenzeit bis zum Beginn der Kolonisation (800 v. Chr. bis 1000 n. Chr.) wird durch Klimasturz das Steppengebiet zurückgeschnitten und der Unterharz bewaldet. Auf Blatt Halle-Nord dringt der Wald in die Steppe vor. Die Porphyrböden bedecken sich mit sauren Auflagetorfschichten, und die Degradation der Schwarzerdegebiete beginnt insonderheit außerhalb der heutigen 500 mm-Isohete-Begrenzung. Von nun an bis zur Gegenwart setzen Kulturarbeiten ein, die mit Abtragung der Hänge unter Entstehung unreifer Böden verbunden sind. Moorerden wie anmoorige Böden werden von jungen Anschlämmungen überdeckt, die bei trockener Lage einer labilen Schwarzerde zustreben. Um die gesetzmäßigen Beziehungen der Leistungsfähigkeit der deutschen Böden von ihrer natürlichen Profilentwicklung deutlich erkennen und feststellen zu können, ordnet W. LAATSCH<sup>1</sup> die Bodentypen nicht nach dem vorherrschenden Einfluß der äußeren Kräfte, wie Vegetation, Gestein und Relief, sondern, soweit sich dieses als möglich erweist, nach dem Verlauf der inneren Umwandlungsvorgänge ein. Er bezeichnet als unreif „alle Böden mit hohem Basengehalt und fortschreitendem Aufbau von Sorptionskomplexen (Ton und Humus). Für ihre Unterteilung ist einerseits das Tempo der Tonbildung und andererseits der Humusgehalt maßgebend. Die vollreifen Böden (maximaler Komplexaufbau) gruppieren sich nach der vorherrschenden Ausbildung organischer oder anorganischer Komplexe und dem Grad der Basensättigung. In gealterten Böden spielt die Verlagerung der Komplexe oder ihrer Zerfallsprodukte die wesentlichste Rolle“. Zu einer weiteren Untergliederung der drei Hauptgruppen zieht er die durch die Versauerung bedingten hydrolytischen Umbildungsvorgänge der Sorptionskomplexe heran, und, „um quantitative Maßstäbe für Umformung, Zerfall und Verlagerung der Komplexe zu erhalten“, schlägt er vor, „nach einem von MATTSON angegebenen kombinierten Verfahren, das  $P_H$  der Austauschneutralität des elektrodialysierten Bodens (Umformungsfaktor), die Sorptionskapazität und das Sättigungsverhältnis“ zu bestimmen und die Ergebnisse aus den einzelnen Horizonten profilmäßig auszuwerten.

Als vornehmlichste Bodenarten Thüringens, die von UNGLAUB<sup>2</sup> einer Besprechung unterzogen werden, haben solche der Triasformation zu gelten. Mittlerer und unterer Buntsandstein lassen leichtere bis mittlere Böden hervorgehen, der Röt dagegen schwere Böden, die durch Melioration mit Muschelkalk jedoch an Schwere verlieren. Der Löß gibt den besten Boden ab, und die Verwitterung der Karbonschichten liefert vorwiegend mittlere Böden. Die Eruptivgesteine, wie Granit, Gneis, Porphyry, sind durch Böden, versehen mit reichlichen Gesteinsbruchstücken, ausgestattet. Hessens Hauptbodenarten finden durch L. SCHMITT<sup>3</sup> Behandlung, und F. HÄRTELS<sup>4</sup> Übersichtskarte der Hauptbodenarten Sachsens

<sup>1</sup> LAATSCH, W.: Die Gruppierung der deutschen grundwasserfreien Bodentypen vom Standpunkte der Komplexforschung. *Z. Pflanzenernährg* **38**, 191 (207) (1935).

<sup>2</sup> UNGLAUB: Die Hauptbodenarten des Landes Thüringen unter Berücksichtigung der geologischen Herkunft. *Ernährg Pflanze* **27**, 485 (1931).

<sup>3</sup> SCHMITT, L.: Einiges zur Übersichtskarte der landwirtschaftlichen Hauptbodenarten von Hessen und der angrenzenden Gebiete. *Ernährg Pflanze* **26**, 400 (1930).

<sup>4</sup> HÄRTEL, F.: Erläuterungen zur Übersichtskarte der Hauptbodenarten des Freistaates Sachsen. 1:400000. Leipzig 1930 — Einteilung der Hauptbodenarten des Freistaates Sachsen nach ihrer geologisch-petrographischen Herkunft. *Ernährg Pflanze* **26**, 200 (1930).

stellt eine vorwiegend geologisch fundierte Karte dar, die im Gegensatz zu den rein geologischen Karten die Verwitterungsdecken der zutage liegenden Gesteinsarten nach bestimmten bodenkundlichen Gesichtspunkten, d. h. Hauptbodenarten, zusammenfaßt und erläutert. In Gemeinschaft mit G. KRAUSS<sup>1</sup> betont er, daß die bisher nur schwach begrenzten Bodentypen Sachsens ein gutes Beispiel dafür liefern, wie unter den wenig extremen klimatischen Bedingungen Mitteleuropas der Einfluß des Grundgesteins den Bodentypus stark zu beherrschen vermag. „Je weniger Widerstand“, so führen die Autoren aus, „der Boden schon von seiner Gesteinsabstammung her mit seinen mechanischen und bodenchemischen Eigenschaften der auslaugenden Wirkung der Sickerwasser entgegenzusetzen vermag, desto rascher und ungehemmter schreitet die Oberbodenverarmung in unseren humiden Waldböden fort. Die klimazonale bzw. die klimaregionale Verbreitung der Bodentypen wird also unter unseren Verhältnissen weitgehend modifiziert durch Unterschiede in den Bodenarten bzw. im Grundgestein“ . . . „Der differenzierende Einfluß des Grundgesteins muß selbstverständlich in Mittelgebirgsgebieten ungleich stärker hervortreten als im Flachland. Denn im Mittelgebirge kann sich der Einfluß des äußeren Klimas und der Vegetation nicht voll auswirken, da durch fortgesetzten Abtrag in den Hanglagen immer wieder frisches, nachschaffendes Grundgestein für die Verwitterung freigelegt wird und dadurch der Verwitterungs- und Auslaugungsvorgang bekanntlich nicht bis zu dem Endstadium kommt, das den allgemein klimatischen Bedingungen entsprechen würde“<sup>2</sup>. Insbesondere für das Gebiet des Elbsandsteingebirges erweist sich die Bodenbildung nach F. HÄRTEL<sup>3</sup> weitgehend abhängig von geologischen Verhältnissen des Muttergesteins, sowohl in der Folge der Schichten als auch der Felstektonik einschließlich der Grundwasserbewegung. Solches gelte aber auch für andere deutsche Mittelgebirge, so daß man sich bei der Kartierung hauptsächlich auf die Bodenprofile zu stützen habe, aber auch die geologischen Grundlagen nicht vergessen dürfe. E. OSTENDORFF<sup>4</sup> bringt sodann eine Profilbeschreibung der Rendzinaböden der Fränkischen Alb, und F. MÜNICHSDORFER<sup>5</sup> hat in einem zweibändigen Werk Bayerns Boden in umfassender Weise dargestellt, während R. PÜRKHAEUER<sup>6</sup> seine Erfahrungen über Bodenuntersuchung und Bodenkartierung Bayerns zusammenstellt. Von K. SCHLACHT<sup>7</sup> werden folgende Bodentypen in der Vorderpfalz als vorhanden aufgezählt: Steppenartige schwarzbraune Böden; steppenartige braune bis rötlich braune Böden; veränderte Steppenböden bis braune Waldböden; rostfarbene Waldböden; steppenartig veränderte, mineralische Naßböden von schwach brauner bis braungrauer Farbe; verschiedene anmoorige und moorige Naßböden. A. HOCK und A. GOETTING<sup>8</sup> bringen die Bodenverhältnisse der Rheinpfalz unter wesentlicher Berücksichtigung aller bodenkundlichen Merkmale sowie der Verwitterungs- und Auflagedecken kartographisch zur Wieder-

<sup>1</sup> KRAUSS, G., u. F. HÄRTEL: Bodenarten und Bodentypen in Sachsen. Tharandt. forstl. Jb. **81**, 131 (1930). <sup>2</sup> — S. 142.

<sup>3</sup> HÄRTEL, F.: Über einige für die Bodenbildung bedeutungsvolle geologische Tatsachen im Sächsischen Elbsandsteingebirge. Z. dtsh. geol. Ges. **86**, 497 (1934).

<sup>4</sup> OSTENDORFF, E.: Böden der Rauhen Alb. Geol. Rdsch. **21**, 299 (1930).

<sup>5</sup> MÜNICHSDORFER, F.: Bayerns Boden. I. Teil Südbayern, II. Teil Nordbayern und Rheinpfalz. München: Knorr & Hirth 1932.

<sup>6</sup> PÜRKHAEUER, R.: Erfahrungen über systematische Bodenuntersuchung und Bodenkartierung in Bayern. Z. Pflanzenernährg A **31**, 340 (1933).

<sup>7</sup> SCHLACHT, K.: Bodenstruktur und Sohlenbildung mit Kartierungsbeispielen aus der Vorderpfalz. Z. Pflanzenernährg A **27**, 303 (381) (1933).

<sup>8</sup> HOCK, A., u. A. GOETTING: Geologische Übersichtskarte der Pfalz 1:100000, mit Erläuterungen. Stuttgart 1937.

gabe. Über die Böden und Bodenkartierung in Österreich liegt schließlich eine Abhandlung A. TILLS<sup>1</sup> vor.

Braunerde stellt auch die herrschende Bodenform auf Granit in der Umgebung von Karlsbad nach St. NAJMR und V. KÁŠ<sup>2</sup> dar. Infolge besonderer Geländegestaltung entwickeln sich dortselbst wohl auch Podsolböden und intrazonale unentwickelte Böden. Die Böden Böhmens auf devonischem Schiefer und Kalkstein erweisen sich nach den Feststellungen gleicher Autoren<sup>3</sup> als Skelettböden oder flachgründige Primärböden, die des Silurs bilden dagegen leichte Sandböden, erstere gehören zum Braunerdetyp ebenso wie auch die noch dazwischen auftretenden Diluvialböden des Gebietes. Bei Leitomischl herrschen, wie V. GÖSSL<sup>4</sup> zeigt, schwach oder mäßig podsoliierte Böden, in niedriger gelegenen Gebietsteilen auch wohl Braunerden auf diluvialem Lehm mit Kreide im Untergrund vor, und im Gebiet der Stadt Přelouče a. d. Elbe<sup>5</sup> trifft man degradierte Schwarzerden sowie Braunerden, Rendzinaböden und podsoliierte Sandböden an. Die Diluviallehme des Hultschiner Gebietes<sup>6</sup> stellen sich als typische Löße, die durch humides Klima fast überall entkalkt sind, dar, nur dort, wo starke Oberflächenwässer zur Wirkung kommen, ist der ursprüngliche Lößcharakter bestehen geblieben. Sie sind den Lößlehmen Mittel- und Südmährens gleichartig, die Diluviallehme aus dem nördlichen Teil Teschen-Schlesiens sind durch sehr starke hydrolytische Verwitterung, bedingt durch das sehr humide Klima, verändert worden. Jedoch nicht allein das rezente Klima bedingt die Natur und Ausbildung der Diluviallehme des Untersuchungsgebietes, auch das Klima der Postglazialzeit hat sie bestimmt. J. SPIRHZANZL und V. KÁŠ<sup>7</sup>, welche die Bodenbildungsvorgänge in den pleistozänen Lehmen der Umgegend von Hořice, etwa 120 km ostnordöstlich von Prag gelegen, studieren, stellen fest, daß das auf ziemlich schwerem, ursprünglich kalkigem, selten sandigem Untergrundlehm ausgebildete Braunerdeprofil derartig stark ausgelaugt worden ist, daß auch die Sesquioxide bis in die Ackersohle herabgewaschen wurden und hier einen Illuvialhorizont von starker Verdichtung bilden. Unter dem A<sub>1</sub>-Horizont der Podsolböden entsteht ein verarmter A<sub>2</sub>-Horizont, dessen Beschaffenheit nur durch helle Flecken und Eisenkonkretionen angezeigt wird. Bodenkundlich kartographische<sup>8</sup> Behandlung erfahren die Bezirke Boskorice und Jewičko durch J. HRDINA. Es wird darauf hingewiesen, daß aus Löß hervorgegangene degradierte Schwarzerden, deren humose Horizonte stets entkalkt sind, vorhanden sind. Des weiteren lassen Gehängelehm und auch Löß leicht braun gefärbte Braunerden mit mächtigem Illuvium, würfelförmiger Struktur und karbonatfrei in der Tiefe sich entwickeln, dann aber auch Podsol und podsoliierte Böden entstehen. Auf Devonkalk und miozänem Nulliporenkalk bildet sich Rendzina, und an den Flußläufen treten kalkhaltige Alluvialanschwemmungen auf, deren Böden den Schwarzerden kaum nachstehen.

<sup>1</sup> TILL, A.: Bodenkartierung in Österreich. Ernährg Pflanze **25**, 498 (1929).

<sup>2</sup> NAJMR, St., u. V. KÁŠ: Studien über die primären Granitböden von Neu-Rolau bei Karlsbad. Sborn. vyzkumnych ustavů zeměd. ČSR. **135**, 33 (1935).

<sup>3</sup> NAJMR, St., u. V. KÁŠ: Beitrag der Braunerdeböden im Gebiet der böhmischen Devon- und Silurformation. Ebenda **135**, 57 (1935).

<sup>4</sup> GÖSSL, V.: Půdy katastra obce Makova, Litomysele. Ebenda **135**, 153 (1935).

<sup>5</sup> GÖSSL, V.: Půda katastra města Přelouče. Ebenda **135**, 113 (1935).

<sup>6</sup> NOVÁK, V., u. J. PELIŠEK: Zur Charakteristik der Diluviallehme in Schlesien und im Hultschingebiet. Sborn. českoslov. Akad. zeměd. **11**, 67 (1936).

<sup>7</sup> SPIRHZANZL, J., u. V. KÁŠ: Prozeß der Bodenbildung in pleistozänen Lehmen in der Umgegend von Hořice. Vešt. českoslov. Akad. zeměd. **10**, 713 (1934).

<sup>8</sup> HRDINA, J.: Bodenkundliche Kartographie des Bezirks Boskorice und Jewičko. Ebenda **9**, 531 (1933).

A. ŠPIČKA<sup>1</sup> gibt für die staatlichen Güter des Teschener Landes nachstehende Bodenformen an, so aus dem Flysch der Karpaten durch Verwitterung hervorgegangene schwere Mergelböden, auf glazialem Diluvium auflagernde, stark ausgelaugte tonig-lehmige, sehr schwach sandige Böden und leicht ausgelaugte Böden lößartigen Charakters. Die Böden des alluvialen Schwemmlandgebietes erweisen sich meist stark tonig mit Gleichhorizontausbildung. Materialien zur Erforschung polnischer Böden bringen die Abhandlungen des Instituts für Bodenkunde Pulawy<sup>2</sup>, und zwar werden behandelt von T. MIECZYŃSKI die Böden der Wojewodschaft Lublin, von W. GRODZINSKA die chemische Zusammensetzung einiger Torfmoore, von S. NIDA die Rendzinaböden, von J. MIECZYŃSKI die lehmigen Sandböden, genannt Stscherkböden, des nordwestlichen Polens und von S. KOTAR die Sandböden des mittleren Polens. Im Bezirk Liban in Böhmen<sup>3</sup> zeigt sich nur auf alten pleistozänen und Kreideböden eine vollständige Entwicklung von Bodentypen. Mitteleuropäische Braunerden überwiegen zwar, doch zeigen sie eine Auswaschung des obersten Horizontes. Schwarzerden stellen sich auf pleistozänen Bildungen an südlichen Abdachungen ein, und aufragender Kreideuntergrund läßt Rendzinaböden hervorgehen. In Mulden und Vertiefungen werden bei der verstärkten Auswaschung Podsolierungen erzeugt. Der Bezirk Zidlochovice in Mähren bringt nach V. NOVÁK und J. HRDINA<sup>4</sup> mäßig podsoliierte Böden auf diluvialen Sand und Schotter zur Ausbildung, mitteleuropäische Braunerden finden sich auf lößartigen Lehmen, Böden vom Tschernosemtypus auf diluvialen Lößablagerungen sowie auf tertiären, eisen-schüssigen Sanden mit mergelartigem Untergrund, Rendzinaböden auf Tertiärmergeln, und sogar sulfathaltige Böden vom Übergangstypus der Solontschak-Solonetz sowie Alluvialböden sind schließlich gleichfalls vertreten. Von den gleichfalls vorliegendem Klimagebiet gehörenden Bodenbildungen erfahren die Entstehungsbedingungen der Böden der unteren Rheinterrassen von Oberelsaß und deren Lößüberlagerungen durch J. FRANC DE FERRIÈRE<sup>5</sup> eine Erörterung, und H. ERHART<sup>6</sup> weist auf die große Verschiedenheit der elsässischen Lößböden bezüglich ihres Gehaltes an Kalziumkarbonat hin, wenn schon die Verlehmung und Entkalkung zur heutigen Zeit nur wenig hierfür in Betracht kommt. Er hält vielmehr die stark kalkhaltigen Lößböden für Gebilde verschiedenen Alters und meint, daß die alten wie die jungen Lößböden Jahrhunderte hindurch ihre lokale Ausbildung erfahren, jedoch weder ihre Struktur noch ihre Waldbodeneigenschaften verändert haben. V. AGAFONOFF<sup>7</sup> unterzieht die Böden Frankreichs einer Untersuchung, und G. JORET und H. MALTERRE<sup>8</sup> geben

<sup>1</sup> ŠPIČKA, A.: Die bodenkundliche Durchforschung der staatlichen Güter im Teschener Gebiet. Vešt. českoslov. Akad. zeměd. **10**, 310 (1934).

<sup>2</sup> Heft 2 (1932).

<sup>3</sup> SPIRHANZL, J.: Über die Bodentypenbildungen im Umkreise von Detěnice, Bezirk Liban in Böhmen. Sborn. českoslov. Akad. zeměd. **10**, 302 (1935).

<sup>4</sup> NOVÁK, V., u. J. HRDINA: Bodenkundliche Durchforschung des Bezirkes Cidlochovice in Mähren. Sborn. vyzkumnych ustavú zeměd. ČSR. **75** (1932).

<sup>5</sup> FERRIÈRE J., FRANC DE: Sur l'histoire des sols des terrasses inférieures du Rhin en Haute-Alsace. C. r. Acad. Sci. Paris **200**, 842 (1935) — Sur l'histoire des sols des terrasses rhénanes à couverture de loess en Haute-Alsace. Ebenda **200**, 1227 (1935).

<sup>6</sup> ERHART, H.: Zur Bodenkarte von Truchtersheim. Rapp. Inst. Rech. Agron. 1931 **35** (1932).

<sup>7</sup> AGAFONOFF, V.: Les sols de France au point de vue pedologique I. Ann. agronom., N. S. **3**, 587 (1933) — Les sols de France. Ebenda, N. S. **5**, 165, 335 (1935) — Bodenkundl. Forsch. **4**, 363 (1935).

<sup>8</sup> JORET, G., u. H. MALTERRE: Die aus kieselhaltigen Tonen entstandenen Böden und die Erden der Picardie. Ann. agronom., N. S. **5**, 16, 507 (1935). — JORET, G.: Recherches sur les sols de limons de la Picardie et leur état actuel de fertilité. Ebenda **2**, 170, 239 (1932).



Aufschluß über Böden und Erden der Pikardie. A. I. OESTING<sup>1</sup> kartiert niederländische Böden und studiert deren Profile. Die Verwitterung der relativ jungen Niederterrassenschotter in der Schweiz bringt nach M. GSCHWIND und P. NIGGLI<sup>2</sup> in dem obersten Horizont eine völlige Entkalkung mit sich, so daß eine schwach podsolierte Braunerde resultiert. Die humiden Klimaverhältnisse der Schweiz lassen aber erst in Ablagerungen vom Alter der Hochterrasse eine deutliche Podsolierung hervorgehen. Böden mit geringem Kalkgehalt auf Molasse oder Moränen führen bei kalkfreier Oberschicht und Auslaugung der Sesquioxide zu leicht podsolierten Braunerden, wogegen Humuskarbonatböden des Gebietes<sup>3</sup> mit Kalk im Untergrund zu oberst noch nicht völlig ausgewaschen worden sind.

Nunmehr möge, soweit dieses bisher noch nicht erfolgt ist, die neue Literatur über die Rendzinaböden als Bildungen gleichfalls des humiden Gebietes Berücksichtigung finden. Zunächst liegt eine Übersicht über diese Bodenbildungen in der Tschechoslowakei von J. SPIRHZANZ<sup>4</sup> vor, der, zugleich den dortigen Verhältnissen Rechnung tragend, eine Klassifikation dieser Böden vorgenommen hat. Es wird von ihm vorgeschlagen, drei Hauptgruppen zu unterscheiden: 1. Primäre Rendzina auf kalkhaltigem Substrat, 2. diluviale Borovinen mit starkem Humushorizont, 3. gemischte Rendzina mit diluvialer Sedimentdecke, die mit dem Untergrund untrennbar vermischt ist. Entsprechend der Farbe, dem Muttergestein und dem Dispersitätsgrade werden die Untergruppen gebildet. Durch Auslaugung angegriffene Rendzinen werden nicht mehr als solche angesehen, sondern als Podsolrendzina betrachtet. A. MUSIEROWICZ und A. WONDRAUSCH<sup>5</sup> teilen die Rendzinabildungen auf Grund ihres geologischen Untergrundes am Nordrand Podoliens in Kreiderendzinen, Tertiärendzinen und Rendzinen auf diluvialen Kreidedetritus ein. Auch von der Insel Muhu (Moon) in der Ostsee werden von A. NÖMMIK<sup>6</sup> die der Rendzina nahestehenden Alvarböden beschrieben. Karbonatböden sind vorwiegend auf der Insel anzutreffen und erfahren folgende Einteilung durch den Verfasser: 1. Flachgründige, mehr oder weniger stark podsolierte Geschiebelehm Böden. 2. Zwar kommen typische Alvarböden nicht vor, doch sind Schuttalvar- und Naßalvarböden zu verzeichnen. 3. Strandwälle verschiedenen Materialaufbaues. Die Rendzinaböden des mährischen Karstes werden von I. A. ZVORYKIN<sup>7</sup> als die extremst degradierten Böden, die sich unter den besonderen Bedingungen des Reliefs bilden, angesprochen. Im letzten Stadium der Degradation ist die Zerstörung des Adsorptionskomplexes nicht so groß wie in den typischen Podsolböden. E. SIGMOND und L. KOTZMANN<sup>8</sup> geben eine dynamische Kennzeichnung der ungarischen Rendzinen und stellen diese als Haupttypen der Kalziumböden auf. Je nachdem ihr Muttergestein Kalkstein oder Dolomit ist, zerfallen sie in zwei Untergruppen. Von W. AKIMZEW<sup>9</sup> wird eine besondere Bodenform vom Nordkaukasus beschrieben,

<sup>1</sup> OESTING, A. I.: Tijdschr. Landbouwk. **44**, 801 (1932).

<sup>2</sup> GSCHWIND, M., u. P. NIGGLI: Untersuchungen über die Gesteinsverwitterung in der Schweiz. Beitr. Geol. Schweiz, geotechn. Ser. **17** (1931).

<sup>3</sup> MEYER: Die Bodentypen der Gemeindewaldungen von Couvert und Boveresse. J. forest suisse **85**, 64 (1934).

<sup>4</sup> SPIRHZANZ, J.: Über die Rendzinaböden. Zeměd. Arch. **9/10** (1934).

<sup>5</sup> MUSIEROWICZ, A., u. A. WONDRAUSCH: Die Rendzinen vom Nordrand Podoliens. Extr. „Kosmos“, J. Soc. pol. Natur. „Kopernik“ **41**, fasc. 1, ser. A 31 (1936).

<sup>6</sup> NÖMMIK, A.: Die Böden der Insel Muhu (Moon). „Eesti“. Saaremaa **4**, 615 (1935).

<sup>7</sup> ZVORYKIN, I. A.: The contribution to the study of degradation of rendzina in the Moravian Karst. Bull. Ecole super. Agronom., Brno, RČS. **1930**, 1.

<sup>8</sup> SIGMOND, E., u. L. KOTZMANN: Die dynamische Charakterisierung der ungarischen Rendzinaböden. Math. naturw. Anz. ungar. Akad. Wiss., Budapest **53**, 93 (1935) — KOTZMANN, L.: Genetic and chemical characteristics of rendzina soils. Trans. 3. internat. Kongr. Soil Sci. London **1**, 296 (1935).

<sup>9</sup> AKIMZEW, W.: Über Humus-Sulfat-Böden. Pedology **26**, 30 (1931).

die sich im dortigen ariden Klima über Gipslagern ausbildet. Die Bodenform ähnelt, da sie im Obergrund, der zwar nur wenig mächtig ist, reich an Humus ist, den Schwarzerden oder kastanienfarbigen Böden. Jedoch darunter findet sich anstatt der diesen Böden charakteristischen, kalkführenden Schicht ein sulfathaltiger Horizont. Der Gehalt an Sulfat wächst mit abnehmendem Karbonatgehalt von oben nach unten. „Gashi“ ist die Bezeichnung dieser dem Weinbau dienenden Böden, die der nordrussischen Rendzina, in der die Sulfate durch Karbonate vertreten werden, vergleichbar erscheinen, insofern als sich in beiden Bodenformen der Humus-erhaltende Einfluß des Kalziums geltend macht.

R. BALLENEGGER<sup>1</sup> Ausführungen nach haben sich H. HORUSITZKY<sup>2</sup>, I. MAROS<sup>3</sup>, I. A. TIMKÓ<sup>4</sup> und P. TREITZ<sup>5</sup> in den letzten Jahren besondere Verdienste um die Bodenkartographie Ungarns erworben, und unter der Leitung von L. KREYBIG<sup>6</sup> sind die Bodenkarten des Ungarischen Reiches im Maßstabe 1:25000 herausgegeben worden, an welchen Untersuchungen sich auch E. SIGMOND<sup>7</sup>, D. FEHÉR<sup>8</sup> und E. IJJÁSZ<sup>9</sup> beteiligt haben.

### 3. Böden der feuchtwarmen gemäßigten Region.

#### Gelb- und Roterden (Terra rossa).

Piano di Magadino stellt ein etwa 10 km langes und 3 km breites Gebiet zwischen Bellinzona und dem Lago Maggiore, bestehend aus Kies- und Sandanschwemmungen des Tessins von oberflächlich sandigen und sandig-lehmigen Ablagerungen, dar. Hier herrscht insubrisches Klima, d. h. ein sehr humides Klima bei einer ziemlich hohen mittleren Jahrestemperatur von 12° C. Der Regenfaktor ist 120 und der NS-Quotient stellt sich auf über 500, so daß eigentlich ein Podsolklima vorhanden sein müßte, wenn nicht die Temperatur von 12° einen solchen Bodentypus verhinderte. Daher wäre ein Übergangsbereich humider Böden zu solchen wärmerer Gebiete zu erwarten, und in der Tat liegt denn auch, wie H. GESSNER<sup>10</sup> zeigt, ein Übergangsbereich zwischen Podsol-Braunerde und Roterde vor. Die Böden tragen demzufolge das Kenn-

<sup>1</sup> BALLENEGGER, R.: Bodenkundliche Arbeiten ungarischer Forscher aus den Jahren 1935—37. Mitt. internat. bodenkundl. Ges. **13**, 86 (1938).

<sup>2</sup> HORUSITZKY, H.: Geologisches und agrogeologisches Anlitz des nördlichen Teiles vom Komitat Sopron. Jb. kgl. ungar. geol. Anst. 1925—28, Budapest, **1935**, 101.

<sup>3</sup> MAROS, I.: Geologische und agrogeologische Notizen aus dem Komitate Somogy. Ebenda Budapest **1935**, 157.

<sup>4</sup> TIMKÓ, I. A.: Agrogeologische Verhältnisse des Sandgebietes im Norden zwischen Donau und Theiß. Ebenda Budapest **1935**, 245 — Agrogeologische Verhältnisse des vom Tápiótal südlich gelegenen Hügellandes. Ebenda Budapest **1935**, 239 — Agrogeologische Verhältnisse des Maglóder Rückens und des Tápiótales. Ebenda Budapest **1935**, 231 — Die agrogeologischen Verhältnisse der Mátaer und Feketeréter Fußten im Nagyhortobágy. Jber. kgl. ungar. geol. Anstalt 1929—32, Budapest, **1935**, 503 — Die agrogeologischen Verhältnisse des Zámpuštaer Teiles vom Nagyhortobágy. Ebenda Budapest **1935**, 495.

<sup>5</sup> TREITZ, P.: Bericht über die Tätigkeit der agrogeologischen Abteilung in den Jahren 1925—28. Ebenda Budapest **1935**, 197.

<sup>6</sup> KREYBIG, L.: Die Methode der Bodenkartierung in der Kgl. Ungar. Geol. Anstalt. Jber. kgl. ungar. geol. Anstalt **31**, 147 (1937) — Bodenkarten im Maßstab 1:25000, nebst Erklärungsheften.

<sup>7</sup> SIGMOND, E.: A general colourscale used in soil mapping. Math. naturw. Anz. ungar. Akad. Wiss. Budapest **54**, 644 (1936).

<sup>8</sup> FEHÉR, D.: Die Bedeutung der Bodenkartierung in der Forstwirtschaft. Erdészeti Közl. Sopron **37**, 222 (1935).

<sup>9</sup> IJJÁSZ, E.: Die Bodenkarte des Lehrreviers der Forstschule in Királyhalma. Erdészeti Kisérl. **37**, 238 (1935).

<sup>10</sup> GESSNER, H.: Der Boden des untersten Tessintales. Schweiz. landw. Mh. **1931**, H. 9 (Sonderabdruck).

zeichen der Roterdebildung, d. h. relative Anreicherung von Sesquioxiden, die auf eine deutlich nachweisbare Auswaschung von Kieselsäure zurückzuführen ist. Die Schotter des Tessin bestehen aus Kalk oder Dolomit, der feine Sand führt dagegen die Gesteine und Minerale des Einzugsgebietes, d. h. Granite, Gneise, Bündnerschiefer und Triasdolomite, der Gesamtkarbonatgehalt beträgt etwa 2–12%, und die Reaktion der frisch angeschwemmten Sande ist durchweg alkalisch. Die aus den Untergrundbildungen hervorgegangenen Böden des Piano di Magadino sind als Braunerden mit starker Kieselsäureauswaschung aufzufassen. Es wird daher von dem Verfasser die Frage aufgeworfen, „ob allgemein Braunerden mit deutlicher Kieselsäureauswaschung und relativer Sesquioxidanreicherung im A-Horizont als Übergang von der Braunerde zu den südlicheren, d. h. zu den wärmeren, humiden Gebieten darstellen, im Gegensatz zu den Braunerden mit Sesquioxidanreicherung, welche mit Sicherheit als Übergang zu den nördlichen kälteren Gebieten aufzufassen sind“. Dieses wird bejaht unter Hinweis darauf, daß man in den Mediterran-Roterden vielleicht überhaupt einen Übergangstypus von den tropischen Roterden zu den Braunerden zu erblicken habe, und zwar sowohl auf Grund ihrer klimatischen Entstehungsbedingungen als auch infolge der geographischen Verbreitung. Jedoch ist der Verfasser der Ansicht, daß sowohl von GRAF ZU LEININGEN als auch BLANCK, REIFENBERG, HARRASSOWITZ u. a. „offenbar stark voneinander abweichende Bodentypen unter dem Begriff Mediterran-Roterde zusammengefaßt werden, welche unmöglich den gleichen Entstehungsschemismus aufweisen können. Gemeinsam scheint den Böden einzig die rote Farbe infolge einer Eisenoxydanreicherung zu sein“. Und es ergäbe sich daher „schlechterdings die Unmöglichkeit, die Mediterran-Roterden der Literatur als einheitlichen Bodentypus mit anderen Bodentypen zu vergleichen. Der Vergleich zeigt“ nach des Verfassers Ansicht, „daß die Entkieselung und eine augenfällige Eisenoxyd- und auch Tonerdeanreicherung im allgemeinen in den Bodentypen der wärmeren, humiden Gebiete vorherrscht. Die bereits ausgesprochene Auffassung, daß eine Entkieselung und eine Sesquioxidanreicherung im A-Horizont einer Braunerde den Übergang zum Boden des wärmeren humiden Klimas kennzeichnet, wird durch den Vergleich gestützt. Nach einem Vorschlag von PALLMANN soll der Bodentyp als Insubrische Braunerde bezeichnet werden“. In diesem Bodentypus „handelt es sich um einen Illuvialboden der wärmeren, gemäßigten, humiden Zone mit mittleren Jahrestemperaturen von 10–15°. Der Boden weist ein Bodenprofil mit drei Horizonten auf; die Farbe ist braun bis gelb oder kreß, wodurch sich der Boden von Roterden unterscheidet, welche bei höheren Temperaturen entstehen und mehr indischrote Farbtöne aufweisen. Die chemische Verwitterung ist gekennzeichnet durch eine rasche Auswaschung der Karbonate — sofern Karbonate ursprünglich vorhanden waren — und durch eine relative Sesquioxidanreicherung im A-Horizont, welche einer effektiven Entkieselung entspricht. . . . Es ist klar, daß die einzelnen Bodenarten des definierten Bodentypus als Braunerden stark von der chemischen und physikalischen Beschaffenheit des Ausgangsmaterials, des Muttergesteins, abhängig sind“.

Zu der Gelberde, die gewöhnlich als eine Unterform der Terra rossa-Bildungen aufgefaßt wird, äußert sich W. HOLLSTEIN<sup>1</sup> in der Art, daß er dieselbe mit Recht als einen nur wenig scharf umgrenzten Bodentyp ansieht. Er legt an der Hand von Profilen der Gelberde dar, daß sich die Beibehaltung dieser Bezeichnung infolge der vielen Übergänge nach Braun nicht empfiehlt und daß auch eigentlich kein Grund vorliegt, diesem Bodentyp eine besondere Stellung und Selbst-

<sup>1</sup> HOLLSTEIN, W.: Zum Begriff der „Gelberde“. *Bodenkundl. Forsch.* 4, 51 (1934).

ständigkeit einzuräumen, da er den braunen Waldböden sehr nahe steht. Er schlägt daher mit Recht vor, „die sog. Gelberde dem Typ des braunen Waldbodens oder der (humiden) Braunerde unterzuordnen“. Auch die von E. BLANCK und F. GIESECKE<sup>1</sup> untersuchten Gelberden aus der Argolis lassen keine sehr nahen Beziehungen zur Terra rossa erkennen, sondern unterscheiden sich wesentlich von dieser hinsichtlich ihres Gehaltes an  $\text{SiO}_2$ ,  $\text{Al}_2\text{O}_3$ ,  $\text{Fe}_2\text{O}_3$  und Hydratwasser. A. COMEL<sup>2</sup> bespricht die auf eozänen Sandsteinen im Gebiet von Friaul vorhandenen typischen Gelberdebildungen. Die dort fallende Niederschlagsmenge beträgt 1500 mm und die mittlere Jahrestemperatur 10–12°. Das örtliche Gelände ist von vielen Trockentälern und kleinen Quellen durchzogen, die Vegetation wird vornehmlich von Kastanien, Robinien, Farnen und Heidekraut gestellt. Das Ausgangsmaterial, der Eozänsandstein, ist mittel- bis grobkörnig, kalkhaltig, teils konglomeratisch und bläulich, jedoch durch Verwitterung gelblich gefärbt. Durch Entfernung des Kalks wird er schwammig und durchlässig, seine Farbe im Sommer und bei Trockenheit rötlich, dagegen blaßgelb im Winter und bei Feuchtigkeit. Sein Normalprofil weist 1. eine 5–10 cm mächtige, braun-gelb gefärbte Bodenschicht, durchzogen von Krautpflanzenwurzeln, 2. eine 20–50 cm gelbrötliche, mit den Wurzeln größerer Pflanzen durchzogene Schicht und 3. den allmählichen Übergang zum Muttergestein auf. Die oberste Schicht enthält nur wenig Humus infolge des schnellen Abbaues desselben und der reichlichen Laubstreuentnahme, er ist an Kolloiden verarmt, die in die Tiefe gewaschen worden sind, und sauer. Die Böden gehören daher zur podsoligen Gruppe, dennoch fehlt ihnen der den typischen Podsolen charakteristische  $A_2$ -Horizont. Die chemische Analyse ergibt vollkommene Entkalkung, und das Verhältnis von  $\text{Al}_2\text{O}_3:\text{Fe}_2\text{O}_3$  im HCl-Auszug beträgt 1:1, der Gesamtzusammensetzung nach 2:1. Die Wanderung der Sesquioxide bezieht sich fast nur auf Eisen, ist aber gering, auch sind die Böden vielfach zur Umlagerung gelangt. Bei der Aufbereitung des Gesteins tritt eigentlich nur eine Fortfuhr des Kalks in Erscheinung. Außer der typischen Gelberde trifft man Übergangsformen derselben nach Terra rossa und Braunerde an, und zwar im ersteren Falle hervorgerufen durch die Muttergesteinsbeschaffenheit, im zweiten bedingt durch eine Klimaänderung. Die auf diese Weise entstehenden gelbrötlichen Erden auf kalkhaltigem Sandstein des Untereozäns ähneln in ihrer Entstehung den typischen Gelberden und enthalten keine Eisenkonkretionen. Mit zunehmendem Kalkgehalt des Grundgesteins werden sie der eigentlichen Terra rossa ähnlicher. Die durch das Klima bewirkte Veränderung zur Braunerde hin macht sich unter anderem am Monte Cavallo in der Art geltend, daß an der Südseite Roterde, an der Nordseite und in den Tälern Gelberde ausgebildet wird. Auch in größerer Höhe entwickeln sich Gelberde oder gelbgefärbte Horizonte unter Humusschwarzerde oder Braunerde. In der Hochebene von Tarnova kann man zuoberst einen schwärzlichen Horizont über Gelberde, darunter einen roten Horizont, der auf dem Kalk auflagert, feststellen. Da der Regenfaktor des Gebietes 125 ist, jedoch nach LANGS Schema 40–60 betragen müßte, so erblickt COMEL in der Durchlässigkeit des Untergrundes und in der Geländeneigung die Ursache für eine Veränderung der verfügbaren Wassermenge, so daß erst bei stärkerer Erwärmung des Bodens, wie sie ein reichlicher Kalkgehalt hervorruft, Roterde entsteht. Der Einfluß des Kieselsäuregehaltes auf die Farbe ist daher nur ein scheinbarer und durch das Klima bedingt. Die Gelberde stellt nach ihm den Übergang von Rot- nach Braunerde dar, und ist ihre Verbreitung in Italien

<sup>1</sup> BLANCK, E., u. F. GIESECKE: Beiträge zur Kenntnis der Böden der Argolis. Chem. Erde **6**, 578 (1931).

<sup>2</sup> COMEL, A.: Le terre gialle del Friuli. Estr. Boll. Soc. geol. Ital. **52**, fasc. 2, 247 (1933).

groß. In einer weiteren Abhandlung<sup>1</sup> werden von ihm die obigen Ergebnisse mit Analysen belegt und ein normales Gelberdeprofil sowie ein Übergangsprofil zur Braunerde mit den Horizonten A<sub>0</sub> Rohhumus, A<sub>1</sub> braune, weiche Schicht, B gelber kompakter Horizont, C paläozoisches Schiefergestein, aufgeführt. Die Gesamtanalyse zeigt 78,12% SiO<sub>2</sub>, 9,37% Al<sub>2</sub>O<sub>3</sub>, 4,25% Fe<sub>2</sub>O<sub>3</sub> für die typische Gelberde von Podgora, während die Terra gialla (di transizione) della Carnia 48,51% SiO<sub>2</sub>, 22,18% Al<sub>2</sub>O<sub>3</sub> und 7,94% Fe<sub>2</sub>O<sub>3</sub> aufweist. Gegen die Natur letzteren Bodens als eines Übergangsgebildes zur Braunerde spricht allerdings sicherlich der geradezu sehr niedrige Gehalt an Gesamtkieselsäure und der hohe Betrag für Tonerde.

Geradezu erstaunlich erweist sich das Interesse, das man in neuester Zeit der Erforschung der Mediterran-Roterde zugewandt hat, insbesondere ist den italienischen Vorkommnissen seitens italienischer Forscher eine bisher nicht geteilte Aufmerksamkeit geschenkt worden. Morphologische Studien der französischen Terra rossa-Bildungen und ihrer chemischen Beschaffenheit in Hinsicht auf Kolloidgehalt, Reaktionsverhältnisse, Adsorptionskomplex u. dgl. Eigenschaften veranlassen V. AGAFONOFF<sup>2</sup>, diesen Boden als eine unabhängige Ausbildungsform des Mittelmeergebietes anzusehen. Sie wird als im deutlichen Gegensatz einerseits zum Podsolboden, andererseits zu den tropischen und subtropischen, rot und gelb gefärbten, lateritischen Bodengebilden stehend erkannt und als eine unter dem Mediterranklima auf Kalk- und Dolomitgesteinen sich bildende Unterform bezeichnet. Von E. BLANCK, J. BRAUN-BLANQUET und W. HEUKESHOVEN<sup>3</sup> werden die Beziehungen einiger, und zwar hauptsächlich Roterde-, d. h. Terra rossa-Profile aus der Umgegend Montpelliers zur Waldvegetation klargestellt, und V. AGAFONOFF<sup>4</sup> legt kartographisch die bodenkundlichen Verhältnisse Frankreichs fest. Die Untersuchung zweier spanischer Roterdeproben aus der Provinz Valencia durch E. BLANCK und W. DÖRFELDT<sup>5</sup> ergab, daß die spanischen Roterden trotz ihres durchaus typischen Roterdeaussehens mit solchen anderer Gebiete in chemischer Hinsicht nicht entfernt übereinstimmen, denn ihr Kieselsäuregehalt erweist sich hierfür als viel zu hoch und derjenige an Sesquioxiden verhältnismäßig zu niedrig. Auch der Gehalt an Alkalien und an Humus ist wiederum zu beträchtlich, um von typischen Roterden sprechen zu können. Ihrer chemischen Zusammensetzung nach ähneln sie noch am meisten den weniger typisch ausgebildeten Formen des norditalienischen Verbreitungsgebietes, aber noch nicht einmal den südfranzösischen Roterden. Ihr Alkaligehalt übersteigt auch sogar noch den der schon an und für sich hieran sehr reichen französischen und norditalienischen Roterden. Alle diese Verhältnisse sprechen dafür, daß die spanischen Roterden nur als ein Anfangsstadium dieses Bodentyps angesehen werden können. Allerdings wird man erst nach Kenntnis der Zusammensetzung weiteren Roterdematerials dieses Gebietes in der Lage sein können, dieses zu entscheiden. Über die Böden Spaniens mediterranen Einschlags im ganzen liegen Angaben von E. H. DEL VILLAR<sup>6</sup> vor.

<sup>1</sup> COMEL, A.: Nuove ricerche sulle terre gialle del Friuli. Estr. Boll. Soc. Adriatica Sci. naturali Triest **35**, 5 (1936).

<sup>2</sup> AGAFONOFF, V.: Die französischen Mittelmeerroterden und ihre Muttergesteine. C. r. Acad. Sci. Paris **197**, 693 (1933).

<sup>3</sup> BLANCK, E., J. BRAUN-BLANQUET u. W. HEUKESHOVEN: Über einige Bodenprofile und deren zugehörige Waldvegetation aus der Umgebung von Montpellier. Chem. Erde **9**, 200 (1934).

<sup>4</sup> AGAFONOFF, V.: Carte pedologique schematique de la France. Bull. Assoc. franç. Étude Sol **1935**.

<sup>5</sup> BLANCK, E., u. W. DÖRFELDT: Über spanische Roterden. Chem. Erde **6**, 60 (1931).

<sup>6</sup> VILLAR, E. H. DEL: Les sols méditerranéens étudiés en Espagne. Assoc. internat. Sci. sol, V. Comm. Madrid 1930.

Braunerden treten in Italien auf Silikatgesteinen in Höhenlagen von 300 bis 1000 m, auf Karbonatgesteinen erst über 1000 m Meereshöhe auf. Sie stellen, wie A. COMEL<sup>1</sup> ausführt, das Verbindungsglied zwischen Terra rossa und Podsol dar. Auch schwarz gefärbte Böden vom Typus der Rendzina<sup>2</sup> entwickeln sich dort und vertreten die Roterden, wo infolge kühlerer Temperatur Humusbildung in etwas größerem Umfang möglich wird. Chemisch unterscheiden sie sich von letzteren nur durch den erhöhten Humusgehalt. Für das Gebiet der Görzer Hochebene zwischen dem Isonzo und Judrio-Torre stellt der gleiche Autor<sup>3</sup> von alluvialen Bildungen Tone, Sande und verschwemmte Roterden fest, und auf Würmschottern stellen sich Ferrettobildungen ein. Die Entwicklung der Bodenbildungen auf dolomitischem Sand der Hochebene von Friaul läßt ihn<sup>4</sup> ein erstes Stadium in Gestalt schwarzer, geringmächtiger Bodenlagen mit hohem Humusgehalt, sodann Roterden und Podsole unterscheiden. Das erste Stadium und die Roterde werden als aklimatische und Übergangsbildungen angesprochen, die zu dem Zeitpunkt, zu welchem die Erdalkal karbonate zur völligen Auswaschung gelangt sind, in den Podsol übergehen, der seiner Beschaffenheit nach den klimatischen Verhältnissen der Gegend entspricht. In einer weiteren Abhandlung<sup>5</sup> geht er auf die Verbreitung und Entstehung der Roterden Friauls ein. Er zeigt, daß dieselben an Kalk und kalkhaltige Sedimente in der Höhenlage zwischen 20 und 1000 m gebunden sind und erklärt sie im Gegensatz zu seiner obigen Angabe als rein klimatische Bodenbildungen. Ihr Ausgangsmaterial ist der Rückstand der Kalkgesteine, der mit geringen Mengen von Fremdmaterial, das Wind und Regen zugeführt haben, vermischt worden ist. Die Entfernung des natürlichen Pflanzenwuchses durch den Menschen hat den Humusgehalt der an sich zu erwartenden braunen oder auch schwarzen Böden verringert, wodurch die rote Farbe entstanden ist. Ungestörte Böden auf diluvialen Ablagerungen der Riß-Zeit zeigen eine gewisse Podsolierung, und durch die Entwaldung ist außerdem das ursprüngliche Bild insofern gestört, als die Böden meistens umgelagert sind, so daß keine differenzierten Profile sich auszubilden vermochten. Auch nachstehend wiedergegebene Einteilungsprinzipien der Roterden auf Kreide werden von ihm zusammengestellt:

- a) Reine Terra rossa ohne Kalkfragmente, besonders auf dickbankigen Kalken. Unreine Terra rossa auf dünnbankigen Kalken.
- b) Nach dem Humusgehalt bzw. dem Vorhandensein humusreicher oberer Horizonte. Diese können bei flachgründigen Böden bis zum Muttergestein reichen.
- c) Nach der Farbe: reine Kalke liefern ziegelrote Roterden, bituminöse und kieselige Zwischenschichten beeinflussen die Farbe nach dunkelrot oder bräunlichrot.
- d) Nach der Struktur bzw. der Größe der natürlichen Bodenteilchen, Bodenkrümelchen.
- e) Nach der chemischen Zusammensetzung ist der unlösliche Rückstand der Terra rossa auf reinen Kalken geringer als der von Terra rossa auf unreinen Kalken.

<sup>1</sup> COMEL, A.: Sul problema della terra bruna in Italia. Estr. Boll. Soc. geol. Ital. **53**, H. 2, 215 (1934).

<sup>2</sup> COMEL, A.: Le terre nere dell'altipiano di Tarnova. Estr. Studi Gorizani **9**, 1 (1933).

<sup>3</sup> COMEL, A.: I terreni dell'alta pianura Goriziana fra Isonzo e Judrio-Torre. Estr. Agro cormonese-gradiscano Studio geagronom. Cormons **1933**, 7.

<sup>4</sup> COMEL, A.: L'evoluzione pedogenetica nell'alta pianura friulana. Estr. Boll. Soc. geol. Ital. **49**, H. 2, 320 (1930).

<sup>5</sup> COMEL, A.: Sulle terre rosse friulane. Ebenda **49**, H. 1, 83 (1930).

Schließlich weist er darauf hin, daß die Roterden auf Tertiär Eisenkonkretionen enthalten und sich mit der Kieselsäurezunahme des Muttergesteins gelbe Bodenfarbtöne einstellen. Als Ferretto werden in engerem Sinne nur die Bodenbildungen auf älterem Diluvium, wo die Muttergesteinszersetzung im Gegensatz zum jüngeren Diluvium weit tiefer reicht, angesehen. Eine typische Roterdebildung stellt sich nur auf groben Schottern des Gebirgslandes und der Täler ein. Ist in der Ebene feineres Diluvialmaterial abgelagert, so entstehen dagegen unter dem Einfluß der stärkeren und anhaltenderen Durchfeuchtung gelbe Böden. Die reine Terra rossa erweist sich mit einem  $p_H$  von 5,4–6 als schwach sauer, jedoch Beimengungen von Kalktrümmern oder eine Beeinflussung durch Lösungen aus dem Muttergestein bringen schwach alkalische Reaktion hervor. Der nachstehend mitgeteilte Versuch einer Systematik der klimatischen Bodenformen Friauls liegt schließlich in einer anderen Publikation des gleichen Autors<sup>1</sup> vor (Schema S. 105).

Seine Bodenkarte der Provinz Udine<sup>2</sup> verzeichnet im Gebirge bis zu 200 m Terra rossa, bis zu 1000 m gelbliche Böden und über 1000 m schwarze Rendzina-böden auf Kalk. Im Übergangsbereich der Moränen wird Ferrettisierung in wechselnder Stärke angegeben, und die Ebene wird von oberflächlich entkalkten, gelben Böden von verschiedener Mächtigkeit und Zusammensetzung oder jungen, weiß gefärbten, sehr kalkreichen Flußaufschüttungen eingenommen.

Auch für das Gebiet der Euganeen stellt A. COMEL<sup>3</sup> auf Kalkgestein echte Roterden fest, die er gleichfalls für keine echten Klimabildungen hält. Der Kalk verhindere auch hier wie bei der Rendzina die Wanderung der Sesquioxide und damit die Ausbildung des Podsol. Zum Unterschied von der Rendzina werde aber durch die erhöhte Temperatur der Humus alsbald zersetzt. Ihre physikalische und chemische Untersuchung weist auf eine völlige Übereinstimmung mit der Karstroterde hin, denn es werden für Kieselsäure die Werte 42,02, 52,34, 51,47 und 49,24%, für Tonerde 20,08 bzw. 15,88, 18,72 und 18,49% sowie für Eisenoxyd 9,67 bzw. 7,44, 7,52 und 7,54% ermittelt. Alkalien sind keine vorhanden. Auf Basalt entwickeln sich dortselbst schwarz gefärbte Böden, dagegen auf Liparit grau-gelblich-rötliche Böden mit dem Profil: A<sub>1</sub> 5–10 cm mächtige, etwas humose Erde mit Adlerfarnen, A<sub>2</sub> 10–20 cm mächtiger, weißgelblicher Horizont, B 10–20 cm starker Illuvialhorizont von rotgelblicher Farbe mit roten Streifen und C zersetztes Gestein. Hier handelt es sich um eine scheinbare Terra rossa, die durch die Entfernung der obersten Schichten entstanden ist, insofern der Horizont B freigelegt wurde. Das verwitterte Gestein zeigt eine durch Oxydation hervorgerufene, rote bis rötliche Färbung. N. GAUDENZI<sup>4</sup> beschreibt die Terra rossa von Emilia als Boden von mehr oder weniger intensiv roter Farbe, arm an Kalk, nicht sehr reich an Humus, mit ziemlich reichlichem Gehalt an Eisenoxyd und Tonerde, charakterisiert durch einen Mangel an Phosphorsäure und eine äußerst geringe Menge von Kali. Diese Roterde umfaßt sandige und tonige Böden. Bodenkundliche Karten<sup>5</sup> der Ebene von Reggio bringen eine kartographische Übersicht auf Grund der physikalischen und che-

<sup>1</sup> COMEL, A.: Saggio di pedologia sistematica sui terreni climatici del Friuli. Est. vol. X Studi Goriziani Riv. a cura della Biblioteca Governativa di Gorizia. Gorizia 1934. XII, 20.

<sup>2</sup> COMEL, A.: Carta di terreni agrari Provincia di Udine. Estr. Atti XIII. Congr. Geol. Italiano 1938.

<sup>3</sup> COMEL, A.: Sulle terre rosse dei colli Euganei. Estr. Boll. Soc. geol. Ital. 50, H. 2, 135 (142) (1931).

<sup>4</sup> GAUDENZI, N.: Contributo alla Conoscenza delle terre rosse emiliane. Ann. R. Staz. sper. agrar. Modena, N. S. 3 (1932–33) Modena (1934).

<sup>5</sup> Tavole pedologiche della pianura Reggiana. Ann. sper. agrar. 30 (1938), mit Erläuterungen von B. PANTOLI, A. CURINI GALLETI und L. MACCINI.

Versuch einer Systematik der klimatischen Böden Friauls.

1. Zone der Frostböden	Humusböden des Hochgebirges	{ auf Kalk und Dolomit (Rendzina) auf Mergel und Sandstein   Braun- und Schwarzerden auf Eruptivgestein	Wald { Nadelwald Laubwald Wiese { normal sumpfig vegetationslos	Profile in verschiedenem Entwicklungsstadium zum Podsol
2. Gebirgs-Schwarzerden . . .	Schwarze Waldböden	{ unter Gelberden im Übergang zur { Gebirgsschwarzerde Typische Gelberden { des Hügellandes der Ebene Roterden (Terra rossa) Ferretto { vor-würmisch würmisch { Horizonte A, B, B <sub>2</sub> , C „ „ A, B, C „ „ A, (B), C = Schwarzerde (Tschernosem) { Horizonte A, A, C „ „ A, C	Humusböden Torfböden { Schilf Seggen usw.	
3. Zone der Terra rossa . . .	Weit entwickelte Bodentypen Normale Typen Zurückgebliebene Typen	{ Süßwasser Meerwasser { Wasser an der Oberfläche im Untergrund { grobsandig feinsandig-schlammig untergetauchte Böden { schwach humos humos torfig { aufgetauchte Böden mit Salzausscheidung salzig gesättigt { ganz zum Teil entsalzen	Humusböden Torfböden { Schilf Seggen usw.	
4. Feuchte Zone der Tiefebene	Mit Wassereinfluß Verhältnismäßig trocken	{ Dünen Ebene — gelbliche Böden mit wechselndem Kalkgehalt { ferretisiert mit organischer Überdeckung	Humusböden Torfböden { Schilf Seggen usw.	
5. Azonale Böden . . . . .	Grobe Detritate Sande Tone	Übergangsformen in bezug auf Typen- und Horizontbildung { karbonatreich „ „ -arm usw.	Humusböden Torfböden { Schilf Seggen usw.	



mischen Eigenschaften der dortigen Böden. Analysen der Terra rossa von Roccaraso in der Provinz Aquila (Abruzzen) lassen nach A. COMEL<sup>1</sup> nachstehende Gesamtzusammensetzung erkennen:

SiO <sub>2</sub>	Al <sub>2</sub> O <sub>3</sub>	Fe <sub>2</sub> O <sub>3</sub>	CaO	MgO	K <sub>2</sub> O	Na <sub>2</sub> O	SO <sub>2</sub>	CO <sub>2</sub>	H <sub>2</sub> O	Perd. fuoco (detr. H <sub>2</sub> O igr. e CO <sub>2</sub> )	Summe
43,73	21,70	8,96	1,60	2,75	1,68	0,82	0,07	0,95	6,46	11,54	100,26
44,02	22,15	8,89	2,67	2,78	1,90	1,40	0,08	1,90	5,38	9,12	100,19

Des weiteren zeigt A. COMEL<sup>2</sup>, daß ein ziemlich unreiner Eozänkalk der Provinz Lazio eine Roterde erzeugt, die in ihrer physikalischen Zusammensetzung beträchtlich von den Normalbefunden abweicht. Der Boden ist tonig und neigt zur Bildung großer Klumpen, die, in Wasser gebracht, leicht zerfallen. Der Roh tongehalt ist erhöht. Sowohl dieser Boden wie auch eine normale Karstroterde in Krümeln von  $\frac{1}{3}$ —5 mm Korngröße lassen im Gegensatz zu norditalienischen Roterden eine Zunahme des Gehaltes an löslicher Tonerde erkennen, während der unlösliche Rückstand kleiner geworden ist, was der Verfasser auf das wärmere Klima Mittelitaliens zurückführt und durch das Verhältnis des Eisens zu Tonerde wie 1:2 anstatt 1:1 charakterisiert wird. Der Gesamtgehalt der untersuchten Roterden dieses Gebietes beträgt an SiO<sub>2</sub> 42,64, 36,68 und 34,73, an Al<sub>2</sub>O<sub>3</sub> 22,43, 23,05 und 16,39, an Fe<sub>2</sub>O<sub>3</sub> 6,81, 7,65 und 6,91%. Alkalien sind nicht vorhanden. Ein dort gleichfalls vorkommender schwarzer Boden mit 17% Humus und einem  $p_H$  von 5,4 ähnelt Bildungen, die in Norditalien an dauernd feuchten Stellen auftreten. Untersuchungen des gleichen Autors<sup>3</sup> im Küstengebiet der Romagna weisen auf die Wanderung eisenhaltiger Lösungen in alten Dünen des Tiberdeltas hin. Sie gehen aus den Verwitterungsprodukten des im Dünen sand enthaltenen Augits hervor, indem sich kolloidale Aluminium- und Eisenlösungen durch Schutzwirkung der Kieselsäure und Auswaschung der koagulierenden Erdalkalien während der feuchten Jahreszeit betätigen, wobei der Humus entsprechend dem Klima nur eine geringe Rolle spielt. Das warme, trockene Klima Siziliens bedingt im allgemeinen die Bildung von Schwarzerde, nur im Küstengebiet von Palermo, wo die Feuchtigkeit im Sommer größer ist, wird der Humus zerstört und es bilden sich Roterden. Die auf quartärem Kalktuff auftretende Roterde ist keine typische Terra rossa, weder nach ihrer chemischen Zusammensetzung noch nach den physikalischen Eigenschaften, denn sie hat zu wenig Sesquioxyde und ist von sandiger Ausbildung. Ihre Rotfärbung erhält sie durch Überzug der Mineralkörner mit Eisenoxyd. A. COMEL<sup>4</sup> vergleicht sie mit dem Ferretto Norditaliens. Demgegenüber zeigt die auf Kalkgesteinen des Eozäns, der Kreide und des Jura vorhandene Roterde fast alle Eigenschaften der Karstroterden, wenn auch nur eine gewisse Anreicherung kolloidalen Materials in den tiefsten Schichten und in Spalten und Taschen des Gesteins, die auf mechanischen Transport zurückgeführt wird, festzustellen ist. Außerdem weist sie bei gleichzeitiger Erhöhung des Kieselsäuregehaltes gerundete Quarzkörner auf, die durch den Wind aus Afrika herübergetragen worden sind. Im Gegensatz zur Karstroterde, die an Stellen auftritt, an denen ohne Gegenwart von Kalk sich podsolierte Böden vorfinden sollten, sind die sizilianischen

<sup>1</sup> COMEL, A.: Ricerche sulla „terra rossa“ di Roccaraso. Estr. Boll. Soc. geol. Ital. **55**, H. 2, 268 (1936).

<sup>2</sup> COMEL, A.: Su due terre rosse e una terra nera del Lazio. Ebenda **49**, H. 2 (1930).

<sup>3</sup> COMEL, A.: Ricerche sull'„Alios“ della zona litoranea romana. Estr. Pontificia Accad. Sci. Nuovi Lincei Roma **1933**, 366.

<sup>4</sup> COMEL, A.: Osservazioni sui terreni della Sicilia con speciale riferimento alla terra rossa. Estr. Boll. Soc. geol. Ital. **50**, H. 2, 213 (1931).

Roterden echte Klimabildungen. Die ersten stehen an der Grenze zur Rendzina, die letzten an der zum Tschernosem. Die beigebrachten Analysenergebnisse lassen Kieselsäure in Mengen von 60,53 bzw. 56,24, 57,89, 74,99%, Tonerde zu 7,37, 18,64, 19,24 und 16,10%, Eisenoxyd zu 3,45, 7,30, 6,92 und 6,18% zugegen sein, und Alkalien fehlen ganz. Drei den obersten 3 m des Bodenmaterials der Höhle Addaura bei Palermo<sup>1</sup> entnommene Bodenproben erwiesen sich infolge des reichlichen Vorkommens von afrikanischem Wüstensand sowie von Schneckengehäusen und zufolge ihrer chemischen Zusammensetzung als von der Erdoberfläche aus transportierte Böden. Eine vierte, rötlich gefärbte Probe bestand zu 50% aus Sulfaten und Phosphaten, sie stellt wahrscheinlich ein Gemenge von tierischen Ablagerungen und verschleppter Roterde dar. Schließlich faßt A. COMEL<sup>2</sup> in einer gemeinsamen Übersicht alle seine Befunde und Beobachtungen über die Terra rossa Italiens etwa wie folgt zusammen: Hinsichtlich der Nomenklatur werden von ihm Terra rossa, Roterde, rote Erde und Ferretto in üblicher Weise unterschieden. Bezüglich der Entstehung der Terra rossa kommt er aber zu dem Ergebnis, daß dieselbe durch eine besondere klimatisch bedingte Verwitterung des Rückstandes des Kalkgesteins, vermengt mit auf dem Luftwege zugeführtem Material, hervorgegangen sei. Scheinbare Gegensätze in älteren Arbeiten beruhen seiner Ansicht nach auf Verschiedenheit des untersuchten Materials, so daß zur Kenntnis des Gesamtproblems alle Einzelfaktoren zu berücksichtigen sind, da ein jeder für sich besondere Typen der Terra rossa erzeugen kann. Die Minerale im Skelett des Bodens und im größeren Anteil des Feinbodens entsprechen zum Teil den im Kalk vorhandenen, zum Teil, und dieses gilt besonders für Mittel- und Süditalien, deuten sie auf eine Zufuhr fremden Materials hin. Kalk- und Eisenkonkretionen sind nicht überall vorhanden. Was die Zusammensetzung des kolloidalen Anteils anbelangt, so baut sich derselbe aus den Hydroxyden des Aluminiums und Eisens sowie aus gemengtem Aluminium-Silizium-Gelen auf. Trotz des hohen Tongehaltes sind die Böden leicht durchlässig, nämlich infolge ihrer Krümelstruktur. Dabei überwiegen die Krümel von  $\frac{1}{3}$ –10 mm Durchmesser. Eine Verschiebung dieses Verhältnisses deutet auf starke Verunreinigung des Kalksteins oder auf erhebliche Zufuhr von Fremdmaterial hin. Die Reaktion der Roterde ist meistens infolge des Vorhandenseins von Kalkresten schwach alkalisch, ist völlige Entkalkung eingetreten, auch wohl schwach sauer. Im südlichen Verbreitungsgebiet bleibt sie aber, durch aszendente Lösungen hervorgerufen, neutral. Die Frage nach dem Alter der Terra rossa wird von ihm dahin beantwortet, daß das Ausgangsmaterial mindestens der letzten Zwischeneiszeit entstammt, jedoch dauernd nachgeliefert wird. Der Boden selbst ist rezent und entspricht den heutigen Bedingungen. Fossile Roterden kommen als „Bauxite“ im Karst, als „bolo“ in Mittelitalien vor. Das Normalprofil setzt sich aus einem braunen, humosen Oberhorizont und der Terra rossa als Unterhorizont zusammen. In Mittel- und Süditalien bildet ein gleichmäßiger roter Horizont, eventuell mit geringem Humusgehalt gleichmäßig durch das ganze Profil hindurch, das Profil. Stellenweise ist auch wohl eine Verkrustung durch Eisen oder Kalk an der Oberfläche, teilweise verbunden mit der Entfernung des Eisens aus tieferen Schichten, festzustellen, und das Profil gliedert sich dann in 1. Terra rossa, 2. Terra gialla, 3. weißlicher Horizont, der fast eisenfrei ist. Das Anfangsstadium der Bodenbildung gibt eine dünne, schwarze, stark humose Schicht auf dem Kalk wieder,

<sup>1</sup> COMEL, A.: La „terre rossa“ della Grotta Addaura presso Palermo. Estr. Il Naturalista Siciliano Anno 28, N. S. 11, 3 (1932). Palermo.

<sup>2</sup> COMEL, A.: La „terra rossa“ Italiana Nozioni e Problemi. Estr. Ann. Ser. 3 a 2 (1933). Udine.

solange durch häufige Erwärmung und Austrocknung das Bakterienwachstum gehindert ist. Sobald aber die Bedingungen dafür günstiger werden, entwickelt sich die Terra rossa. Die Eisenwanderung geschieht beim nördlichen Typus unter Humusschutzwirkung, beim südlichen Typus unter der der Kieselsäure. Die Eisenoxyde fördern katalytisch die Humuszerstörung. Die „klimatische Terra rossa“ Mittelitaliens bildet sich bei Temperaturen von 12–15° C und Niederschlägen von 500–1000 mm. Dieses Verbreitungsgebiet wird vergrößert durch die mit der Entwaldung verbundene Verminderung des Humus und den verringerten Schutz gegen Austrocknung, ferner durch den Kalk, da dieser eine verstärkte Zersetzung der organischen Substanz hervorruft und damit aklimate Terra rossa statt Rendzina bedingt, oder durch Festlegung der Sesquioxide, indem Terra rossa statt Podsol entsteht. Bei höheren Temperaturen, wie z. B. auf Sizilien, entwickelt sich Terra rossa bei erhöhten Niederschlägen anstatt Schwarzerde. Die Bodenbildung auf Korsika beschreibt W. LÜDI<sup>1</sup>. Er weist darauf hin, daß die von der natürlichen Vegetation geschlossen bedeckten Böden eine Anreicherung des obersten Horizontes an Humus erfahren, die den Boden dunkelbraun färbt, wodurch er den mitteleuropäischen Braunerden sehr ähnlich wird. Im Gebirge oberhalb der 400–500-m-Grenze bewahren die tieferen Bodenschichten eine helle, schmutzig braune Färbung, wogegen in den tieferen Lagen unter der dunkelbraun gefärbten Oberflächenschicht der humusarme Mineralboden gewöhnlich rotbraun oder leuchtendrot gefärbt ist. Roterden treten an der Oberfläche im allgemeinen nur an steilen Hängen und im Kulturland auf, da die Roterde durch den Pflug an die Oberfläche gebracht wird. Äcker mit dunkelbrauner bis rein roter Oberfläche finden sich sehr häufig. Sie sind in den Mulden und Vertiefungen dunkel, auf Rücken und Gehängen rot gefärbt. Die Bodenreaktion der Granitgebiete ist meist sauer, manchmal auch neutral oder leicht alkalisch. Diese Böden bedecken den Hauptteil der Insel. Tertiäre Kalke machen eine Ausnahme, denn hier finden sich an windgeschützten Stellen Böden mit starker Humusanhäufung ähnlich solchen der Kalkalpen, oder es treten Rendzinen auf, die alkalische Reaktion aufweisen. Es kommt daher der Verfasser zu dem Schluß: „Die Vegetation in ihren herrschenden Formen und herrschenden Arten scheint auf die Art des Muttergesteins oder auf die wechselnde Bodenazidität in viel geringerem Maße zu reagieren als in Mittel- und Nordeuropa.“

Wir wenden uns nunmehr dem auf dem Balkan gelegenen Verbreitungsgebiet der Roterden zu, indem wir zunächst als Ausgangspunkt von den Roterdevorkommissionen Mährens ausgehen, die schon seit einiger Zeit gewisse Beachtung und Untersuchung erfahren haben<sup>2</sup>. Die dortselbst auf kristallinen Kalksteinen bei Kunštat und auf Devonkalken im Gebiet des mährischen Karstes auftretenden Roterden werden von V. NOVÁK und J. PELIŠEK<sup>3</sup> für fossile Terra rossa gehalten, die „wahrscheinlich in dem warmen und humiden Klima im Miozän und am Anfange des Pliozäns“ ausgebildet wurde. Die Molekularverhältnisse der Kieselsäure zu den Sesquioxiden deuten auf lateritische Verwitterung hin und ergaben die diesbezüglichen Analysen, berechnet auf Wasser-, organische Substanz- und karbonatfreie Substanz, folgende Werte: SiO<sub>2</sub> 49,08–69,80 %, Al<sub>2</sub>O<sub>3</sub> 17,90–27,82 %, Fe<sub>2</sub>O<sub>3</sub> 7,80–19,40 %, CaO 0,16–0,43 %, MgO 0,20–0,40 % und K<sub>2</sub>O 0,25–0,48 %, Na<sub>2</sub>O 0,16–0,35 %. Die in den Terra rossa-artigen Lehmen

<sup>1</sup> LÜDI, W.: Hauptzüge der Vegetationsgliederung und ihre Beziehungen zur Bodenbildung auf Korsika. Mitt. naturforsch. Ges. Bern 1930.

<sup>2</sup> Vgl. dieses Handbuch 3, 232 (1930).

<sup>3</sup> NOVÁK, V., u. J. PELIŠEK: Zum Problem der Roterden in Mähren. Sborn. českoslov. Akad. zeměd. 11, 627 (633) (1936).

der Spaltenausfüllungen von blaugrauem Kalkstein gleicher Lokalität auftretenden kalkhaltigen, eisenkalkhaltigen und eisenhaltigen Konkretionen enthalten 77–79%  $\text{CaCO}_3$  + 5%  $\text{Fe}_2\text{O}_3$  bzw. etwa 50%  $\text{CaCO}_3$  + 20%  $\text{Fe}_2\text{O}_3$  bzw. nur 31½%  $\text{Fe}_2\text{O}_3$ . J. PELIŠEK<sup>1</sup> schließt aus diesen chemischen Befunden, „daß diese eisenhaltigen roten Konkretionen bei einer mäßigen lateritischen Verwitterung entstanden sind“. Auch aus mährischen Gleiböden werden vom gleichen Autor<sup>2</sup> kugelförmige Mangankonkretionen in den stark oxydierten oberen Schichten der Gleihorizonte festgestellt; während die gelblichen eisenhaltigen Konkretionen zumeist den tieferen Schichten der Gleihorizonte angehören, konnten in den grünlich gefärbten Schichten überhaupt keine Konkretionen nachgewiesen werden. Das Zustandekommen der mährischen Roterden bei Znaim führt L. SMOLIK<sup>3</sup> auf die Anwesenheit löslichen Eisens im sauren Grundwasser der Wald- und Torfböden zurück, das beim Eindringen in alkalische Böden in Form von Eisenoxydhydraten zur Ausfällung gelangt. Nach A. COMEL<sup>4</sup> ist das Auftreten der Terra rossa an ihren Hauptentstehungsorten nur an aklimatische Faktoren geknüpft, nämlich an Vegetationslosigkeit als Folge menschlicher Wirtschaft, an Mikrorelief der Gegend, das eine andauernde Bewegung des Bodens begünstigt, und an Kalkgestein, das sich den Klimaeinflüssen durchaus entgegenstellt. Demzufolge spricht er der Terra rossa im Görz-Triester Karst die Natur eines echten klimatisch bedingten Bodengebildes ab. Auch ist sie nach ihm nicht als eine Vorstufe des Laterits aufzufassen, sondern stellt vielmehr eine Vorstufe des Podsoles dar. Des weiteren führt er<sup>5</sup> aus, daß genaue Kenntnis der verschiedenen Typen der Roterde nur durch äußerst umfangreiche Untersuchungen und Vergleiche zu erlangen sei, wobei alle äußeren Verhältnisse mitberücksichtigt werden müßten, weil sonst nur zufällige Untertypen erfaßt würden. Die Roterden des Karstes entsprechen durchaus den subtropischen Roterden. Der durch Messungen für dieses Gebiet festgestellte LANGSche Regenfaktor entspricht aber insofern den Tatsachen nicht, als von der gesamten Regenmenge, durch oberflächlichen und unterirdischen Abfluß weder durch Boden noch Vegetation viel Wasser festgehalten werde und infolgedessen nur ein geringer Teil davon in Rechnung zu setzen sei. Außerdem stehe aus den gleichen Gründen von der verfügbaren Wärmemenge der größte Teil für chemische Vorgänge im Boden zur Verfügung. Als Normalprofil der Roterde vorliegenden Gebietes, die unter Wald, besonders Nadelwald, zustande kommt, gilt ein schwärzlicher Oberflächenhorizont, ein rotbrauner Übergangshorizont und sodann die Terra rossa selbst. Chemische und physikalische Untersuchungen solcher Roterden schließen sich sodann an. Außerdem unterscheidet er für die Bildung der Terra rossa auf Kalk und Dolomit als erste Phase die Auflösung des Kalkes durch äußere Einflüsse, als zweite Phase die Verwitterung des Rückstandes, als dritte Phase die Entwicklung des Bodenprofils und als vierte und letzte Phase die der sich daran anschließenden sekundären Umlagerungen. Eine geologische und bodenkundliche Kartierung der Provinzen Görz und Triest<sup>6</sup> mit eingehender kartographischer Darstellung

<sup>1</sup> PELIŠEK, J.: Ein Beitrag zum Chemismus der kalk- und eisenhaltigen Konkretionen aus Roterden von Kunštát in Mähren. Ebenda **11**, 419 (426) (1936).

<sup>2</sup> PELIŠEK, J.: Ein Beitrag zur chemischen Zusammensetzung der eisen- und manganhaltigen Konkretionen in mährischen Gleiböden. Ebenda **11**, 73 (77) (1936).

<sup>3</sup> SMOLIK, L.: Beitrag zur Frage der  $\text{Fe}^{+++}$ -Sorptions durch Böden. Věstn. českoslov. Akad. zeměd. **9**, 409 (1933).

<sup>4</sup> COMEL, A.: La „terra rossa“ del Carso é un vero terreno climatico? *Bodenkundl. Forsch.* **2**, 277 (1931).

<sup>5</sup> COMEL, A.: Sulle terre rosse del Carso Goriziano. *Estr. Studi Goriziani* **8**, 3 (1930) — *La pedogenesi nella Venezia Giulia*. *Estr. Boll. Soc. Adriatica Sci. naturali Triest* **34** (1935).

<sup>6</sup> Ann. Sperm. agr. **28** (1938), mit Erläuterungen von A. DE VARDA, F. BLASI, G. RANDICH und P. SARDO.

der Aziditätsverhältnisse und des Kalkzustandes gibt eine allgemeine Übersicht über die Bodenverhältnisse dieses Gebietes. Durch die Untersuchung zweier Roterdeproben aus dem Gebiet des jugoslawisch-dalmatischen Küstenlandes, und zwar des nördlichsten Vorkommens der schon an die istrischen heranreichenden Vorkommnisse, konnte ferner abermals ein Bild von der Beschaffenheit dieser Roterde gewonnen werden, das der bisherigen Kenntnis von der Natur typischer Vertreter dieses Bodentyps entspricht, wenngleich ihrer chemischen Zusammensetzung nach die untersuchten Roterden auch nicht als ganz typische Vertreter ihrer Gruppe angesprochen werden können, sich aber doch immerhin den istrischen und dalmatischen Roterden anschließen. Zugleich zeigen E. BLANCK und A. MUSIEROWICZ<sup>1</sup> erneut an diesem Material die Unhaltbarkeit der Lösungstheorie für die Entstehung der Terra rossa. Zuzufolge der Untersuchungsergebnisse einer Anzahl natürlicher sowie durch Kultur oder sonstwie beeinflusster Roterden ließ sich sodann durch E. BLANCK und H. SCHORSTEIN<sup>2</sup> kein wesentlicher Unterschied in der chemischen und physikalischen Beschaffenheit nach irgendeiner Richtung hin erkennen. Die in besagten Gebieten herrschende starke Abspülung, die der Bodenentwicklung entgegen arbeitet, sowie die außerordentliche Extensivität des dortselbst geübten Bodenbaues tragen wohl die Schuld daran. Im übrigen sind die untersuchten Roterdeproben typische Vertreter der Mediterran-Roterde ihres Gebietes. Die Terra rossa der hochgelegenen Karstgebiete nahe der südslawischen Grenze weist nach A. COMEL<sup>3</sup> das schon mehrfach hervorgehobene Profil: Oberer brauner Horizont 0—15 cm, gelblicher Horizont 15 bis 45 cm, roter Horizont 45—75 cm mächtig auf. Die Reaktion ist neutral bis schwach alkalisch. Die Anreicherung feinen Materials im Untergrund ist nicht etwa eine Folge des Einflusses von saurem Humus, sondern lediglich durch mechanische Auswaschung hervorgerufen. Der Humusgehalt in den oberen Teilen des Profils kann bis zu 10% betragen. Hier ist der Kalk fast gänzlich entfernt. Dieser Bodentyp ist die Übergangsform zwischen eiszeitlicher Terra rossa und schwach podsolierten Formen. Eine Analyse dieser Terra rossa ergibt die Gesamtzusammensetzung: SiO<sub>2</sub> 43,54, Al<sub>2</sub>O<sub>3</sub> 17,13, Fe<sub>2</sub>O<sub>3</sub> 8,51, CaO 0,81, MgO 1,73, K<sub>2</sub>O 1,30, Na<sub>2</sub>O 0,90, SO<sub>3</sub> 0,08, Feuchtigkeit 6,00, Glühverlust + Feuchtigkeits-Wasser 19,44 = 99,44%. Zu einem ähnlichen, fast demselben Resultat hinsichtlich der Ausbildung der Roterde im Karstgebiet der Lika-Heide gelangt M. GRAČANIN<sup>4</sup>, wenn er das Profil wie folgt angibt: dunkelgrauer bis brauner, feinkörniger A-Horizont, reich an organischer Substanz und von 30—35 cm Mächtigkeit; A<sub>2</sub>-Horizont gelblich und bindiger, von 150 cm Tiefe; B-Horizont orange bis rostfarben und um so stärker, je tiefer der Kalkstein ansteht. Alle Profile zeigen hohen Gehalt an lauge- und salzsäurelöslicher Kieselsäure, der Gehalt an Fe<sub>2</sub>O<sub>3</sub> beträgt in A 3—5%, in B bis zu 15%, die Tonerde ist in gleichen Mengen vorhanden. Das ganze Profil ist arm an Kalk, trotzdem der Boden aus Kalkstein entstanden ist. Dieser Boden ist durch starke Auswaschung hervorgegangen und unterscheidet sich durch seinen Kieselsäuregehalt typisch vom Podsoltypus. Stellenweise treten auch in diesem perhumiden Gebiet roterdeartige Bodenbildungen auf, der mittlere Jahresniederschlag stellt sich zu etwa 2000 mm bei 8,6° Temperatur. Des näheren führt der Autor, indem

<sup>1</sup> BLANCK, E., u. A. MUSIEROWICZ: Nochmals zur Kenntnis der Roterde der Mittelmeerlande. Chem. Erde **6**, 381 (1931).

<sup>2</sup> BLANCK, E., u. H. SCHORSTEIN: Über die durch Bodenkultur in istrischen und dalmatischen Roterden hervorgerufenen Veränderungen. J. Landw. **84**, 193 (1936).

<sup>3</sup> COMEL, A.: Ricerche pedologica sulle „terre rosse“ di Postumia. Estr. Boll. Soc. geol. Ital. **55**, H. 1, 57 (1936).

<sup>4</sup> GRAČANIN, M.: Bodenkundliche Untersuchungen des Heidegebietes von Ličko Polje. Poljoprivredna Karjižnica Zagreb **1931**, H. 1.

er auf die außerordentlich große Mächtigkeit der Eluvialhorizontbildung hinweist, aus: „Der Eluvialhorizont zeigt oft einen Subhorizont der Anreicherung, der seine Existenz der Wirkung des Regenwassers in der Periode der schwachen Auswaschung (Sommerperiode) verdankt. Stellenweise, infolge der Seichtheit der Feinbodenschicht liegt der illuviale Horizont nicht immer unter dem eluvialen, sondern nimmt die Stelle unter den Spalten der Kalkfelsen oder neben dem Kalkfelsen ein. In diesen Fällen sind die Böden scheinbar ohne Illuvialhorizont . . . An den Gehängen entwickeln sich auf dem Kalk braune und braunrötliche bis dunkelrötliche Skelettböden. Die braunen Böden kommen gewöhnlich unter der Vegetationsdecke vor, während die braunrötlichen bis dunkelrötlichen Böden nur ortswise auf den Abrutschungen oder an den mit Pflanzen nicht bewachsenen Gehängen und in Kalkspalten vorhanden sind. Die Untersuchungen zeigen noch, daß das Entstehen der Roterde nicht an mediterranes Klima gebunden ist, sondern daß diese auch im Gebiete des ausgesprochen exzessiven Klimas vorkommen kann. Jedoch bildet sich in diesem Gebiete nur eine anormale bzw. Übergangsroterde; sie entwickelt sich unter ausschließlicher Wirkung der Klimafaktoren aus Kalk und degradiert in braune Böden, sobald sich Klima und Vegetationsfaktoren gemeinsam an der Verwitterung des Kalkes und Bodenentwicklung zu beteiligen beginnen. Die braunen Böden sollten auch als unentwickelte Böden betrachtet werden. Aus braunen Böden entwickeln sich Böden gelblicher Farbe, einer Tönung, die bei den heutigen Heideböden des Ličko Polje vorherrscht<sup>1</sup>.“ Außerdem liegt eine Roterdeanalyse von K. SCHOKLITSCH<sup>2</sup> aus Südserbien mit den Befunden  $\text{SiO}_2$  45,48,  $\text{TiO}_2$  1,30,  $\text{Al}_2\text{O}_3$  20,23,  $\text{Fe}_2\text{O}_3$  10,62,  $\text{FeO}$  0,40,  $\text{MnO}$  Sp.,  $\text{MgO}$  2,42,  $\text{CaO}$  0,005,  $\text{Na}_2\text{O}$  0,11,  $\text{K}_2\text{O}$  5,21,  $\text{H}_2\text{O}^+$  8,47,  $\text{H}_2\text{O}^-$  5,97 = 100,21% vor. Sie ähnelt mit Ausnahme der Tonerde (24,4–27,8%) und besonders des Kalis der Zusammensetzung anderer jugoslawischer Roterden, jedoch für den hohen Kaligehalt kann keine Erklärung erbracht werden. Die sich im Karstgebiet von Senj auf Kalkgestein befindenden Böden sind nach M. GRAČANIN<sup>3</sup> Skelettböden. Nur dort, wo sich eine Pflanzendecke vorfindet, kommt es zur Ausbildung einer Bodenstruktur. Tonerde und Eisenoxyd sind verhältnismäßig leicht in Salzsäure löslich, der auffallend hohe Alkaligehalt soll durch Zufuhr besonders von Kochsalz durch Wind und Regen verursacht sein. Im Tal entsteht basengesättigter Humus, und mit der Höhe zunehmend wächst die Vorherrschaft von saurem Humus. In geringen Höhenlagen geht die Bodenbildung in Richtung des rötlichbraunen Bodentypus vor sich, während sich im Gebiet der ungeschützten Berge Rohhumusboden bildet. Beiträge zur Kenntnis der nordöstlich von Pui gelegenen Karstgebiete liefert G. JUSTIN<sup>4</sup>. Entgegen der landläufigen Ansicht vom Vorherrschen der Roterde im nordöstlichen Adriagebiet weist M. GRAČANIN<sup>5</sup> darauf hin, daß z. B. auf der Insel Pag echte Roterden nur ausnahmsweise, und zwar in tieferen Steinklüften sporadisch vorkommen.

Die Böden Griechenlands entsprechen, wie dieses N. B. LIATSIKAS<sup>6</sup> nachweist, den Bodenbildungsvorgängen Spaniens und Frankreichs, und man hat

<sup>1</sup> GRAČANIN, M.: a. a. O. S. 91.

<sup>2</sup> SCHOKLITSCH, A.: Chemische Analyse einer Roterde und Bitumengehalt eines Tonchiefers von Bustranje (Südserbien). Cbl. Min. usw. A 1936, 171.

<sup>3</sup> GRAČANIN, M.: Bodenkundliche Forschungen in dem Gebiete um Senj. Glasnik za umske pokuse 3, Zagreb (1931).

<sup>4</sup> JUSTIN, G.: Beiträge zur Kenntnis der Karstgebiete im Nordosten von Pui. Rev. nuz. geol.-mineral. al univers. Cluj 5, 1, 119 (1933/34).

<sup>5</sup> GRAČANIN, M.: Die Salzböden des nordöstlichen Adriagebietes als klimatogene Bodenypen. Bodenkundl. Forsch. 4, 20 (1934).

<sup>6</sup> LIATSIKAS, N. B.: Die Verbreitung der Bodentypen in Griechenland. Bodenkundl. Forsch. 4, 413 (1935).

innerhalb der Waldböden die drei Bodentypenzonen des mediterranen Trockenwaldbodens mit dem A, C-Profil, den mediterranen Waldboden mit rötlichem oder rotbraunem B-Horizont und den braunen Waldboden mit einem A, B, C-Profil zu unterscheiden. Das waldlose und gebirgige Gelände begünstigt Erosion und mechanische Abtragung, was naturgemäß der Entstehung klimatisch bedingter Bodenprofile entgegenwirkt. In den größeren, waldfreien Ebenen verläuft der Bodenbildungsvorgang in der Richtung der Steppenböden. Unreife Böden zeigen sich in Flußauen und Niederungen. Salzhaltige Bodenlösungen lassen Salzböden hervorgehen, Kalk- und Mergelgesteine führen dagegen zur Rendzina- und Roterdeausbildung. Wenn auch E. H. DEL VILLAR<sup>1</sup> die Roterde nur als einen Untertyp allgemein kalkhaltiger Böden ansieht, so betrachtet sie dennoch N. B. LIATSIKAS als selbständigen Bodentypus, und zwar nicht nur wegen ihrer leuchtend roten Färbung, ihrer besonderen physikalischen und chemischen Beschaffenheit, sondern weil in Griechenland durch den Einfluß des Klimas auf kalkarmen und kalklosen Gesteinsarten stets klimazonale Bodentypen hervorgehen, demgegenüber jedoch auf Kalkgestein in allen oben erwähnten Klimabereichen immer die Terra rossa zu finden ist, abgesehen von ganz sporadischen Vorkommnissen. Hinsichtlich der mediterranen Waldböden äußert er sich wörtlich: Sie sind „mit den schwach podsolierten Roterden identisch. Ausbildung der Böden mit rotbraunem Horizont und Daten der Bauschanalyse lassen wirklich vermuten, daß diese Böden aus geologisch alten Roterden hervorgegangen sind. Dabei muß man in Betracht ziehen, daß diese podsolierten Roterden von den Roterden auf Kalkstein (Terra rossa), die einen allitisch-siallitischen Charakter haben, zu unterscheiden sind. Typische Böden mit rotbraunem B-Horizont zeigen bei ungestörter Profilausbildung eine ziemlich scharfe Trennung der verschiedenen Bodenhorizonte. Sehr oft indessen ist der A-Horizont abgetragen, und dann tritt der rotbraune B-Horizont zutage, was leicht zu einer Verwechslung des Bodens mit der Roterde führen kann“<sup>2</sup>. Er teilt sodann Analysen solcher Böden, hervorgegangen aus Serpentin, Kieselschiefer und Gneis, mit. Die drei Waldbodentypen lassen eine ziemlich zonale Verbreitung erkennen, „doch werden sie regional je nach Gestein, Relief und den übrigen Bodenbildungsfaktoren von anderen Bodentypen häufig unterbrochen“<sup>3</sup>. Intensive Zersetzung des basenaustauschenden Komplexes und der Humussubstanzen sind ein allgemeines Kennzeichen dieser Bodenform. Den Analysen der Roterde nach zu urteilen, stehen die untersuchten Proben den Roterden Istriens und Dalmatiens recht nahe. Im Peloponnes entsteht nach dem gleichen Autor<sup>3</sup> kein Rohhumus, und eine den Wald schädigende Reaktion tritt nicht auf. Das kümmerliche Kiefernwachstum auf Kalkgestein kann zum Teil auf die alkalische Reaktion zurückgeführt werden. Bei wechselnden Niederschlagsmengen treten unter Waldvegetation bei stärkerer Auswaschung schwach podsolige Böden mit rotbraunem B-Horizont und brauner Waldboden ohne Horizontbildung auf. Auf Kalkgestein kommt es aber bei ungestörter Profilausbildung zu einer Verringerung der Azidität in der Tiefe, und der unter dem Humus vorhandene, braun gefärbte Boden hat die chemische Zusammensetzung der Mediterran-Roterde. Die Terra rossa-Vorkommnisse der Argolis geben sich zufolge der Ermittlungen von E. BLANCK und F. GIESECKE<sup>4</sup> als durchaus recht-

<sup>1</sup> VILLAR, E. H. DEL: Les sols méditerranéens. Madrid 1930.

<sup>2</sup> LIATSIKAS, N. B.: a. a. O. S. 422.

<sup>3</sup> LIATSIKAS, N. B.: Die Azidität in den Waldböden vom Peloponnes. Veröff. geol. Landesanst. Griechenland 1931, Nr 18.

<sup>4</sup> BLANCK, E., u. F. GIESECKE: Beiträge zur Kenntnis der Böden der Argolis. Chem. Erde 6, 578 (1931).

mäßige Angehörige ihrer Art zu erkennen, wenn schon sie auch nicht den typischsten Vertretern Istriens und Kroatiens gleichkommen. Damit bestätigen die vorliegenden Untersuchungen aufs neue, daß das eigentlich typische Verbreitungsgebiet der Terra rossa im Osten der Mittelmeerländer, d. h. auf dem Balkan, liegt, so daß die westlichen und nördlichen Gebietsteile nur noch die letzten, weniger vollkommen ausgebildeten Ausläufer der Terra rossa-Vorkommnisse aufweisen. I. A. ZVORYKIN<sup>1</sup> berichtet über das Vorkommen konkretionärer Gebilde in griechischen Roterden und vertritt die Ansicht, daß Konkretionen nur an Orten ehemaliger oder jetziger Versumpfung gefunden werden, und zwar namentlich dort, wo der kohlensaure Kalk zur Auslaugung gelangt ist. In Form, Farbe und chemischer Zusammensetzung ähneln sie im übrigen den Ortsteinkonkretionen, unterscheiden sich aber merklich von denen des Laterits. Daher ist die Entstehung des Laterits und die der mittelmeerländischen Roterden eine wesentlich andere. Lateritkonkretionen und Rinden werden durch bodenbildende Vorgänge erzeugt, die griechischen Roterdekonkretionen erweisen sich dagegen als durch Versumpfung hervorgegangene Sekundärbildungen. Schließlich bringen auch K. I. NEVROS und I. A. ZVORYKIN<sup>2</sup> Roterdeuntersuchungen besagten Gebietes bei.

Von kleinasiatischen Vorkommnissen untersucht A. COMEL<sup>3</sup> drei echte Terra rossa-Bildungen und eine ferrettoartige von Rhodos, welche letztere auf kalkhaltigem, quartärem Kies zur Ausbildung gelangt ist. Physikalische und chemische Zusammensetzung sowie Entstehung erweisen sich nach ihm gleichartig mit den entsprechenden italienischen Bodenbildungen. Die Analysen geben einen Gehalt an SiO<sub>2</sub> zu 59,54, 57,12 und 47,40%, Al<sub>2</sub>O<sub>3</sub> 13,47 bzw. 16,64 und 20,17, Fe<sub>2</sub>O<sub>3</sub> 7,79 bzw. 8,70 und 9,86% an. Im Ismir-Kusadasi-Gebiet der Küste Kleinasiens bilden nach A. COMEL<sup>4</sup> die kastanienfarbigen und grauen Steppenböden zwar die Hauptbodentypen, und die Terra rossa tritt demgegenüber sehr zurück. Die Bauschanalyse einer Roterde dieses Gebietes läßt nachstehende Zusammensetzung erkennen:

SiO <sub>2</sub>	Al <sub>2</sub> O <sub>3</sub>	Fe <sub>2</sub> O <sub>3</sub>	CaO	MgO	K <sub>2</sub> O	Na <sub>2</sub> O	SO <sub>3</sub>	H <sub>2</sub> O <sup>+</sup>	H <sub>2</sub> O <sup>-</sup>	Summe
54,21	16,76	7,65	1,58	1,74	1,46	0,82	0,12	10,21	4,72	99,27%

Sie weist alle wesentlichen Eigenarten einer Karstrotterde auf und soll nach ihm beträchtliche Mengen von Magnesit in Übereinstimmung mit Terra rossa-Vorkommnissen der Insel Rhodos und Palästinas enthalten. Im Gegensatz zur Terra rossa des Adriagebietes ist der ägäischen Roterde eine gelblichere Krebzfärbung eigentümlich. Der Verfasser schreibt ihre Ausbildung der starken Entwaldung und dem subtropischen Klimaeinfluß der Gegend zu. Auch von Anatolien und Ostthrazien gibt F. GIESECKE<sup>5</sup> eine nur untergeordnete Verbreitung der Roterde an. Infolge der Befunde des üblichen Salzsäureauszuges war H. HARRASSOWITZ<sup>6</sup> bisher der Ansicht, daß die mediterranen Roterden als allitische Lehme, alli-

<sup>1</sup> ZVORYKIN, I. A.: Beitrag zum Studium eisenhaltiger Konkretionen in einigen griechischen Roterden. Věstn. českoslov. Akad. zeměd. **10**, 11 (1934).

<sup>2</sup> NEVROS, K. I., u. I. A. ZVORYKIN: Investigations of red soils of Attica Greece. Soil Sci. **41**, 6, 397 (1936).

<sup>3</sup> COMEL, A.: La „terra rossa“ di Rodi. Estr. Boll. Soc. geol. Ital. **42**, H. 2, 346 (1933).

<sup>4</sup> COMEL, A.: La „terra rossa“ di Scalanova (Kusadasi) in Asia Minore. Bodenkundl. Forsch. **4**, 62 (1934).

<sup>5</sup> GIESECKE, F.: Bodenkundliche Beobachtungen auf Reisen in Anatolien und Ostthrazien unter Berücksichtigung geologischer, klimatischer und landwirtschaftlicher Verhältnisse. Chem. Erde **4**, 551 (1930).

<sup>6</sup> HARRASSOWITZ, H.: Zwei Palästinaaböden. Z. Palästinaver. **1932**, 135.



tische Siallitate aufzufassen seien, da mehr  $\text{Al}_2\text{O}_3$  als  $\text{SiO}_2$  als vorhanden angenommen werden mußte. Da jedoch bei Benutzung von 20proz. HCl und ein-stündiger Kochdauer weit höhere Werte an  $\text{SiO}_2$ , nämlich 19–26% gegenüber 12–18%  $\text{Al}_2\text{O}_3$ , im Gegensatz zur Anwendung 10proz. Säure bei vierstündiger Kochdauer auf dem Wasserbade unter Rückflußkühlung gefunden werden, so sieht er nunmehr die Mediterran-Roterde als reine Siallitbildung an. Auf Grund dieser Feststellung gelangt er zu dem Schluß, daß jeglichem Vergleich von Mediterran-Roterde mit Laterit die Basis entzogen sei. Daß unter mediterranem Klima im Vergleich zu anderen Klimaten nur das Eisen eine so starke Anhäufung in der Terra rossa erleidet, beweist nach A. REIFENBERG und S. ADLER<sup>1</sup>, daß es sich nicht um eine relative, sondern um eine tatsächliche Anreicherung desselben handelt, die nicht indirekt durch einen Verlust an Kieselsäure, sondern durch Entfernung von Kalk aus dem Gestein heraus zu erklären ist. Ihrer Ansicht nach wird „die direkte Anreicherung des Aluminiums hauptsächlich durch die gleichzeitige Kieselsäureanreicherung verdeckt, während die Anreicherung des Eisens durch den analytischen Befund klar zutage tritt. Würde man nur eine relative Anreicherung des Eisens bei der Terra rossa-Bildung annehmen, so könnte die ‚Nichtanreicherung‘ des Aluminiums keine Erklärung finden“. Für diesen Vorgang werden die Befunde des Verhältnisses von  $\text{SiO}_2$ :  $\text{Al}_2\text{O}_3$  bzw.  $\text{Fe}_2\text{O}_3$  und  $\text{R}_2\text{O}_3$  sowie der Gesamt- $\text{CaCO}_3$ -Gehalt in den Horizonten eines in Jerusalem auf Kalk ausgebildeten Roterdeprofils in Anspruch genommen, wie es nachstehende Übersicht vermittelt:

Profil	$\frac{\text{SiO}_2}{\text{Al}_2\text{O}_3}$	$\frac{\text{SiO}_2}{\text{Fe}_2\text{O}_3}$	$\frac{\text{SiO}_2}{\text{R}_2\text{O}_3}$	$\text{CaCO}_3$
A: schwach humose Roterde, 0–4 cm . . . . .	3,63	10,99	2,73	28,87
B: Roterde, 4–80 cm . . . . .	2,98	11,81	2,38	20,40
C: Roterde in Gesteinsspalten, bis zu 3 m mächtig . . . . .	2,79	15,72	2,79	2,80
D: unverwittertes Kalkgestein . . . . .	—	—	—	97,61

Im übrigen hat sich ergeben, daß die auf Kalkstein entstandenen Böden verschiedener klimatischer Gebiete durch das  $\text{SiO}_2$ - $\text{R}_2\text{O}_3$ -Verhältnis ihrer Kolloidfraktion unterschieden werden können, und wird für diese Zwecke die Berücksichtigung dieses Verhältnisses im Vergleich dazu empfohlen. „Während Wüstenböden und Wüstensteppenböden ein besonders weites  $\text{SiO}_2$ - $\text{Fe}_2\text{O}_3$ -Verhältnis zeigen, was im Falle der ersteren mit dem Entstehen von Eisenkrusten und den der Wüste eigentümlichen Verkieselungen in Zusammenhang gebracht wird, zeigt die mittelmeerische Terra rossa bei weitem  $\text{SiO}_2$ - $\text{Al}_2\text{O}_3$ -Verhältnis ein relativ enges  $\text{SiO}_2$ - $\text{Fe}_2\text{O}_3$ -Verhältnis.“ Die Vermehrung der Sesquioxide wird mit der Schutzwirkung kolloider Kieselsäure in Verbindung gebracht. Sie schützt die im Sommer zur Trockenzeit aufsteigenden Sesquioxide vor Ausfällung durch das Kalkgestein. Die Terra rossa-Vorkommnisse benachbarter Braunerdegebiete weisen nur relative Anreicherung an Fe und Al auf, die auf Entkieselung beruht. Prärieböden und Schwarzerden zeigen in dieser Beziehung eher Anklänge an aride Wüstensteppenböden. „Die bei den Braunerden beginnende Entkieselung steigert sich bei den subtropischen und tropischen Roterden, so daß hier eine noch stärkere relative Sesquioxidanreicherung stattfindet. Diese Böden unterscheiden sich sowohl ihrer Entstehung wie ihren Eigenschaften nach von der mittelmeerischen Terra rossa.“ Das Maximum scheinbarer  $\text{R}_2\text{O}_3$ -An-

<sup>1</sup> REIFENBERG, A., u. S. ADLER: Die Terra rossa-Bildung im Vergleich zur Kalksteinverwitterung unter anderen klimatischen Verhältnissen. (Teil III.) Z. Pflanzenernährg A 30, 345 (1933) — REIFENBERG, A.: Die Böden Palästinas. Ernährg Pflanze 25, 473 (1929).

häufung ist aber in den tropisch-lateritischen Bildungen und Lateriten vorhanden und wird damit erklärt, daß infolge der Elektrolytarmut im extrem humiden Gebiet nur während der Trockenheit aufsteigende Lösungen Ausflockung der empfindlichen  $R_2O_3$ -Sole erleiden, während die stabilere Kieselsäure völlig ausgewaschen wird. Völlige Lateritbildung auf Kalkgestein findet jedoch nicht statt, weil das durch Dissoziation gebildete  $Ca(OH)_2$  auf  $SiO_2$ -Sole fällend wirkt und sie daher vor völliger Auswaschung schützt. Vergleiche zwischen der Verwitterung der Kalkgesteine und basischer Eruptivgesteine im Gebiet des Mittelmeeres führen die Genannten<sup>1</sup> zu der im nachfolgenden Zitat zum Ausdruck gebrachten Auffassung: „Wenn auch prinzipiell die gleichen dynamischen Faktoren bei der Verwitterung beider Gesteinsarten maßgeblich sind, so verursacht doch die Abwesenheit des Kalziumkarbonates, daß die Zusammensetzung des Verwitterungskomplexes der Eruptivgesteine schon stärkere Anklänge an mehr subtropische bzw. tropische Bodenarten aufweist.“ F. MENCHIKOVSKY<sup>2</sup> betrachtet die Entstehung einiger Lehmböden Palästinas unter besonderer Berücksichtigung ihres kolloiden Anteils. A. REIFENBERG und E. K. EWBANK<sup>3</sup> können sich der Ansicht BLANCKS, daß die Roterde einen Illuvialhorizont darstelle, der durch Humus veranlaßt sei, für ausgesprochene Mittelmeerländer nicht anschließen. Auch habe sich HARRASSOWITZ, der die südeuropäischen Roterden vormals gleichfalls als Illuvialhorizonte betrachtet hat, letztlich für die Lateritbildung in einigen Fällen der Ansicht der Verfasser zugewandt. Sie sind daher der Meinung, daß bei der Roterde nicht wie beim Laterit ein Verwitterungshorizont auftreten kann, da von dem ziemlich reinen Kalkstein alle Bestandteile im gleichen Maße verwittern, so daß nichts für die Bildung eines Horizontes übrigbleibe. Von F. MENCHIKOVSKY<sup>4</sup> wird schließlich das Vorkommen des „Nasas“ in den roten Sanden Palästinas hervorgehoben, in welcher Bildung es sich um eine dem Podsol ähnliche Erscheinung unter den Bedingungen des semiariden Klimas, jedoch ohne Humusanhäufung handelt. „A comparison of the data for ‚Nasas‘ with similar data for red sandy soil leads one to the conclusion that ‚Nasas‘ with all its characteristic properties—transportation of iron and aluminium hydroxydes, of colloidal clay, formation of impermeable layers, etc., is the end degradation stage of red sandy soil. . . . The conditions which favour the formation of ‚Nasas‘ are (a) the easy permeability of red sandy soil, (b) lack of  $CaCO_3$ , (c) a soil relief which has the character of sand dunes. . . . The formation of red sandy soils and their degradation can be explained by the influence of the calcium cation which is present in solution in varying amounts.“

Hinsichtlich der Roterdebildungen im nördlichen Afrika teilt A. COMEL<sup>5</sup> die mechanischen und chemischen Analysen dreier verschiedener Roterden von Barkas (Cyrenaica) mit, die allerdings leider nicht ganz vollständig sind.

Die Roterden Tripolitaniens werden von ihm<sup>6</sup> als äolische Sande angesehen, die dem Wüstengebiet des Innern entstammen und gemeinsam mit dem aus

<sup>1</sup> REIFENBERG, A., u. S. ADLER: Z. Pflanzenernährg A **30**, 358 (1933).

<sup>2</sup> MENCHIKOVSKY, F.: Bodenkundl. Forsch. **6**, 1 (1938).

<sup>3</sup> REIFENBERG, A., u. E. K. EWBANK: Untersuchungen über Bodenprofile von Cypem. Emp. J. exper. Agricult. **1**, 85 (1933).

<sup>4</sup> MENCHIKOVSKY, F.: Pan (Nasas) and its origin in the red sandy soils of Palestine. J. agricult. Sci. **22**, **4**, 689 (1932).

<sup>5</sup> COMEL, A.: Su alcune „terre rosse“ della Cirenaica. Estr. Boll. Soc. geol. Ital. **54**, H. 2, 316 (1935).

<sup>6</sup> COMEL, A.: Le terre rosse degli altipiani della Tripolitania. Bodenkundl. Forsch. **3**, 103 (1933) — Ricerche pedologiche sui terreni della Tripolitania. Estr. Boll. Soc. geol. Ital. **51**, H. 2 (1932).

	Ponte sull'Uadi		Barce-Cirene		Piana di Barce	
	Gesamt	HCl-lösl.	Gesamt	HCl-lösl.	Gesamt	HCl-lösl.
SiO <sub>2</sub> . . . . .	50,55	0,99*	50,16	1,26*	57,55	1,22*
Al <sub>2</sub> O <sub>3</sub> . . . . .	19,77	10,20	20,33	7,90	16,67	9,40
Fe <sub>2</sub> O <sub>3</sub> . . . . .	8,89	7,60	10,41	8,80	7,61	6,90
CaO . . . . .	1,67	1,32	1,48	1,20	1,36	1,10
MgO . . . . .	1,13	0,61	1,10	0,64	1,06	0,58
K <sub>2</sub> O . . . . .	1,31		1,12		1,05	
Na <sub>2</sub> O . . . . .	0,67		0,42		0,52	
SO <sub>3</sub> . . . . .	0,03	0,03	0,03	0,03	0,03	0,03
Hydr. H <sub>2</sub> O . . . . .	5,94		5,36		5,42	
Glühverlust** . . . . .	9,36		8,80		7,68	
HCl-unlöslicher Rest . . . . .		64,50		66,80		68,20
	99,55	—	99,23	—	98,95	—

\* Darin laugelöslliche Kieselsäure 0,88 bzw. 1,14 und 1,08.

\*\* Perd. fuoco (detratta la H<sub>2</sub>O igr).

ihrer Gesteinsunterlage hervorgegangenen Material eine weitere klimabedingte Verwitterung durchgemacht haben. Der äolische Staub erweist sich als ein rötlichgelb gefärbter Ton, dessen Sandkörner Eisenoxyhydrathüllen tragen, das dem Untergrund entstammende Material ist fast ausschließlich Kalk, welcher Kalkkonkretionen und Bodenkrusten hat hervorgehen lassen. Die Roterden der Hochebenen werden im Gegensatz zu den roten Sanden nicht so leicht vom Winde bewegt und sind durch höheren Gehalt feinsten Lehmteilchen ausgezeichnet, sie treten dort auf, wo feuchtes Klima und intensivere Bodenkultur herrschen und bilden eine besondere Form der Roterden, „die sich von der typischen Terra rossa des Karstes sowohl in ihrer Genesis als auch in ihrer Konstitution scharf und vielfach unterscheidet. Größere Ähnlichkeit zeigt sie hingegen mit den sizilianischen Roterden<sup>1</sup> und jenen eines Teils von Unteritalien, da sich auch in diesen oft ein Reichtum an äolischem Wüstensand vorfindet. Die Roterde Siziliens ist demnach als Übergangsstufe zwischen der echten Terra rossa der nördlicheren Mittelmeergebiete einerseits und jener der trockenen Klimate Nordafrikas andererseits zu betrachten, welche letztere oft solche Abweichungen aufweist, daß sie nicht mehr dem Terra rossa-Typus zuzurechnen ist“. Die von E. BLANCK und R. MELVILLE<sup>2</sup> durchgeführten Lösungsversuche von Kalkgesteinen in kohlenensäurehaltigem Wasser, die zum Zwecke der Entscheidung der Frage, ob der nichtkarbonatische Anteil der Kalke als ein der Terra rossa analoges Produkt aufzufassen sei, unternommen wurden, haben dargetan, daß der auf diese Weise erhaltene Rückstand eine Zusammensetzung zeigt, die im großen und ganzen nicht sehr von der des salzsäurelöslichen Rückstandes abweicht, von dem schon wiederholt nachgewiesen werden konnte, daß er nicht der Zusammensetzung der Terra rossa entspricht. Immerhin enthält der in kohlenensäurehaltigem Wasser unlösliche Rückstand noch weniger Fe<sub>2</sub>O<sub>3</sub> und mehr Al<sub>2</sub>O<sub>3</sub> als der in Salzsäure unlösliche Rückstand, was aber nicht für die Annahme seiner Gleichstellung mit einer Terra rossa-Bildung spricht, und zwar um so weniger, als in den beiden untersuchten Fällen durch beide Methoden des Auszuges mit Salzsäure und kohlenensäurehaltigem Wasser Rückstandsprodukte erhalten wurden, die mit der chemischen Zusammensetzung einer typischen Roterde gar nicht oder nur bedingungsweise übereinstimmen. Jedenfalls vermag

<sup>1</sup> COMEL, A.: Osservazioni sui terreni della Sicilia con speciale riferimento alla terra rossa. Estr. Boll. Soc. geol. Ital. **50**, 2 (1931).

<sup>2</sup> BLANCK, E., u. R. MELVILLE: Ein Beitrag zur Lösungs- oder Rückstandstheorie in ihrer Bedeutung für die Entstehung der Terra rossa. Chem. Erde **12**, 110 (1938).

demzufolge die nur schwierig, langwierig und kostspielig durchzuführende Ermittlung des in kohlenstoffhaltigem Wasser unlöslichen Rückstandes der Kalkgesteine keine geeignete Grundlage für die alte, immer noch wieder herangezogene Lösungs- bzw. Rückstandstheorie in der Frage der Entstehung der Terra rossa abzugeben. Schließlich werden auch für Japan von L. G. SCHEIDL<sup>1</sup> Gelb- und Roterden, erstere als eine lokale Varietät der letzteren, und von K. ISUKURAGA und K. WATARABLE<sup>2</sup> Terra rossa in der Südmandschurei sowie von L. LIEN CHIEH<sup>3</sup> für China Terra rossa und podsolierte Roterden erwähnt.

Von den bisher noch nicht erwähnten, neuen kartographischen Arbeiten vorliegenden Bodengebieten seien noch folgende aufgeführt, und zwar für Italien diejenigen der Provinzen Pisa, Lucca, Massa-Carrara<sup>4</sup> und Calabriens<sup>5</sup>, während F. SCURTI<sup>6</sup> einen allgemeinen Überblick über die Böden Piemonts gibt und O. BOTTINI<sup>7</sup> die besonderen bodenbildenden Faktoren des Vesuvgebietes darlegt. Für die Bodenverhältnisse Frankreichs kommen in gleicher Richtung noch die allgemeinen Angaben von J. BORDAS<sup>8</sup> in Frage. Über die Braun- und Roterden mit Karbonatrinden Tunesiens berichtet schließlich V. AGAFONOFF<sup>9</sup>.

#### 4. Böden der feuchttrockenen gemäßigten Regionen und der trockenen Gebiete.

Steppenschwarzerden, kastanienfarbige Böden, graue Steppenböden, Salzböden, Wüstenböden usw.

Wenden wir uns nunmehr den Böden der feuchttrockenen gemäßigten Regionen, d. h. den semihumiden und semiariden Bodenbildungen zu, so wird es uns bei den nur sehr lückenhaft zur Verfügung stehenden Neuerscheinungen besonders schwierig, die bisher, wenn gleichfalls auch nur der Tendenz nach, befolgte Anordnung des Stoffes nach rein regional bodenkundlichem Gesichtspunkt durchzuführen, zumal die in Betracht kommenden Publikationen zumeist nicht einen Bodentypus für sich allein, sondern eine ganze Reihe solcher, wie es eben das Auftreten und die Bodenverteilung eines geographischen Gebietes oder Landes mit sich bringen, behandeln. Um nun aber bei Befolgung des oben gedachten Prinzips der Behandlung der Literatur, diese nicht völlig zu zersplittern und den Leser durch dementsprechende Einzelangaben nicht zu ermüden, soll im nachfolgenden, noch mehr als im vorausgehenden, die geographische Anordnung für das Vorkommen und die Verteilung der Böden in den Vordergrund gestellt werden, und nur soweit, als es die bodenregionalen Verhältnisse unter diesen Umständen gestatten, auf sie Rücksicht genommen werden. Desgleichen sollen auch die Böden der trockenen Gebiete, wie sie in Gestalt der kastanienfarbigen und grauen

<sup>1</sup> SCHEIDL, L. G.: Der Boden Japans. Tokio 1937. Mitt. dtsch. Ges. Natur- u. Völkerkde Ostasiens Leipzig **30** A.

<sup>2</sup> ISUKURAGA, K., u. K. WATARABLE: Studies of the terra rossa of Kuangtungchou, South-Mandschuria. J. Sci. Soil Japan **10**, 76 (1936).

<sup>3</sup> LIEN CHIEH, L.: Soils of Yungning, Kwangsi. Nat. geol. surv. China, Soil Bull. **1936**, Nr 16, 91.

<sup>4</sup> ROGAI, F.: I terreni litoranei delle Provincie di Pisa, Lucca e Massa-Carrara. Boll. Ist. sup. agr. Pisa **10**, 384 (1934).

<sup>5</sup> CRISTO, G. DE: Per la carta agronomica della Calabria. Polestena 1935.

<sup>6</sup> SCURTI, F.: Studio chimico-agrarario di Terreni Italiani. Piemonte-L'Aostano. R. staz. chim. agrar. Torino ann. **13** B, 5 (1935—37) — Studio . . . Piemonte-L'Alessandrino. Ebenda S. 55.

<sup>7</sup> BOTTINI, O.: Fattori pedogenetici particolari della regione Vesuviana. Ann. Ist. sup. agr. Portici III. **7**, 60 (1935).

<sup>8</sup> BORDAS, J.: Contribution à l'étude des sols méditerranéens du France. Bull. Assoc. franç. Étude Sol **2**, 5 (1936).

<sup>9</sup> AGAFONOFF, V.: Les sols bruns et rouges à croût carbonitée en Tunisie. C. r. Acad. Sci. Paris **202**, 1597 (1936).

Steppenböden und in der Ausbildung der zahlreichen Salzbodenformen vorliegen, gleichzeitig anschließend berücksichtigt werden, da ihre Abtrennung von den semiariden Böden, einmal infolge ihres zum Teil geographisch gemeinsamen Auftretens, andermal als Folge der doch nur verhältnismäßig geringfügig vorhandenen Literatur, besondere Schwierigkeiten mit sich bringen würde.

Da jedoch für ein sehr großes Gebiet Rußlands die Steppenschwarzerden und, was an Bodenformen hierzu gehört, unfraglich dominieren, so soll zunächst den Bodenverhältnissen dieses Landes in der soeben gedachten Form entsprochen werden. Für Rußlands Bodenverhältnisse ganz im allgemeinen gilt, worauf, im Gegensatz zu Mitteleuropa, A. v. NOSTITZ<sup>1</sup> für eine auf klimatischer Grundlage aufzubauende Kartierung hinweist, und was zunächst vorausgeschickt sein möge, folgendes: „Die Oberflächengestaltung ist meist großflächig eben. Das bodenbildende Ausgangsmaterial, sowie das Bodenprofil ist weitgehend einheitlich. Die für die Bodenbenutzung wichtigen klimatischen Faktoren sind in Rußland fast ausschließlich Temperatur und Niederschläge, während in Mitteleuropa Höhenlage, Exposition, Inklination u. a. dazukommen. In Rußland wird die Bodenbenutzung in Anbetracht der Einheitlichkeit des bodenbildenden Materials nahezu nur durch Klima und Mikrorelief bestimmt, welches letzteres infolge der Großzügigkeit der Landwirtschaftsmethoden nur von untergeordneter Bedeutung ist. In Mitteleuropa kommt man infolge der veränderten Boden- und Landwirtschaftsverhältnisse mit diesen Faktoren nicht aus. Ferner spielt in Rußland das bei uns so wichtige System Boden—Düngung—Kalkung praktisch keine Rolle.“ Dies besagt in Anwendung auf die deutsche Landwirtschaft, daß es sich als erforderlich erweist, „das russische Bodenkartierungssystem noch so auszubauen, daß der Boden als ein dem Klima gleichwertiger Faktor behandelt und untersucht wird“. Eine Zusammenstellung von Bodenprofilen Rußlands gibt J. S. JOFFE<sup>2</sup>, und Podsol und Tschernosem sind in der Ukraine nach G. MACHOW<sup>3</sup> am meisten verbreitet, ihre Bodenhorizontbildungen werden sehr eingehend bis zu einer Tiefe von 2 m beschrieben. G. N. OGNEV<sup>4</sup> behandelt den Boden des südöstlichen Teils des Komi-Gebietes. Die im Gebiet der Dnjepr-Moränenlandschaft<sup>5</sup> vorkommenden Schwarzerdeböden mit geringem Humusgehalt, der zum Teil durch Natriumsalze eine Lösung und Fortfuhr gefunden hat, sind sehr kalkreich und durch eine dunkle Färbung bis in eine Tiefe von 2<sup>1</sup>/<sub>2</sub> m ausgezeichnet. Im Uralgebiet sind nur dort, wo Kalksteine an die Oberfläche treten, tschernosemartige Böden ausgebildet<sup>6</sup>. A. SJUTIN<sup>7</sup> vertieft die Kenntnis über salzhaltige Schwarzerdeböden des Uralgebietes, und L. J. PRASSOLOV und A. A. RODE<sup>8</sup> verbreiten sich über die Waldsteppe des Zentralurals. N. N. STEPANOW<sup>9</sup> legt an Hand eines Beispiels — Schipow-

<sup>1</sup> NOSTITZ, A. v.: Entspricht das russische (klimatische) Bodenkartierungssystem den landwirtschaftlichen Bedürfnissen Mitteleuropas? Fortschr. Landw. **6**, 231 (1931).

<sup>2</sup> JOFFE, J. S.: J. amer. Soc. Agronomy **24**, 33 (1932).

<sup>3</sup> MACHOW, G.: Die Böden der ukrainischen Steppe und des Donez-Beckens. Contrib. ukrain. Inst. Soil Res. **3**, 39 (1931).

<sup>4</sup> OGNEV, G. N.: Der Boden des südöstlichen Teiles des Komi-Gebietes. Proc. Leningrad Laborat. **1930**.

<sup>5</sup> BOLOWACHNO, I. G.: Die Böden im Gebiete der Dnjepr-Moränenlandschaft. Arb. Vers. Stat. Nossowka Nr 49 (1931).

<sup>6</sup> BARANOV, W.: Geobotanische Erforschung des Uralgebietes. Mitt. biol. Forsch.inst. Perm **8**, 283 (1933).

<sup>7</sup> SJUTIN, A.: Charakteristik der Böden des Troizaer Kreises im Uralgebiet. Trav. Inst. rech. biol. univ. Perm **2**, 503 (1930).

<sup>8</sup> PRASSOLOV, L. J., u. A. A. RODE: Les sols de la steppe forestière de l'Oural Central. Trans. Dokučev Soil Inst. **10**, Nr 7 (1934).

<sup>9</sup> STEPANOW, N. N.: Zur Frage über den Einfluß des Waldes auf den Bodenbildungsvorgang. Pedology **27**, 162 (1932).

Eichenwald — die Wirkung des sich auf einer Steppe ausbreitenden Waldes dar. Es wird die Schwarzerde degradiert, indem sich zuerst degradiertes Tschernosem einstellt, dann dunkelbraune und braune Lehme und schließlich grauer Waldboden und podsoliger Lehm. Gleichsinnig hiermit sinkt der Horizont des maximalen  $\rho_H$ -Wertes. Im Vergleich der Schwarzerde zu der der freien Steppe vermehrt zunächst der in der Waldstreu vorhandene Mineralstoffgehalt den mit Wald bestehenden Boden, insofern als der Elektrolytgehalt des A-Horizontes zunimmt. Allmählich sinkt mit Zunahme des Waldeinflusses im ganzen Profil die absorbierte Basenmenge unter Änderung der Zusammensetzung des Bodenkomplexes, wobei das Kalzium verschwindet und schließlich anstatt dessen Wasserstoff eintritt. Die Steppenbodendegradierung wird desgleichen von M. POPOVĂT<sup>1</sup> für ein kleines Gebiet, das die drei Bodentypen Schwarzerde, degradierte Schwarzerde und braunen Waldboden nebeneinander aufweist, eingehend an Ort und Stelle nachgeprüft sowie im Laboratorium studiert und hierdurch festgestellt: „La dégradation des sols est le résultat d'une transformation graduelle des silicates primaires en d'autres silicates, dispersés à l'état colloïdal et stables dans les conditions existant dans le sol.“ Die Verschiedenheit der drei Bodenformen bringt nachstehende Tabelle zur Wiedergabe:

	Tchernoziome	Tchernoziome dégradé	Sol brunroux de forêt
Humus (%) . . . . .	3,3	4,4	3,1
$\rho_H$ . . . . .	7,3	6,9	6,6
Argile (composition moyenne du profil, %) . . . . .	19,8	29,7	42,4
Rapport SiO <sub>2</sub> /R <sub>2</sub> O <sub>3</sub> dans l'argile . . . . .	2,86	2,81	2,80
Accumulation de l'argile dans l'horizon B (%) . . . . .	-0,3	3,9	15,5
Puissance de l'horizon A (cm) . . . . .	60	43	41
Puissance de l'horizon B (cm) . . . . .	—	61	88
Rapport des puissances des horizons B/A . . . . .	—	1,4	2,1
Profondeur de la zone des carbonates (cm) . . . . .	59	104	129
Bases échangées (S, équiv. mgr) . . . . .	28,3	34,2	26,4
Coefficient de l'humus pour l'absorption des bases (k) . . . . .	3,8	3,5	1,5
Hygroscopicité . . . . .	7,0	8,9	9,2
Qualité de la récolte de blé (Coefficient K) . . . . .	104,9	106,2	104,0

Es wird aus allen Befunden geschlossen: „La seule différence réside dans l'intensité du processus, mais non pas dans sa nature.“ In den Marschen des Kubandeltas verläuft unter dem südlichen Klima die Bodenbildung und das Emporsteigen des Bodens aus dem Meere, wie L. JOSEFONITSCH<sup>2</sup> mitteilt, schon während eines Menschenalters, und es können bezüglich dessen fünf Hauptbildungsphasen unterschieden werden: 1. Küstendünen aus Muschelsand, sie sind zunächst unbewachsen, 2. versumpfte Marsch-Haffböden, 3. Übergangsböden dieser zu Wiesenböden, 4. Marsch-Wiesenböden, 5. Marsch-Steppenböden. Aus diesen bildet sich die Schwarzerde im Bezirk des Asowschen Meeres, die zwar in vieler Hinsicht mit der echten Schwarzerde des kontinentalen Klimas nicht übereinstimmt. Eine oftmalige Bildung von Salzböden im besagten Marsch- und Deltagebiet unter dem Einflusse des heißen Klimas läßt sich feststellen, die in den nordischen Marschböden nicht vorkommen. Als Medaillon-Schwarzerde<sup>3</sup> wird ein Salzboden von dunkler Färbung bezeichnet, der aber im eigentlichen Sinne keine Schwarzerde ist. Er enthält nämlich im Gegensatz zur Schwarzerde einen Na-führenden

<sup>1</sup> POPOVĂT, M.: Dégradation des sols de steppe. Extr. Anuar. Inst. geol. Român. 18 (1933). Bucuresti 1937.

<sup>2</sup> JOSEFONITSCH, L.: Über Alter und Evolution hydrogener Böden. Pedology 26, 46 (1931).

<sup>3</sup> PETROW, G. G.: Über die Differenzierung der Salzböden durch die Windwirkung und die Genesis der „Medaillon“-Schwarzerde. Arb. sibir. Inst. Land- u. Forstw. Omsk 13 (1930).

Adsorptionskomplex, jedoch wandeln sich die Medaillons mit der Zeit oftmals zu echter Schwarzerde um, wobei der Wind einen entscheidenden Einfluß ausübt. Untersuchungen von Schwarzerdevorkommnissen anderer Länder liegen u. a. von P. ENCULESCU<sup>1</sup> für das Flachland der Walachei vor. Er unterscheidet ein eigentliches Waldgebiet mit braunrötlich bis grau gefärbten Böden, sodann Vorsteppen oder ein Waldsteppengebiet mit degradiertem Tschernosem und schließlich ein eigentliches Steppengebiet mit einer großen Zahl von Bodentypen, die alle mehr oder weniger reich an Humus und löslichen Salzen sind, so daß der Wald nicht aufzukommen vermag. Nach A. A. J. v. 'SIGMOND<sup>2</sup> ist die chemische Zusammensetzung der Bodenprofile der Steppenschwarzerde der ungarischen Tiefebene eng mit der Dynamik des Bodentyps verbunden, und in Gemeinschaft mit L. KOTZMANN vermag E. 'SIGMOND<sup>3</sup> zufolge der chemischen Zusammensetzung der Bodenprofile die Gleichstellung des Tschernosems auf Löß der ungarischen Tiefebene mit dem des südlichen Rußlands herbeizuführen. In den besonders warmen Gegenden Italiens, wie z. B. in der Provinz Bari auf Sizilien, treten an Stelle der Terra rossa schwarze Böden auf. Diese dürfen jedoch nicht mit der aklimatischen schwarzen Vorstufe der Terra rossa im Karstgebiet verwechselt werden. Diese entsteht, solange der Boden noch flachgründig ist und daher infolge seiner fast dauernden Trockenheit keine Zerstörung der organischen Substanz erlaubt. Vielmehr handelt es sich hier um eine rein klimatische Bodenbildung, die A. COMEL<sup>4</sup> mit dem Tschernosem „als gleichsam einem Parallelast zu diesem Typus im System“ in Vergleich setzt. Daneben treten auch aklimatische, schwarze Böden, wie z. B. im Küstengebiet Alkaliböden, auf. W. A. JOHNSTON<sup>5</sup> weist darauf hin, daß einige Tonböden in den Flußtälern Westkanadas den Schwarzerden ähneln, bzw. wieder andere gewisse Eigenschaften der kastanienfarbigen Böden besitzen. Es handelt sich in beiden Fällen nach ihm um junge Böden des Diluviums, womit ihr abweichendes Verhalten erklärt wird. Schwarzerden und graue Waldböden der Mandchurei werden auch von K. TSUKUNAGA<sup>6</sup> besprochen. Der sog. Tschernosem, d. i. die Tierra Negra de estepa (= Steppenschwarzerde) Uruguays, stellt nach N. KWASCHNIN-SAAMARIN<sup>7</sup> etwas ganz anderes als der Tschernosem Eurasiens vor, denn es handelt sich um einen besonderen, zonalen Bodentyp, der eine Zwischenstufe der Rot- und Grauerde darstellt. Er bildet sich bei 1000 mm Regenfall und 16° C mittlerer Jahrestemperatur. Ähnliche Böden trifft man auch im subtropischen Wald- und Bergsteppengebiet Brasiliens als Übergangsböden. Auch in der Provinz Itasy auf Madagaskar<sup>8</sup> trifft man Tschernosem an, und I. A. PRESCOTT<sup>9</sup> erörtert die Beziehungen der australischen Schwarzerde zu denjenigen Rußlands, Amerikas, Indiens und Marokkos.

<sup>1</sup> ENCULESCU, P.: Der Wald auf dem Flachland von Ottenia und Muntenia. *Viata agricola* **23**, 9 (1932).

<sup>2</sup> 'SIGMOND, A. A. J. v.: Die Bestimmung der dynamischen Bodentypen auf chemischer Grundlage. *Z. Pflanzenernährg* **44**, 24 (1936).

<sup>3</sup> 'SIGMOND, E., u. L. KOTZMANN: Beiträge zur dynamischen Charakterisierung der wichtigsten ungarischen Bodentypen. *Math.-naturwiss. Anz. Akad. Wiss. Budapest* **53**, 70 (1935).

<sup>4</sup> COMEL, A.: Problemi di pedologia climatica nei climi caldo-aridi dell'Italia meridionale. *Estr. Boll. Soc. geol. Ital.* **57**, 218 (1938).

<sup>5</sup> JOHNSTON, W. A.: Ursprung und Kennzeichen der Tonböden des Red River-Tales und der Reginaebene in Westkanada. *Sci. Agricult.* **15**, 268 (1935).

<sup>6</sup> TSUKUNAGA, K.: On the nature of the chernosem and grey forest soils of Mandchoukuo. *Res. Bull. agricult. Exper. Stat. South Manchuria Railway Co.* **1934**, Nr 13, 41.

<sup>7</sup> KWASCHNIN-SAAMARIN, N.: Die Bodenbildung und Bodentypen in Brasilien und Uruguay. *Tropenpflanzer* **23**, 406 (1930).

<sup>8</sup> ERHART, H.: Die Böden der Insel Madagaskar. *Ernährg Pflanze* **27**, 77 (1931).

<sup>9</sup> PRESCOTT, I. A.: Die Böden Australiens in ihrer Beziehung zur Vegetation und Klima. *Counc. sci. indust. Res. Comm. Australia Bull.* **52**, Melbourne (1931).

Hinsichtlich der Bodenverhältnisse Rumäniens, was hier eingeschaltet werden möge, weist F. RADU<sup>1</sup> auf Grund der Untersuchung derselben darauf hin, daß sich aus ein und dem gleichen Muttergestein verschiedene Bodentypen, ebenso wie aus verschiedenem Muttergestein der gleiche Bodentypus ausbilden kann, und daß, wenn sich die morphologisch-genetischen Besonderheiten eines Bodentyps Geltung verschafft haben, dennoch das den Pflanzen zufolge der chemischen Zusammensetzung des Muttergesteins zur Verfügung stehende Nährstoffkapital sehr verschieden ausfallen kann, so daß in Hinsicht auf die Erkenntnis des letzteren die geologische Abkunft des Bodens nicht außer acht zu lassen ist. Großrumänien gehört nach R. MEYER<sup>2</sup> mit Ausnahme des Gebirgslandes zum ariden Klimagebiet. Die Trockenheit zur Winterszeit begünstigt die Grasflur und erweist sich der Vegetation feindlich. Es kommen an Bodentypen vor: Podsol- und Schwarzerde-zonen, die als schwarze, schokoladenbraune und kastanienbraune Steppenböden Bezeichnung finden, ferner brauner Waldboden, Hochmoor und Tundra. Die Bodentypen umgürten in schmalen Zonen die Karpaten. SAIDEL<sup>3</sup> unterscheidet klimatologisch: 1. die trockene Region der Steppen, 2. die semihumide Region der Laubwälder, 3. die humide Region der Buchen- und Nadelholzwälder. Als Bodenbildungen der waldlosen Steppe kommen hellfarbige Steppenböden, kastanienfarbige Steppenböden und schokoladenfarbiger Tschernosem in Frage. Eine Übergangsregion führt zur Region II, die sich durch Ausbildung eines rotbraun gefärbten, stark ausgewaschenen Bodens mit roter B-Horizontentwicklung und Führung von Kalk in der Tiefe kennzeichnet. Dem humiden Gebiet entspricht der Podsol, bei dem sich die Auswaschung am stärksten betätigt hat, er ist weiß, weißgrau und schmutziggelb gefärbt. Die Steppenböden entwickeln sich zum Teil auf Löß, die Podsole zum Teil auf Lehm und Alluvionen, der Waldboden kommt auch noch auf Löß vor. Über das Alter des rumänischen Lößes gibt I. LEPSI<sup>4</sup> Aufschluß. Des weiteren werden von F. RADU<sup>5</sup> die natürlichen Aziditätsformen der Hauptbodentypen Rumäniens einer eingehenden Untersuchung unterzogen, und N. C. CERNESCU<sup>6</sup> stellt die Klimafaktoren und Bodenzonen dieses Landes zusammen.

Einige außerhalb des eigentlichen Salzbodengebietes gelegene salzführende Bodenprofile aus der Umgebung des Neusiedler Sees erörtert L. POZDENA<sup>7</sup>. Dieselben haben als aride Bodenbildungen zu gelten. Soweit es sich um ausgesprochene Salzböden handelt, sind sie stark alkalisch ( $p_H$  über 9,0) und sehr karbonatreich, und führen die von ihm untersuchten Profile 0,6–0,8% wasserlösliche Salze, nur an der Küste des Sees steigt der Gehalt daran bis auf 4%. Der größte Teil der wasserlöslichen Substanz erweist sich als unverbrennbar. Alkalikarbonate und Hydrokarbonate herrschen vor, doch finden sich auch gelegentlich Sulfate und Chloride in beträchtlichen Mengen. Die besagten Profile sind Übergangsbildungen vom Solontschak zum Solonetz, deren Degradationserscheinungen besonders durch die Wanderung des Humus und der Sesquioxide zum Ausdruck kommen.

<sup>1</sup> RADU, F.: Das Nährstoffkapital der jungfräulichen Hauptbodentypen Rumäniens. Landw. Versuchsstat. **112**, 33 (1931).

<sup>2</sup> MEYER, R.: Die Verteilung der Hauptbodenarten in Rumänien. Ernährg Pflanze **25**, 324 (1929).

<sup>3</sup> SAIDEL, T.: Die vereinfachte Bodenkarte von Rumänien. Ebenda **25**, 223 (1929).

<sup>4</sup> LEPSI, I.: Das Alter des rumänischen Lößes. Bul. nat. istorie naturala, Chişinău **1936**, Nr 7, 37.

<sup>5</sup> RADU, F.: Das Vorkommen der natürlichen Aziditätsformen in jungfräulichen Hauptbodentypen Großrumäniens. Beil. z. Bul. agricult., Bukarest **1** u. **2** (1930).

<sup>6</sup> CERNESCU, N. C.: Klimafaktoren und Bodenzonen in Rumänien. Inst. geol. Român., Stud. techn. econom. Ser. C Nr 2 (1934).

<sup>7</sup> POZDENA, L.: Beiträge zur Kenntnis der Salzböden. Chem. Erde **7**, 441 (1932).



Außerdem werden salzarme, unreife Böden und Dünenböden vorliegender Gegend besprochen. Auch V. NOVÁK und B. MALAC<sup>1</sup> weisen darauf hin, daß im Flußgesenke der Thaya und Schwarzawa auf tertiärem Ton aklimatische, sulfathaltige Böden entwickelt sind, die zuoberst aus einem Humushorizont von etwa 60 cm Mächtigkeit aufgebaut sind, der Tertiärton enthält Nester und Adern von Gipskristallen, und auch im Humushorizont kommen solche vor.  $\text{Na}_2\text{SO}_4$ ,  $\text{CaSO}_4$  und  $\text{MgSO}_4$  sind die maßgebenden Bodenbestandteile. F. W. FREISE<sup>2</sup> berichtet über Vorkommnisse von Salzanhäufungen Brasiliens in einem Klima und einer Gegend, welche nichts mit einem Wüstenklima zu tun haben, das doch als bevorzugt oder allein geeignet für die Entstehung derartiger Vorkommnisse angesehen wird. Salzkrusten und Salzausblühungen, letztere von 5–30 cm Stärke, treten dortselbst ebenso wie Ansammlungen gelöster Salze auf, die unter Ausscheidung des Salzes, bei nassem Wetter Areale von rund 40 ha, in der Trockenzeit aber nur von wenigen 100 qm einnehmen. Umwandlungserscheinungen und -vorgänge der Chloride und Sulfate in Karbonate werden besprochen. Die Reste der Vermoorung der Salzsümpfe geben Veranlassung zur Entstehung von Schwarzwässern, die sehr O-arm oder frei davon sind und stark saure Reaktion besitzen. In ihnen handelt es sich zumeist um Humussäurelösungen mit mitgeführten kolloidalen Massen, die besonders in der Nähe ihres Austrittes aus der Vegetationsdecke Milchsäure in Mengen von gewöhnlich 0,05–0,065 % führen, die aber auch bis zu 1,54 % ansteigen vermag, und ist der Verfasser der Meinung, daß man auf diesen Milchsäuregehalt „auf jeden Fall die sehr schnelle Gesteinszerstörung durch die Humuswässer zurückzuführen“ hat.

Den Alkaliböden oder Szikböden der ungarischen Tiefebene sind nachfolgende Arbeiten gewidmet. Eine monographische Darstellung liefern E. SAJO und A. TRUMMER<sup>3</sup>. A. ARANY<sup>4</sup> entwirft, bezugnehmend auf den Gehalt dieser Böden an löslichen Salzen, ein Bild von ihrem Alkalisationsvorgang, und L. KREYBIG und A. ENDRÉDY<sup>5</sup> entnehmen der Verteilung dieser Böden im Gebiet der Theiß, daß ihr Vorkommen mit der Höhenlage in Verbindung steht, und sind der Auffassung, daß ihre Entstehung zur Hauptsache geologischen Ursachen zu verdanken ist. Gleiches vertritt E. SCHERF<sup>6</sup> und ist der Ansicht, daß ausgelaugte Sodaböden der ungarischen Tiefebene fehlen und die chemische Zusammensetzung der Profile eine Folge der geologischen Verhältnisse ist. E. 'SIGMOND<sup>7</sup> vermag sich dagegen diesen Argumentationen nicht anzuschließen. Magnesia- und Kaliböden, die fleckenartig im Gebiet der Natronböden auftreten und reich an austauschbarem Magnesia bzw. Kali sind, werden von L. KREYBIG<sup>8</sup> als neue Bodentypen eingeführt. S. SSUSCHKO<sup>9</sup> sucht die Magnesiaanhäufung in manchen Horizonten

<sup>1</sup> NOVÁK, V., u. B. MALAC: Ein Beitrag zur Charakteristik der süd-mährischen sulfathaltigen Böden. Publ. Sekt. Bodenkd. u. Agrometeorol. **1931**, Nr 74.

<sup>2</sup> FREISE, F. W.: Beobachtungen an brasilianischen Salzsümpfen. Chem. Erde **7**, 24 (1932).

<sup>3</sup> SAJO, E., u. A. TRUMMER: Die ungarischen „Szik“-Böden. Verlag Patria 1934.

<sup>4</sup> ARANY, A.: Beiträge zur Kenntnis der chemischen Zusammensetzung der ungarischen Tieflandböden. III. A. Mezög Kut. **5**, 243 (1932).

<sup>5</sup> KREYBIG, L., u. A. ENDRÉDY: Über die Abhängigkeit des Vorkommens von Alkaliböden im oberen Tisagebiet Ungarns von der absoluten Höhenlage. Trans. III. Congr. Internat. Soil Sci. Lond. **1**, 357 (1935).

<sup>6</sup> SCHERF, E.: Geologische und morphologische Verhältnisse des Pleistozäns und Holozäns der Großen Ungarischen Tiefebene und ihre Beziehungen zur Bodenbildung, insbesondere der Alkalibodenentstehung. Jber. kgl. ungar. geol. Landesanst. 1925–28, Budapest, **1935**, 265.

<sup>7</sup> 'SIGMOND, E.: Einige neue Theorien über die Bildung der ungarischen Alkaliböden (Szikböden). Földtani Közlöny Budapest **67**, 182 (1937).

<sup>8</sup> KREYBIG, L.: Vorkommen, Eigenschaften und wirtschaftlicher Wert von Magnesia- und Kaliböden in Ungarn. Trans. III. Congr. Internat. Soil Sci. Lond. **1**, 352 (1935).

<sup>9</sup> SSUSCHKO, S.: Die Rolle des adsorptiv gebundenen Magnesiums im Bildungsvorgange der Solonetzigenschaften der Böden. Chemisation soz. Landw. **3**, 217 (1933).

der solonetzartigen Böden durch den Solodisierungsvorgang derselben zu erklären, weil das Magnesium aus den solodisierenden Böden langsamer als die übrigen Kationen verschwindet. M. GRAČANIN<sup>1</sup> zeigt für die Insel Pag im nordöstlichen Adriagebiet, daß dort ausschließlich Salzböden entwickelt sind, die unter dem Einfluß der dort herrschenden Salzwinde entstehen. Es sind klimatogene, litorale Salzböden des humiden Gebietes mit der Tendenz zu dauernder Versalzung. Die Böden der Insel können in Böden der Steinfelder (Skelettböden mit brauner solonetzartiger Feinerde), trockene Böden der Poljen (erdalkal karbonatreiche Solonetzböden), feuchte Böden der Poljen (erdalkal karbonatreiche Solonetschakböden) und solonetzartige Moorböden eingeteilt werden. Von dem Vorkommen von Alkalisalzböden in der Nähe der sog. Stinkseen in Zentralmazedonien unterrichtet G. STATHULOPULOS<sup>2</sup>, während J. PAPOUTSOPOULOS<sup>3</sup> über zwei Bodentypen von Sindos berichtet. In dem einen handelt es sich um einen leicht salzhaltigen, natürlich entsalzten Boden, der nur wenig NaCl, Na<sub>2</sub>SO<sub>4</sub> und NaHCO<sub>3</sub> führt. Die von den Kolloiden absorbierte Menge an Natrium ist nur gering. In dem andern Typ liegen Flecken des Solonetz-Solonetschak-Bodens vor, die besonders in der Tiefe viel NaHCO<sub>3</sub> und adsorbiertes Natrium enthalten. Obwohl es ein Sandboden ist, hat die starke Alkalisierung der Kolloide doch sehr ungünstige physikalische Verhältnisse erzeugt. Das zwar geographisch zum Mittelmeergebiet gehörige Flachland von Thessalien stellt jedoch, wie N. LIATSIKAS<sup>4</sup> ausführt, infolge seines kalten Klimas im Winter sowie seiner Geländebeschaffenheit und Baumlosigkeit, bodenkundlich, soweit sein östlicher Teil in Betracht kommt, ein Steppengebiet dar. Es nehmen daher strukturlose und Struktur-salzböden reichlichen Anteil an seiner Bodenbildung. Auch kommen nach dem Genannten<sup>5</sup> in der Alluvialebene von Saloniki und desgleichen im alluvialen Axistal vornehmlich salzführende und salinisierte Alkaliböden vor. Degradiertere und desalinierte Alkaliböden sind dagegen auf den umgebenden diluvialen und tertiären Anhöhen verbreitet. Auffallend erweist sich die Abhängigkeit des Auftretens der Salzbodenvarietäten von topographischen und damit hydrographischen Verhältnissen des Gebietes. Die Salze der Alluvialbildungen entstammen zur Hauptsache einer ehemaligen Überschwemmung des Gebietes mit Meerwasser. Außerdem spielen wohl bei der Bildung der Salze Verwitterungsvorgänge und auch vermutlich Gasexhalationen infolge jungtertiärer und diluvialer tektonischer Störungen mit. Es liegen typisch litorale Salzböden gleich denen der Flußdeltas im Mittelmeergebiet, wie Ägypten, Spanien, Frankreich usw., vor. Die desalinierten und degradierten Böden der Anhöhen sind aus Salinenalkaliböden entstanden, indem sich der Grundwasserstand infolge der Hebungen der jungtertiären Ablagerungen gesenkt hat, womit eine Auswaschung der ehemaligen Salzböden verbunden war. Desgleichen setzen sich die Böden des Kaspischen Meerufers nach J. SKWORZOW<sup>6</sup> aus Wüstenböden, Salzböden und Alluvialböden

<sup>1</sup> GRAČANIN, M.: Die Salzböden des nordöstlichen Adriagebietes als klimatogene Bodentypen. *Bodenkundl. Forsch.* **4**, 20 (1934).

<sup>2</sup> STATHULOPULOS, G.: Einige edaphologische Bemerkungen über die in Zentralmazedonien liegenden Stinkseen. *Bodenkundl. Forsch.* **4**, 86 (1934).

<sup>3</sup> PAPOUTSOPOULOS, J.: Bodenkundliche Untersuchungen in der Feldmark Sindos (Tekeli) in Mazedonien. *Extr. Pract. Acad. Athènes* **8**, 348 (1933).

<sup>4</sup> LIATSIKAS, N.: Salzbodenvorkommen auf den braunen Steppenböden der thessalischen Ebene. *Ebenda* **8**, 185 (1933). — Vgl. *Extr. C. r. Acad. Sci. Paris* **194**, Nr 3 (1932).

<sup>5</sup> LIATSIKAS, N.: Über Bildung und Verteilung der Salzböden im Bezirk der Ebene von Saloniki. *Extr. Pract. Acad. Athènes* **11**, 251 (1936) — Karte der Salzbodenverbreitung in der Umgebung von Saloniki. *Ebenda* **11**, 309 (1936).

<sup>6</sup> SKWORZOW, J.: Bodenkundlich-geographische Studie über den Unterlauf des Atrakflusses. *Arb. mittelasiat. Staatsuniv. Taschkent Reihe 7a, turkmen. Reihe H. 1* (1930). — BOGDANOWICZ, N. V.: Soil in the lower part of Atrak river. *Ebenda H. 2* (1930).

zusammen, und K. OEHMER<sup>1</sup> unterscheidet drei Gruppen von Salzböden in der Türkei, nämlich 1. solche mit überragendem Anteil an Nitraten, 2. solche mit vorherrschendem Sulfatgehalt, 3. solche desgleichen mit Chloriden. Daneben treten aber auch noch solche Böden auf, die alle drei Salze gemeinsam enthalten. Für Anatolien und Ostthrazien zeigt F. GIESECKE<sup>2</sup> in einem allgemeinen Überblick mit beigefügtem Kartenentwurf das Vorherrschen grauer und brauner Wüstensteppenböden, sodann Skelettböden mit Roterde und hellkastanienfarbigen Böden oder mit podsoligen bzw. braunen Waldböden. Es folgen Salzböden, während reine Roterde, Tschernosem und Moore stark zurücktreten. Physikalische und chemische Bodenanalysen werden nur von wenigen Fundorten angeführt, dagegen die Zusammensetzung der natürlichen Wässer etwas mehr berücksichtigt. L. ROSOW<sup>3</sup>, der den Veränderungen im Solonetzboden nachgeht, erkennt den Entsalzungsvorgang als einen sehr langsam verlaufenden Prozeß. Es tritt eine den Pflanzen verderblich werdende Alkalitätsvermehrung, selbst bei Böden von einer nur geringen Solonetzbeschaffenheit, anfangs der Auslaugung ein. In den tieferen Horizonten entwickelt sich zu Anfang die Solonetznatur bei Vermehrung der Adsorptionskraft. Erst lang andauernde Auswaschung führt zur Zerstörung des Adsorptionskomplexes und damit zur Verringerung des Filtrationsvermögens desselben. Die chemischen Untersuchungen und  $p_H$ -Bestimmungen von Solonetzböden CH. E. KELLOGG<sup>4</sup> lassen den Kreislauf der Bildung vom normalen Boden zum Salz- und Alkaliboden und deren Wiederrückbildung erkennen. Eintritt und Wiederersatz von Natrium in den Komplex erweisen sich hierfür als bestimmend. Die gleiche Wassermenge vermag nach W. KOWDA<sup>5</sup> aus den Alkaliböden eine größere Menge an Kieselsäure, Tonerde und Humus auszuwaschen als aus einem nichtversalzten Karbonatboden, und zwar geschieht dieses steigend mit dem Grade der Alkalinität, und er nimmt demnach an, daß die Vertiefung des Karbonathorizontes in den semiariden Bodenbildungen auf eine Versalzung in der Vergangenheit zurückzuführen ist. Die chemischen und physikalischen Eigenschaften der Solontschak- und Solonetzböden werden des weiteren von S. SSUSCHKO<sup>6</sup> näher untersucht. N. WERNANDER<sup>7</sup> gibt an, daß im Gebiet von Askania Nova hauptsächlich kastanienfarbiger Tschernosem, Solonetz aller Arten und Säulensolonetz auftreten. Für die Verteilung der Böden kommt namentlich das Mikrorelief in Frage. Der Solonetzcharakter ist bei einem Teil der Böden als Folge einer Versalzung in geologischer Vorzeit anzusehen. Über die Alkaliböden Transbaikaliens und deren Kultur werden von I. I. GAUTIMUROV<sup>8</sup> Angaben gemacht. I. GERASSIMOV<sup>9</sup> teilt in Fortsetzung und Weiterentwicklung des Klassifikations-

<sup>1</sup> OEHMER, K.: Die Salzböden in der Türkei. Nach Ref. Z. Pflanzenernährg A **25**, 117 (1932).

<sup>2</sup> GIESECKE, F.: Bodenkundliche Beobachtungen auf Reisen in Anatolien und Ostthrazien. Chem. Erde **4**, 551 (1930).

<sup>3</sup> ROSOW, L.: Die Veränderungen in Solonetzböden bei der Bewässerung und Durchwaschung. Pedology **29**, 216 (1934) — Beiträge zur Kennzeichnung der Solonetzartigkeit der Böden in bewässerten Gebieten. Sel'kolchosgis — Die Eigenschaft der „Solonetz“-Böden und ihre Bedeutung für die Melioration. Verh. 6. Komm. internat. bodenkdl. Ges. A, T1 **31** (1932).

<sup>4</sup> KELLOGG, CH. E.: Morphologie und Entwicklung der Solonetzböden des westlichen Norddakota. Soil Sci. **38**, 483 (1934).

<sup>5</sup> KOWDA, W.: Der Einfluß des adsorbierenden Natriums auf die Auslaugung der Karbonate. Arb. bodenkundl. Inst. W. W. Dokutschaeu **6**, 119 (1932).

<sup>6</sup> SSUSCHKO, S.: Pedology **29**, 99 (1934).

<sup>7</sup> WERNANDER, N.: Zur Kenntnis der Böden der jungfräulichen Steppe beim Gute „Tschapl“, Askania Nova. Arb. Forsch. inst. Bodenkd. Charkow **1**, 47 (1930).

<sup>8</sup> GAUTIMUROV, I. I.: Über die Alkaliböden und ihre Kultur in Transbaikalien. Pedology **30**, 149 (1935).

<sup>9</sup> GERASSIMOV, I.: Zur Klassifikation und Terminologie der Böden Kasakstans und der mittelasiatischen Ebenen. Pedology **26**, 18 (1931).

prinzips von NEUSTRUJEW die Böden der mittelasiatischen Ebenen wie folgt ein: 1. Bodenbildungsvorgang der feuchten, subariden Steppe, Tschernosemtyp, 2. solcher der trockenen, arid-solonetischen Steppe, Tschernosem-Kastanienboden-Typ und Heller-Kastanienboden-Typ, 3. solcher der Wüstensteppe (extrem arid), Brauner Bodentyp und Wüstengrauerdetyp, und 4. solcher der Solonetzbildung, Solonetztyp, Takyrtyp, Solontschaktyp, das ist Solodierungsprozeß, und 5. solcher der Wiesen- und Moorbödenbildung, Wiesen-Moor-Typ. Angaben über die vertikale Bodenverteilung des Siebenstromlandes finden sich bei R. ABOLIN<sup>1</sup>. Über die Takyrböden und ihren Bildungsvorgang gibt I. GERASSIMOV<sup>2</sup> Aufschluß. Takyr ist bekannterweise eine dem südlichen Kasakstan und den Ebenen Zentralasiens eigentümliche Form des Wüstenbodens von steinharder Oberfläche. Sie erweist sich als die schädlichste Ausbildungsform der Solonetz- und Solontschakböden. Die Takyrböden kommen nur über einem, mit stark absorbierendem Bodenkomplex ausgestatteten Untergrund zustande und enthalten, wenigstens im Beginn ihrer Bildung, eine begrenzte Menge von löslichen Salzen. Liegt jedoch ein zu hoher Salzgehalt vor, so kommt es nicht zur Ausbildung des Takyrs. Das Vorhandensein von lehmigen Alluvialablagerungen ist Voraussetzung, und infolgedessen erweisen sich diejenigen Stellen, wo sich im Frühjahr das Wasser staut und längere Zeit aufhält, als Ausgangspunkte. Desgleichen kommen auch länger liegende Brachfelder hierfür in Frage. Trockenheit fördert gleichfalls den Bildungsvorgang. Die Takyrböden stellen den südlichsten Typus des Solonetz-Solontschak-Bildungsvorganges dar. Eine harte, glatte, mit Rissen durchsetzte, polygonale Oberfläche kennzeichnet sie. Sie sind Bildungen alter Täler und Senkungen. Nehmen Versalzung oder Auslaugung über das bestimmte Maß hinaus zu, so stellt sich die eigentliche Solontschak- oder Solonetzbildung ein. Kastanienfarbige Böden werden auch noch von K. TSUKUNAGA<sup>3</sup> behandelt, desgleichen Alkaliböden von V. HSIUNG<sup>4</sup> und von M. S. VOSKRESCENSKI<sup>5</sup>.

Unmittelbar hieran anschließend sei des Regurs gedacht. Auf Grund von Literaturstudien bringt E. EGGERT<sup>6</sup> einen Überblick über die Böden des vorderindischen Dekhangebietes Poona, eines Distriktes der Präsidentschaft Bombay, indem er besonders das Regurproblem anschnidet. Nach den vorliegenden Kenntnissen über den Trappregur, der allein von ihm eingehender behandelt wird, ergibt sich, daß dieser aus dem Trappgestein durch Verwitterung hervorgegangene Regur ein feinkörniger, toniger Boden auf zumeist sekundärer Lagerstätte ist. Flächenspülung ohne oder mit Flußtransport haben zu seiner Ablagerung geführt, wodurch seine Mächtigkeit und sein verschiedener Feinheitsgrad ihre Erklärung finden. Um eine abgeschlossene Bodenbildung handelt es sich in ihm nicht. Nach dem Verfasser weist der Regur keinen anormalen Humusgehalt auf. „Prozentzahlen, die dem Humusgehalt der südrussischen Schwarzerde nahe- oder gleichkommen, wurden nirgends beobachtet. Die Frage nach der Herkunft der schwarzen Farbe ist immer noch nicht endgültig geklärt. Es

<sup>1</sup> ABOLIN, R.: Von den Wüstensteppen des Balkaschgebietes zu den Schneegipfeln von Chantengri. Arb. Inst. Bodenkde u. Geobot. mittelasiat. Staatsuniv., kasakstan. Reihe 1930, H. 5.

<sup>2</sup> GERASSIMOV, I.: Über die Takyre und den Prozeß der Takyrbildung. Pedology 26, 5 (1931).

<sup>3</sup> TSUKUNAGA, K.: On the nature of the chestnut soil in the vicinity of Manchouli om Hailaerh. Res. Bull. agricult. Exper. Stat. South Manchuria Railway Co. 1934, Nr 13, 29.

<sup>4</sup> HSIUNG, V.: The alkaline soil problem in China. Chemistry (China) 1935, 2.

<sup>5</sup> VOSKRESCENSKI, M. S.: Die Entwicklung des Salzprofils bei Talböden im Wüstengebiet von Mittelasien. Pedology 30, 259 (1935).

<sup>6</sup> EGGERT, E.: Bodenverhältnisse im Poona-Distrikt unter besonderer Berücksichtigung des Regurproblems, S. 99. Diss. Hamburg 1932.

ist aber sicher, daß der Humusgehalt keine ausschlaggebende Bedeutung für die Färbung besitzt. Wahrscheinlich sind — wenigstens teilweise — kolloidchemische Vorgänge an der Färbung beteiligt. Die Böden sind zwar häufig kalkreich, charakteristisch ist das Vorkommen von Kankar jedoch nicht. Die große Eignung der black cotton soils für den Feldbau beruht nicht so sehr auf besonderen Nährstoffreichtum, sondern vielmehr auf der hohen Wasserkapazität, die durch den hohen Tongehalt bedingt ist. Der Regur kommt im ganzen trappbedeckten Gebiet Vorderindiens vor. Er ist jedoch nicht als allein vorhandene Bodenart zu betrachten, sondern als eine Bodenart, die eine Vorzugslage der Oberflächenform benötigt. Der notwendige Feinheitsgrad der Bodenteilchen wird durch die Lage bedingt, so daß Ebenen, sanft geneigte Hänge, Talböden und Mulden die Hauptvorkommen tragen. Er tritt nicht einheitlich flächenbedeckend, sondern in Entwicklungsresten auf, wobei bei gleichem Ausgangsmaterial verschiedene Bodentypen entstehen. Eine regionale Abhängigkeit der Regurbildung vom Klima, insbesondere von den Niederschlagsverhältnissen, war nicht festzustellen.“ Des weiteren bringt D. V. BAL<sup>1</sup> Beiträge zur Kenntnis des indischen Regurs, und N. KREBS<sup>2</sup> stellt ihn mit den südrussischen Schwarzerden in Vergleich. Er soll seine Krümelung der Anwesenheit von mit Sesquioxiden verbundenen organischen Stoffen von niedrigem spezifischen Gewicht verdanken, und Regur wie Laterit werden als typische Klimabildungen bezeichnet. P. VAGELER<sup>3</sup> weist sodann auf die neben den stark verbreiteten, hochgradig ausgewaschenen Roterden in Ostafrika vorkommenden schwarzen Böden „black cotton soils“ hin, die ihre Farbe allerdings einem Ferroeisengehalt verdanken. Sie treten in den tiefsten Stellen von Senkungen auf. Am Rande solcher wie auf den Hochebenen schließen sich Grauerden an.

Die extremsten Böden des ariden Gebietes sind bekanntermaßen die eigentlichen Wüstenböden, die sich infolge ihrer Natur den schon besprochenen ariden Steppen- und Salzböden am besten angliedern lassen. S. PASSARGE<sup>4</sup> macht in seinen morphologischen Untersuchungen der Wüste Heluan über sie einige allgemeine Angaben, die sich sowohl auf die Verwitterungserscheinungen dortselbst, und zwar in Gestalt von Abschuppung, Salzsprennung, Schattenverwitterung, Schutzrindenbildung und Verkrustung, als auch auf Salzrinden, Salzstaubböden und dergleichen Bildungen beziehen, wogegen H. MORTENSEN<sup>5</sup> interessante Vergleiche einiger Oberflächenformen der Hitzewüsten Chiles und der Kältewüsten Spitzbergens anstellt. Im Anschluß an seine früheren Untersuchungen über die chemische Verwitterung in der nordafrikanischen Wüste und Bodenbildung dortselbst<sup>6</sup> teilt E. BLANCK in Gemeinschaft mit A. RIESER und E. v. OLDERSHAUSEN<sup>7</sup> die dementsprechenden Ergebnisse für das chilenische Wüstengebiet mit, das als das extremste Wüstenland der Erde für die Frage nach dem Zustandekommen der Wüstenverwitterung und Bodenbildung ganz besondere Wichtigkeit beansprucht. Er führt aus: Chemische und biologische Verwitterung, soweit sich letztere chemisch betätigt, sind sicherlich stets die gestaltenden und stark modi-

<sup>1</sup> BAL, D. V.: Some aspects of the black cotton soils of Central Provinces, India. *Emp. J. exper. Agricult.* **3**, 261 (1935).

<sup>2</sup> KREBS, N.: Klima und Bodenbildung in Südindien. *Z. Ges. Erdkde* **1936**, H. 3/4, 87.

<sup>3</sup> VAGELER, P.: Ostafrikanische Bodentypen. *Ernährg Pflanze* **31**, 142 (1935).

<sup>4</sup> PASSARGE, S.: Morphologische Untersuchungen in der Wüste bei Heluan. *Abh. Ges. Wiss. Göttingen, Math.-naturwiss. Kl., III. F.* **1933**, H 9, 1—90.

<sup>5</sup> MORTENSEN, H.: Einige Oberflächenformen in Chile und auf Spitzbergen im Rahmen einer vergleichenden Morphologie der Klimazonen. *Peterm. geogr. Mitt., Erg.-H.*, **209**, 147 (1930).

<sup>6</sup> Dieses Handbuch **3**, 446 u. f. (1930).

<sup>7</sup> BLANCK, E., A. RIESER u. E. v. OLDERSHAUSEN: Beiträge zur chemischen Verwitterung und Bodenbildung Chiles. *Chem. Erde* **8**, 339 (1933).

fizierenden Kräfte für die Bodenausbildungsformen, wogegen der physikalischen Verwitterung nur ein untergeordneter Anteil in dieser Beziehung zukommt. Fehlt daher das Wasser, bzw. tritt es zurück, so ist schon an sich mit keinen großen Unterschieden in der Bodenausbildung zu rechnen. Dies tritt daher denn auch im vorliegenden Gebiet, trotz seines morphologisch recht beträchtlichen Formenschatzes, in Erscheinung und würde es noch weit mehr der Fall sein, wenn nicht das Gesteinsmaterial in der Wüste nur eine Schuttmasse darstellen würde, die in der Zeit bis zum Schuttbildungsvorgang nicht schon Denudations- und Verwitterungseinflüssen ausgesetzt gewesen wäre. Hierin liegt aber die große Schwierigkeit für die Beurteilung der Wüstenbodenbildung, da sich keine geeignete Grundlage dafür bietet, wie sich bei einem ganz frischen Gesteinsmaterial unter „streng aridem“ Wüstenklima der Entstehungsvorgang vollziehen würde, da ja in den nordchilenischen Wüstengebieten, wie aus den morphologischen Verhältnissen hervorgeht, mit einer Regenwasseranteilmahme bei der Aufschüttung der Wüstenschuttmassen zu rechnen ist. Somit kommt es nur auf die Verwitterungserscheinungen nach der Zeit der Aufschüttung besagten Materials an, um eine Antwort auf die Frage nach der chemischen Verwitterung unter streng ariden Klimabedingungen zu finden, welche Frage den Ausgangspunkt seiner Untersuchung bildete, und das wahrscheinlich schon seit der Tertiärzeit angehäuften Salzschuttwüstenmaterial lieferte daher für seine Untersuchungen das Ausgangsmaterial, ganz gleichgültig dabei, daß es nicht mehr im völlig frischen Zustande vorlag. Abgesehen von Einzelbefunden zeigt sich, daß der chemischen Verwitterung, gemessen an dem einzigen für diesen Zweck unter den obwaltenden Verhältnissen in Betracht kommenden Steinchenmaterial der Wüstenbodenproben, ganz sicherlich ein weit geringeres Ausmaß als in Mittel- und Südchile zukommt. Die für den chemischen Verwitterungsverlauf erkannten Feststellungen sprechen nicht für die von H. MORTENSEN aufgestellte nähere Einteilung des Wüstengebietes auf Grund der morphologischen Formenunterschiede, wenngleich es auch wohl den Anschein haben dürfte, als wenn die nicht der Kernwüste angehörigen Proben eine etwas stärkere Verwitterung durchgemacht haben, was aber nicht allseits zutrifft. Zumeist handelt es sich wohl stets um eine relative Verschiebung, und es scheint die Kieselsäure in der Kernwüste vermehrt, während in den übrigen Wüstenabschnitten auch eine Verminderung derselben zu beobachten ist. Hinsichtlich aller sonstigen Bestandteile bestehen kaum Regelmäßigkeiten, nur das Hydratwasser erscheint erhöht, und Eisen und Kalk sind meist erheblich in Mitleidenschaft gezogen. Desgleichen kommt auch die starke Beweglichkeit der Kieselsäure in manchen Profilen und Proben zum Ausdruck. Auch die mechanische Analyse der Böden vermochte keine regionalen Unterschiede entsprechend den morphologischen Verschiedenheiten mit Sicherheit nachzuweisen, wenn auch zugegeben werden muß, daß für eine solche Aufgabe die Zahl der untersuchten Proben an und für sich auch wohl zu gering war. Man hat es vielmehr, ganz gleichgültig, welchem Formenschatzgebiet die einzelne Bodenprobe angehört, mit Böden zu tun, die durch einen reichlichen Gehalt an Rohton und auch zum Teil an Schluff ausgezeichnet sind und denen daher die landläufige Bezeichnung „Wüstensande“ keinesfalls zukommt. Allerdings sind auch hier namhafte Unterschiede nicht zu verkennen, jedoch schwankt der nach Atterberg bestimmte Roh-tongehalt zwischen 11,41 und 26,24%, im Mittel 20,18%, so daß der niedrigste Wert nur als ein Sonderfall angesehen werden kann. Der feine Schluffgehalt bewegt sich zwischen 4,80 und 15,02%, jedoch der Mittelwert liegt bei 10,89%, und der des groben Schluffes stellt sich zu 7,75%. Demgegenüber weist der Gehalt an Grobsand von 28,19% große Schwankungen, nämlich zwischen 7,35 und 48,19% auf, gleichmäßiger ist die Beteiligung des feinen Sandes mit im Mittel

22,77% (27,82—11,58%), und auch der Gehalt des Mehlsandes fällt mit dem Mittelwert von 10,15% und den Schwankungen 3,36—16,64% und durch einen Einzelwert besonders heraus. Der rein äußerlichen Beschaffenheit nach kommt diesen Böden aber kaum die Natur von Lehm- oder Tonböden zu, wie solches der mechanischen Analyse nach der Fall sein müßte, so daß man, um die besondere Natur der feinen Anteile dieser Böden zum Ausdruck zu bringen, zweckentsprechender von „Staubböden“ zu sprechen haben wird. Im Vergleich mit den diesbezüglichen Befunden der von E. BLANCK<sup>1</sup> früher untersuchten Böden der Wüste Schellal in Nordafrika, die gleichfalls wegen ihrer hohen Anteilnahme feiner und feinsten Teile auffallen, sind die Befunde der chilenischen Wüstenböden aber noch viel eklatanter, denn ein Grobsandgehalt in Höhe von 28,19% wurde dort niemals beobachtet, er bewegte sich zwischen 35,16 und 80,12%, und der Rohtongehalt schwankte sogar nur zwischen 1,25 und 7,15%. Es sind also markante Unterschiede zwischen den Bodenbildungen der nordafrikanischen und nordchilenischen Wüste vorhanden, die imstande sind, gewisse wichtige Erscheinungen, worauf noch hinzuweisen sein wird, zu erklären. Hinsichtlich der chemischen Beschaffenheit der Wüstenböden fällt zunächst entsprechend ihrer besonderen Eigenheit der Reichtum an löslichen Bestandteilen, also Salzen, auf. Im Gebiet der Kernwüste herrschen fast stets CaO und SO<sub>3</sub> im Wasserauszuge der Proben vor, Mg und Alkalien treten meist zurück. Cl ist meist nur wenig vertreten, desgleichen N<sub>2</sub>O<sub>5</sub>, welches im Einzelfall aber beträchtlich anzuwachsen vermag. Auch für das Übergangsgelände der Kern- zur Mittelwüste und für diese selbst liegen die Verhältnisse im wesentlichen gleichartig, und gilt solches auch zum Teil noch für die Randwüste, wenn sich auch schon dort eine beträchtliche Zunahme der Alkalien, besonders Na, unter Zurücktritt von SO<sub>3</sub>, geltend macht. Allerdings bedarf diese Feststellung einer gewissen Einschränkung infolge einer immerhin nur begrenzten Anzahl von untersuchten Proben. Die Untersuchungsergebnisse eines Quellabsatzes aus diesem Gebiet sprechen gleichfalls für die Vorherrschaft von Na und K unter starker Mitbeteiligung von Cl, wenn auch außerdem beträchtliche Mengen von SO<sub>3</sub> zugegen sind. Besonders beachtenswert erweist sich das Vorhandensein von Alkalisilikat in diesem Quellabsatz. CaSO<sub>4</sub> erscheint als eigentlicher Hauptanteil aller Salze, so auch der Krusten und Ausblühungen, dasselbe ist aber nicht stets in der Form von Gips, sondern auch als Anhydrit und sog. Halbhydrat vorhanden. Im allgemeinen ist der Gips im Oberboden, in den tieferen Lagen Anhydrit und Halbhydrat zugegen, was bedeuten würde, daß der Gips aus den weniger oder gar kein Wasser enthaltenden Sulfaten sekundär entsteht, was bei der Berührung der obersten Bodenschichten mit der immerhin unter Umständen feuchten Atmosphäre verständlich erscheint. Jedoch auch umgekehrtes Auftreten in der Verteilung der Sulfate konnte festgestellt werden. Kohlensaurer Kalk erreicht niemals die Höhe des gleichzeitig vorhandenen Magnesiumsulfates und ist ausnahmslos in den oberen Lagen in größerer Menge als in den tieferen anzutreffen, was wohl damit im Zusammenhang stehen dürfte, daß in den oberen Schichten zunächst eine Auslaugung von Kalk infolge des Hinzutrittes der Luftkohlenensäure begünstigt wird und daß die als Kalziumbikarbonat gelösten Mengen an Kalk im ariden Klima nach oben bewegt werden und, wenn ausgelaugt, in den obersten Schichten, dort wieder infolge des Verlustes an lösender Kohlenensäure zur Ausscheidung kommen. Den Chloriden und Nitraten kommt im allgemeinen keine große Bedeutung in ihrer Anteilnahme zu, jedoch in Übereinstimmung mit den Befunden der Bodenwasser-auszüge läßt sich entnehmen, daß ihre Beteiligung an der Krustenzusammensetzung

<sup>1</sup> Vgl. dieses Handbuch 3, 475 (1930).

usw. in den weniger extremen Wüsten (Übergang der Mittel- zur Randwüste) zunimmt, ebenso wie in der Krustenbildung einer Fremdlingform Salpeter- und auch Karbonatanteil ganz erheblich vermehrt erscheinen. In diesem Verhalten des Auftretens der Alkalisalze der Salz- und Salpetersäure liegen denn auch wohl die einzigen Unterschiede, die in bezug auf eine eventuelle Verschiedenheit der Kernwüste von den übrigen auf morphologischer Grundlage aufgestellten Wüstenformen vom chemisch-bodenkundlichen Standpunkt aus gezogen werden können. Der morphologischen Gestaltungskraft des Windes in der Wüste ist bisher seitens der meisten Forscher die größte Rolle zugeschrieben worden, jedoch haben sich in letzter Zeit die Ansichten über die Bedeutung des Windes für die Wüstenablagerungen sehr gewandelt, indem sich gezeigt hat, daß dieser Einfluß gerade durch das Vorkommen und die Verbreitung der Salze sowie durch die Anwesenheit reichlicher Mengen „staubiger“ Bodenbestandteile sehr herabgesetzt zu werden vermag, da Verdichtungen oder Verkrustungen durch diese Materialien zustande kommen, die dann dem Staub seine Bewegungsmöglichkeit nehmen. Für diese Verhältnisse erweist sich u. a. die in der nordchilenischen Wüste auftretende „Staubhaut“ als ganz besonders in Frage kommend, und zwar handelt es sich in diesem Gebilde um eine nur wenige Millimeter starke, oberflächliche Verhärtung des im übrigen völlig lockeren Staubes, dessen Zustandekommen aber durchaus noch nicht hat geklärt werden können. Mit den bekannten Krustenbildungen arider Gebiete hat diese Haut aber nichts zu tun<sup>1</sup>. Es wurde daher auch dieser Erscheinung durch experimentelle Untersuchungen nahezukommen gesucht<sup>2</sup>. Diesen sowie den chemischen Untersuchungsergebnissen der Staubhaut selbst ist zu entnehmen, daß die Aussichten zur Herausbildung einer solchen Staubhaut in Wüstenböden mit reichlichem Staubgehalt und bei extrem trockenem Klima, durch welche Eigenarten sich die nordchilenische Kernwüste gerade besonders auszeichnet, weit größer sind als in Wüstengebieten von sandigem Charakter und relativ feuchterem Klima, und zwar allein schon deshalb, weil die dort evtl. einmal fallenden Regen im sandigen Gebiet den wenigen Staub in die Tiefe führen und somit an der Oberfläche die grundlegenden Bedingungen für die Entstehung der Staubhaut überhaupt fehlen oder doch sehr eingeschränkt sind. Sie selbst kommt wohl dadurch zustande, daß insbesondere durch Natronsalze eine Dispergierung des Staubes erfolgt und eine damit im Zusammenhang stehende Bildung von verkittend wirksamem Alkalikarbonat stattfindet, wenn auch schon der dispergierende Einfluß der Natronsalze auf den Staubanteil des Bodens genügt, um eine Festlegung und Verbackung des Materials herbeizuführen. Ausscheidungen aller Art werden einen derartigen Vorgang reichlich unterstützen, wenn sie auch nur sekundär beteiligt sein dürften<sup>3</sup>. Die neuerdings besondere Beachtung gefundene Verwitterung in der Wüste durch „Salzsprengung“, die wohl in erster Linie, wie H. MORTENSEN<sup>4</sup> dargetan hat, auf Hydratation von Salzen, wie  $\text{CaSO}_4$ ,  $\text{Na}_2\text{SO}_4$ ,  $\text{MgSO}_4$  und  $\text{Na}_2\text{CO}_3$ , und damit verbundener Volumvermehrung zurückzuführen ist, scheint nur der rein mechanischen Aufbereitung des Gesteins zu dienen, wogegen eine chemische Beeinflussung durch die Salze sehr zurücktritt<sup>5</sup>. Daß aber die chemische Verwitterung in den nordchilenischen Wüstengebieten nach der Zeit der Bildung der Wüstenschotter gewirkt hat, wird

<sup>1</sup> Vgl. H. MORTENSEN: Dieses Handbuch 3, 474 (1930).

<sup>2</sup> Vgl. E. BLANCK: *Peterm. geogr. Mitt.* 1931, S. 7.

<sup>3</sup> Vgl. P. TREITZ: Ein Beispiel für moderne Bodenuntersuchung. *Ernährg Pflanze* 29, 26 (1933).

<sup>4</sup> MORTENSEN, H.: Über die „Salzsprengung“ und ihre Bedeutung für die regionalklimatische Gliederung der Wüsten. *Peterm. geogr. Mitt.* 1933, 130.

<sup>5</sup> Vgl. P. FILLUNGER: Über Verwitterung durch Kristallisationsdruck. *Geol. u. Bauwes.* 5, 1 (1933).



durch die vorliegenden Untersuchungen zweifellos festgestellt, und da ferner die berechtigte Annahme, wenn nicht Sicherheit besteht, daß während dieser post-diluvialen Zeit ein dauernd extrem arides Klima geherrscht hat, so dürfte damit die bisher immer noch strittige Frage gelöst sein, daß ein extrem arides Klima imstande ist, chemische Verwitterung auszulösen. Wenn damit nun auch noch nicht beantwortet ist, wie sich ein derartiger Vorgang vollziehen kann, da die Hauptbedingung seines Vollzuges, nämlich hydrolytisch wirksames Wasser, in Menge und Anwesenheit sehr eingeschränkt ist, so sieht der Verfasser hierfür die Möglichkeit in dem Umstande gegeben, daß die festgestellte chemische Verwitterung als eine Folge der, wenn auch nur geringen, so doch mit starker Hitze gepaarten und mit der Länge der Zeit sich oftmals wiederholenden Durchfeuchtung, insbesondere auch durch Nebelniederschläge und den relativ hohen Feuchtigkeitsgehalt der Luft, anzusehen ist, wozu noch besonders die Mitwirkung der verhältnismäßig konzentrierten alkalischen Salzlösungen hinzutritt. Vergleicht man demzufolge das Maß der Auswirkung der chemischen Verwitterung im chilenischen und nordafrikanischen Wüstengebiet, wie es die Untersuchungen des Verfassers ermöglichen, so scheint sie im letzteren etwas stärker zum Ausdruck zu kommen, was durch die dort herrschenden, nicht so stark extremen Witterungsverhältnisse eine Erklärung finden dürfte. Ein weiterer Vergleich mit den diesbezüglichen in den „Kältewüsten“ des arktischen Gebietes und der Hochgebirge herrschenden Verhältnissen lehrt nun aber, soweit die bisherige Kenntnis dafür ausreicht, daß hier die chemische Verwitterung weit mehr zurücktritt, so daß das arktische und das Hochgebirgsgebiet zum eigentlichen Wirkungsbereich der physikalischen Verwitterung werden. Da hier die für den chemischen Verwitterungsvorgang erforderlichen Wassermengen wohl vorhanden sind, aber dieser doch nur in sehr geringem Maße stattfindet, dagegen in den Gebieten der Wüsten das Wasser nur in spärlichen Mengen zur Verfügung steht, aber die chemische Verwitterung, wenn auch etwas eingeschränkt, sich dennoch erheblich betätigt, so gestatten diese Verhältnisse den Schluß, daß es zur Hauptsache die hohe Temperatur der Wüstengebiete sein wird, die trotz vorhandenen Niederschlagsmangels die chemische Verwitterung besonders zur Wirkung gelangen läßt. Demgegenüber scheint jedoch die Kälte, selbst verbunden mit sehr reichlichem Wasser, wie dieses im arktischen Gebiet der Fall ist, nicht imstande zu sein, einen hohen Grad chemischer Aufbereitung hervorzubringen. Somit kommt E. BLANCK letzten Endes zu der Feststellung, daß dem Faktor Temperatur der wesentlichste Einfluß bei der chemischen Aufbereitung eingeräumt werden muß, und es dieser Einfluß ist, der den Ausfall des Verwitterungsvollzuges in den extremsten Wüstengebieten, wie es die chilenischen Wüsten sind, beherrscht.

Auch ein Produkt des Wüstenklimas ist der Chilesalpeter, zu dessen Entstehung W. KNOCHE<sup>1</sup> Stellung nimmt. Elektrische Entladungen, die im Gebiet der chilenischen Wüste stets stattfinden, rufen die Bildung von Stickstoffanhydriden verschiedener Oxydationsstufen hervor, die sich im „Camanchaca“, dem bekannten dichten und weißen Nebel der Salpetergebiete, zu Säuren umwandeln. Salpetersäure greift sodann die Alkalisilikate der dort vorhandenen Porphyrite an. Der Salpeter wird als das Erzeugnis einer rezenten, d. h. nach der Pluvialzeit sich anbahnenden Säureverwitterung erklärt und die Salperbildung aus organischer Substanz durch Mikroorganismenbetätigung dagegen in Frage gestellt. M. W. SENSTIUS<sup>2</sup> erblickt in Hinsicht auf die Ermittlung klimatischer Einflüsse auf den Boden in der Gegenwart von Cernit, Ulexit, Glauberit, Mirabilit, Trona u. a. m. Vertreter sedimentären Absatzes in ariden Gebieten,

<sup>1</sup> KNOCHE, W.: Zur Entstehung des Chilesalpeters. Forsch. u. Fortschr. 6, 196 (1930).

<sup>2</sup> SENSTIUS, M. W.: Mineralogie und Boden. Landbouwk. Tijdschr. 44, 19 (1932).

während Gibbsit als Leitmineral für Lateritabsatz zu gelten habe. Nach den Untersuchungen F. BEHRENDs und K. UTESCHERS<sup>1</sup> läßt ein aus einem Granitgneis der südlichen Kalahari hervorgegangener Gesteinsgrus bei den streng ariden Klimaverhältnissen nur Anfänge der Hydratation erkennen, wenngleich bereits eine weitgehende Aufarbeitung des Mineralbestandes stattgefunden hat. Sie schließen daraus, daß von einer eigentlichen Bodenbildung nicht gesprochen werden kann. Es handele sich nur um die Anfänge der Verwitterung insofern, als das Eisen zum größten Teil noch in Ferroform vorliegt und die Hydratation vornehmlich erst die basischen Bestandteile und einen Teil der Kieselsäure ergriffen hat. Eine typische Rindenbildung aber als Ausfluß von Verdunstungserscheinungen in Gestalt braun gefärbter Schalen des Gneises wird trotzdem von ihnen beobachtet.

### 5. Böden der feucht-heißen tropischen Region.

#### Tropische Roterden, Laterit und tropische Moorböden.

Von den zur Verfügung stehenden Veröffentlichungen über tropische Böden seien zuvörderst diejenigen der Rotlehme berücksichtigt und die „Terra roxa“ Brasiliens, die jedoch nichts mit der Terra rossa der Mittelmeerländer zu tun hat, sondern nur mit dieser die rote Farbe gemeinsam besitzt, herangezogen. Das Ausgangsmaterial der Terra roxa liefern, wie F. W. FREISE<sup>2</sup> darlegt, die Gesteine der Diabasfamilien, und ihre Bildung geht unter einem mäßig feuchten und mäßig warmen Klima vor sich. Die Mächtigkeit der sie aufbauenden Verwitterungsschicht beträgt 10—20 m und bleibt erheblich hinter derjenigen der archaischen Granit-Gneis-Gebiete mit durchschnittlich 55 m zurück. Die Verwitterung nimmt ihren Anfang mit einer Aufhellung bzw. einem Fleckigwerden des Gesteins unter Bräunung der Augite und Trübung der Plagioklase sowie Entstehung von sehr feinen Rillen, die selbst bei geringster Flechtenvegetation durch „herabfließende organische Säuren“, insbesondere Milchsäure, hervorgerufen werden. Kalzium geht dabei weit früher als Magnesium, und auch schon sehr frühzeitig Kieselsäure in Lösung. Infolge des stattfindenden starken Aufquellens der Plagioklase zerfällt das Gestein, entgegengesetzt zu dem schalenförmig zerfallenden Gneis und Granit, zu einem Splitterschutt. Dieser Vorgang vollzieht sich unter Bildung von Tonerdehydrat und Karbonatisierung der Alkalien und Erdalkalien, wobei die Hydrolisierung des Natrium-Anteils der des Kalziums voraufeilt, so daß unter Umständen ein Zersetzungsprodukt gänzlich befreit von Natrium, aber noch den größten Gehalt des Kalziums aufweisend, hervorgehen kann. Schließlich zerfällt der Gesteinsgrus sehr schnell zu einer intensiv rot gefärbten, pulverigen Masse. Zwar ist der Boden wegen seiner großen Fruchtbarkeit, die er seiner physikalischen Beschaffenheit verdankt, berühmt, doch seiner chemischen Zusammensetzung nach ist er als nährstoffarm anzusehen. Nach dem Verlust seiner ursprünglichen Urwalddecke geht der Boden schnell in seiner Güte zurück, ebenso unter den primitiven, landesüblichen Kulturmaßnahmen. In seinem Bildungsvorgang handelt es sich zum Teil um eine Kaolinisierung oder um eine Tonerdehydratverwitterung, deren Vollzug durch das jeweilige Verhältnis von Niederschlagshöhe zur Verdunstungsgröße geregelt wird. Als Lateritverwitterungsvorgang sollte er jedoch nicht bezeichnet werden. Daß die Bildung der Terra roxa noch in der Jetztzeit fortschreitet, kann nach den Ausführungen des Verfassers als höchstwahrscheinlich angenommen werden, doch habe man es in der Terra roxa vermut-

<sup>1</sup> BEHREND, F., u. K. UTESCHER: Einige Bodentypen aus verschiedenen Klimagebieten des südlichen Afrika. Z. Pflanzenernährg A 26, 202 (1932).

<sup>2</sup> FREISE, F. W.: Gesteinsverwitterung und Bodenbildung im Gebiet der „Terra roxa“ des brasilianischen Staates S. Paulo. Chem. Erde 9, 100 (1934).

lich mit einer zur Hauptsache fossilen Bodenbildung von der Art einer tropischen Roterde zu tun. Auch V. AGAFONOFF<sup>1</sup> berichtet über die chemische und mineralogische Zusammensetzung lateritischer Böden Brasiliens und weist darauf hin, daß die roten Böden der Terra roxa entsprechend ihrer Zusammensetzung den basaltischen Gesteinen entstammen und den gleichen Bildungsvorgang durchgemacht haben wie die lateritischen Bodenbildungen Indochinas, und TH. DE CAMARGO und P. C. DE MELLO<sup>2</sup> beschreiben aus Augitporphyr hervorgegangene, sehr basenarme Terra roxa-Böden. Indem sich R. ALBERT<sup>3</sup> auf einen tropischen Basaltverwitterungsboden aus dem Urwald des Kamerunberges bezieht, der seiner Färbung und sonstigem Verhalten nach bei einem Gehalt von 24,28% SiO<sub>2</sub> (davon 12,50% HCl-löslich), 24,14% Al<sub>2</sub>O<sub>3</sub> (19,50% HCl-löslich) und 26,69% Fe<sub>2</sub>O<sub>3</sub> (22,21% HCl-löslich) der RAMANNSchen Braunerde sehr nahestehen soll, besteht nach ihm kein Zweifel, „daß diese heute zwar noch braun gefärbten Böden sich bereits in weit fortgeschrittenem Übergang zur tropischen Roterde befinden“. Durch L. D. BAVER und G. D. SCARSETH<sup>4</sup> ließen sich für den Boden eines Susquehannaprofiles, der zur Gruppe der gelbroten subtropischen Böden von USA. zu rechnen ist und dessen Muttergestein als ein schwerer mariner Tonboden zu gelten hat, trotzdem er noch nicht ausgereift war, dennoch wahrnehmbare Horizonte, die auf die Ausbildung eines schwach entwickelten B-Horizontes hinweisen, einer im allgemeinen lateritischen Verwitterung nachweisen. Dieser Befund führt dazu, die nördlichste Grenze lateritischer Verwitterung in Alabama zusammenfallend mit der 61° F- (16° C-) Jahresisotherme anzusehen. Die meisten Böden Alabamas stehen somit unter dem Einfluß lateritischer Aufbereitung. Zwei aus dem gleichen Muttergestein basischen Charakters, wie es Diabas, Norit bis Olivin-Dolerit sind, unter gleichem Klima Mitteltransvaals hervorgegangene Böden werden von F. BEHREND und K. UTESCHER<sup>5</sup> näher untersucht. Sie weisen völlig verschiedene Eigenschaften auf, indem es sich in dem einen um einen Rotlehm handelt, in dem anderen um eine dem indischen Regur nahestehende Bildung, wobei allerdings zu berücksichtigen ist, daß das in Rede stehende Gebiet „mindestens seit permischen Zeiten keine jüngere Sedimentbedeckung getragen hat, so daß die Gesteine mindestens seit jener Epoche der Verwitterung und Erosion ausgesetzt gewesen sind“. Sie werden von den Genannten als „Rotlehm“ und „Schwarzboden“ bezeichnet. Die Ursache für ihre verschiedene physikalische und chemische Beschaffenheit wird im „Bodenklima“ gesucht, „das sich für den Rotlehm ausgesprochen humide, für den Schwarzboden aride auswirkt“. Dauernde Kolloidzufuhr verstärkt den ariden Charakter des Schwarzbodens. Der Rotlehm stellt sich als ein schwach saurer Lehm mit lateritischem Einschlag, der Schwarzboden als schwach alkalischer, leicht durchschlammbarer Tonboden dar. Die Farbe des Rotlehms wird durch einen im Verhältnis zur Kieselsäure hohen Gehalt an Eisenoxyd bei geringem Humusgehalt erklärt. Beim Schwarzboden ist es ein geringer, zum Teil aus kolloider Lösung abgeschiedener Humusgehalt, der hierfür in Frage kommt. Unter dem stärker humiden Klima des portugiesischen Afrikas verwittert der Serpentin zu einem rot gefärbten Tonboden lateritischen Einschlages.

<sup>1</sup> AGAFONOFF, V.: Sur quelques sols latéritiques rouges et jaunes du Brésil. *Bodenkundl. Forsch.* **3**, 13 (1932).

<sup>2</sup> CAMARGO, TH. DE, u. P. C. DE MELLO: Über den Einfluß, den eine 8 Jahre fortgesetzte Düngung mit konzentrierten Kalisalzen und Kainit auf die austauschbaren Basen des Terra roxa-Bodens ausübt. *Soil Sci.* **37**, 167 (1934).

<sup>3</sup> ALBERT, R.: Allitische Braunerde als Übergangsbildung zur tropischen Roterde und Laterit. *Z. Pflanzenernährg A* **18**, 1 (1930).

<sup>4</sup> BAVER, L. D., u. G. D. SCARSETH: Subtropical weathering in Alabama. *Bodenkundl. Forsch.* **2**, 288 (1931).

<sup>5</sup> BEHREND, F., u. K. UTESCHER: a. a. O. S. 182 u. 201.

P. VAGELER<sup>1</sup> betont bezüglich der Verbreitung des Laterits, daß dieser viel seltener vorkomme, als gemeinhin angenommen wird. Die Roterden der Tropen erweisen sich als allitische Roterden oder Rotlehme. Eine Allitbildung „in situ“ als Endstadium der Gesteinszersetzung läßt sich auch nach H. ERHART<sup>2</sup> nicht auf Madagaskar beobachten. Lateritkonkretionen und Lateritpanzer sowie Allite dieses Gebietes deuten stets auf einen Transport des Materials hin, wenn dieser auch zum Teil sehr gering ist. Den Ansichten von FOX, HARRASSOWITZ und VAGELER wird demnach nicht zugestimmt. In 2000—2400 m hört die allitische Verwitterung der kristallinen Gesteine auf. Im südlichen Teil Madagaskars findet man rein siallitische, mit allitischen vermengte Verwitterungsprodukte, und zwar sogar in Meereshöhe. Das trockene Südklima wandelt die kristallinen Gesteine in sandige, grau und braun gefärbte Böden mit fast vollkommen erhaltenen Mineralbestandteilen um. Auf Madagaskar bilden sich unter dem jetzigen für die Lateritbildung durchaus günstigen Klima aus gleichen oder ähnlichen, räumlich bei einander liegenden Gesteinen sowohl allitische wie auch siallitische Verwitterungsprodukte aus. Beide Typen treten als Mineralböden und als Savannenböden auf. Der Einfluß des Niederschlags und des Entwicklungsstadiums der aus dem Basalt hervorgehenden Lateritböden wird von N. CRAIG und P. HALAIS<sup>3</sup> in bezug auf die Eigenschaften desselben studiert. Es ergibt sich dabei eine genetische Relation zwischen den rot und braungelb gefärbten Böden von Mauritius. CH. RICHTER<sup>4</sup> vermag darzulegen, daß die Böden Hawaiis als tropische Verwitterungsprodukte basischer, basaltischer Laven und Aschen unter warmem, mehr oder weniger feuchtem Klima gebildet, anzusehen sind, und zwar sind sämtliche von R. LANG aufgestellte Bodentypen unter den hawaiischen Böden anzutreffen. Der hauptsächlichste Bodentyp ist jedoch durch weitgehende Entkieselung und Entbasung bei gleichzeitiger Anreicherung von Aluminium und Eisen unter Wasseraufnahme entstanden. Es handelt sich in allen Fällen um allitische bis siallitische Roterden und Laterite. Mit Hilfe des 10proz. HCl-Auszuges läßt sich die Art der Verwitterung in Hinsicht auf die Ausbildung eines humiden oder ariden Bodentyps gut erkennen. Auch für die Lateritvorkommnisse Südindiens stellt N. KREBS<sup>5</sup> fest, daß deren Verbreitung meist als zu groß angenommen wird, zumeist sind es Eisentone, und dürften die Laterite vielfach als fossile Bildungen zu gelten haben. M. V. AGAFONOFF<sup>6</sup> teilt ferner Analysen von Roterden und von Bienhoa, das ist die Bezeichnung für lateritartige Bildungen Indochinas, mit, und von I. N. CHAKRABORTY und ASHUTOSH SEN<sup>7</sup> werden eine große Anzahl von Lateritböden ganz Indiens nach vier verschiedenen Methoden vergleichsweise untersucht. Eine eingehende Untersuchung ihrer Zusammensetzungs- und Bildungsbedingungen erfahren auch die Roterden und lateritischen Gebilde Siams durch E. BLANCK, W. CREDNER und E. v. OLDERSHAUSEN<sup>8</sup>, worauf an anderer Stelle<sup>9</sup>

<sup>1</sup> VAGELER, P.: Tropische Roterden. Ernährung Pflanze **26**, 350 (1930).

<sup>2</sup> ERHART, H.: Die Böden der Insel Madagaskar. Ebenda **27**, 77 (1931).

<sup>3</sup> CRAIG, N., u. P. HALAIS: The influence of maturity and rainfall on the properties of lateritic soils in Mauritius. Emp. J. exper. Agricult. **2**, 349 (1934).

<sup>4</sup> RICHTER, CH.: Über hawaiische Bodenbildungen, zugleich ein Beitrag über die Zusammensetzung des in Salzsäure löslichen Verwitterungsproduktes tropischer Böden. Diss. Göttingen 1933.

<sup>5</sup> KREBS, N.: Klima und Bodenbildung in Südindien. Z. Ges. Erdkde **1936**, H. 3/4, 87.

<sup>6</sup> AGAFONOFF, M. V.: Sur quelques sols rouges et Bienhoa de l'Indochine. Bodenkundl. Forsch. **2**, 184 (1930).

<sup>7</sup> CHAKRABORTY, I. N., u. A. SEN: Mechanische Analysen von indischen Lateritböden. Indian J. agricult. Sci. **2**, 516 (1932).

<sup>8</sup> BLANCK, E., W. CREDNER u. E. v. OLDERSHAUSEN: Beiträge zur chemischen Verwitterung und Bodenbildung in Siam. Chem. Erde **9**, 419 (1934).

<sup>9</sup> Vgl. diesen Band S. 138.

noch näher einzugehen sein wird. Von chemischen und petrographischen Gesichtspunkten aus werden sodann die Bildungsbedingungen der lateritischen Böden von Okinawa und Amami-Oshima durch K. SHIBUYA und T. KAMAKURA<sup>1</sup> behandelt. Ferner vermögen E. BLANCK und E. v. OLDERSHAUSEN<sup>2</sup> an einem verwitterten Andesitblock Javas mit noch fast vollkommen frischem Kern und umgeben von einer Anzahl gut unterscheidbarer Verwitterungsschalen, die den allmählichen Übergang des Gesteins zum Verwitterungsboden wiedergeben, zu zeigen, daß sich die Umwandlung des Gesteins im Sinne eines typischen Lateritisierungsvorganges bzw. einer Allitbildung vollzogen hat, denn das Endprodukt verfügt kaum noch über Basenanteile, die Kieselsäure ist um ein Drittel ihres ursprünglichen Gehaltes vermindert und die Sesquioxide sind unter erheblicher Wasseraufnahme um das Doppelte vermehrt worden, wenn auch trotzdem noch kein Laterit in völlig typischer Ausbildung vorliegt. Des weiteren ergab die Untersuchung eines Laterit- (Allit-) Verwitterungsprofils des gleichen Fundortes, daß dasselbe durch den Einfluß der Vegetation nach oben zu eine Anreicherung von Humus bei gleichzeitiger Allitisierung erfahren hat, und eine darunterliegende graue Tonschicht mit noch zum Teil lateritischen Partien ließ sich als wahrscheinlich unter anderen klimatischen Verhältnissen gebildet erkennen, falls nicht Grundwassereinflüsse zur Ausbildung dieser Zone beigetragen haben. Der Laterit, der in Australien nach I. A. PRESCOTT<sup>3</sup> einen wesentlichen Anteil des Bodens ausmacht, wird von ihm als eine vom Klima unabhängige Bildung angesehen und soll der Rest einer vorzeitlichen Landoberfläche sein. F. BRANDT<sup>4</sup> beschreibt ein natürliches, aus Diabas hervorgegangenes und aus ausgebildeter Zersatzzone, Fleckenzone, Sphaerolithenzone und Eisenkappe aufgebautes Lateritprofil, in dessen obersten Horizonten Tonerdephosphatanreicherungen in Röhren auftreten. Die chemischen Untersuchungen des Profils ergeben das typische Bild einer Verwitterungslagerstätte. In der Eisenkappe sind neben dem stark angereicherten Eisenoxyd wesentliche Mengen von  $Al_2O_3$  und  $P_2O_5$  enthalten, während  $SiO_2$ , Alkalien und Erdalkalien fast vollständig fehlen, und setzt sich die Eisenkappe fast durchweg aus Eisenoxydhydraten und feinkristallinem Al- und Fe-Phosphat zusammen. Im Liegenden folgt die allitische Sphaerolithenzone, die neben  $Al_2O_3$  und  $P_2O_5$  nicht unbeträchtliche Mengen an  $Fe_2O_3$  und  $SiO_2$  führt. Es handelt sich hier mineralogisch um eine Schicht, die aus kristallisiertem Tonerdephosphat (Harbortit), Brauneisenstein, Ton und Quarz aufgebaut ist. Die noch vorhandene Kieselsäure ist in ihrer Bindungsart starken Schwankungen unterworfen. Die Fleckenzone weist fast völlige Entbasung auf, während die Entkieselung bei dem Verhältnis  $2 SiO_2 : Al_2O_3$  stehengeblieben ist. Ton, Quarz und Eisenoxydhydrate stellen die Hauptanteile der Fleckenzone dar, Phosphorsäure ist nur gering vorhanden. Das Eisen ist in allen drei Zonen ausschließlich in der Form des dreiwertigen Eisens zugegen. Die Entstehung der feinerdigen Tonerdephosphate wird möglicherweise mit dem Vorkommen der Humusschicht an der Oberfläche des Profils in Verbindung gebracht, da die Humusstoffe die Bildung kristalliner Sphaerolithe zu verhindern imstande waren, so daß in dieser Zone nur amorphe Ausflockungen und feinkristalline Materialien entstehen konnten. Bekanntlich ist freie Tonerde im Boden vorzugsweise das Produkt lateritischer Verwitterung. Diese wird nach

<sup>1</sup> SHIBUYA, K., u. T. KAMAKURA: The formation of lateritic soils occurring of Okinawa and Amami-Oshima. J. Soc. trop. Agricult. **6**, 74 (1934).

<sup>2</sup> BLANCK, E., u. E. v. OLDERSHAUSEN: Über die Verwitterung von Andesit auf Java. Chem. Erde **7**, 426 (1932).

<sup>3</sup> PRESCOTT, I. A.: Der Boden Australiens in Beziehung zu Vegetation und Klima. Counc. Sci. indust. Res. Commonw. Australia Bull. 52 (1931).

<sup>4</sup> BRANDT, F.: Ein neuer Typ von Eisen-Tonerdephosphat-Vorkommen (Maranhao, Nordbrasilien). Chem. Erde **7**, 383 (1932).

P. PFEFFER und K. UTESCHER<sup>1</sup> daran erkannt, daß im Bodenauszug mit konzentrierter Salzsäure weniger denn 3 Mol.  $\text{SiO}_2$  auf 1 Mol.  $\text{Al}_2\text{O}_3$  und im Auszug mit verdünnter Natronlauge weniger als 2 Mol.  $\text{SiO}_2$  auf 1 Mol.  $\text{Al}_2\text{O}_3$  vorhanden sind, und daß sich außerdem mehrere Prozente Tonerde in dieser Lauge als löslich erweisen. „Starke Versauerung allein scheint im allgemeinen nicht zur vollständigen Aufspaltung des  $\text{SiO}_2$ - $\text{Al}_2\text{O}_3$ -Komplexes im Boden zu führen.“ Versuche von W. KNAUST<sup>2</sup> zeigen des weiteren, daß verdünnte alkalische Lösungen aus einem Kieselsäure-Tonerde-Gelgemenge die Kieselsäure weitgehend entfernen, und zwar wirkt in dieser Richtung NaOH bedeutend energischer denn  $\text{Na}_2\text{CO}_3$ , so daß bei der lateritischen Verwitterung die entstehenden Alkalikarbonatlösungen die Kieselsäure in Lösung bringen, während die Tonerde zur Hauptsache unangegriffen bleibt. Erstere wandert nach unten und setzt sich entweder in den Spalten des Muttergesteins ab, oder wird mit dem Grundwasser fortgeführt und kann dann unter dem Einfluß der trockenen und warmen Atmosphäre auf kapillarem Wege an anderen Stellen, in ähnlicher Weise wie die Schutzrinden, an die Oberfläche wandern und dort Verkieselungen hervorrufen, wie sie in subariden tropischen Gegenden häufig anzutreffen sind. Über siallitische und allitische Böden Japans werden von T. SEKI<sup>3</sup> Angaben gemacht, ebenso wie H. HARRASSOWITZ<sup>4</sup> die Abgrenzung allitischer Böden festlegt und einen zusammenfassenden Überblick<sup>5</sup> über die Kieselsäure und Sesquioxide im Wechsel der Verwitterungsvorgänge gibt. Auch sei auf eine Abhandlung von M. W. SENSTIUS<sup>6</sup> hingewiesen, nach welcher die roten lateritischen Böden an der Ostküste des Schwarzen Meeres keine rezenten Bildungen sind, sondern solche fossiler Natur, und zwar gebildet zur Tertiärzeit unter wesentlich anderem Klima als heute, wie solches auf Grund der WEGENERSchen Theorie der Polschwankungen gefolgert werden könne. Eine solche Entstehungsweise wird desgleichen auf die bauxitisch-lateritischen Bildungen Surinams, Frankreichs, Istriens, Indiens und des malaiischen Archipels übertragen.

Über subtropische und tropische Humusbildungen liegt ein Bericht K. KEILHACKS<sup>7</sup>, die Torfmoore am Sambesi und Südrhodesiens betreffend, vor, P. RANGE<sup>8</sup> beschreibt die Humusböden einschließlich Schwarzerdevorkommnisse Westafrikas, und F. W. FREISE<sup>9</sup> bespricht die Moorbildung unter dem Tropenklima ganz im allgemeinen.

## 6. Bodenverteilung innerhalb größerer Gebiete der Kontinente.

Das noch weiter vorliegende Schrifttum regional-bodenkundlichen Inhaltes möge wegen seines größere Gebietsteile zusammenfassenden Charakters gemeinsam zur Wiedergabe gelangen, und zwar in rein geographischer Anordnung, da eine Zergliederung desselben nach regional-bodenkundlichen Gesichtspunkten eine völlige Zersplitterung der einzelnen Arbeiten bedeuten würde, so daß der Wert

<sup>1</sup> PFEFFER, P., u. K. UTESCHER: Der Nachweis lateritischer Verwitterung und die Bestimmung der freien Tonerde im Boden. *Z. Pflanzenernährg A* **33**, 275 (1933).

<sup>2</sup> KNAUST, W.: Über Sole von Eisenhydroxyd- und Manganhydroxyd in ihrer Beziehung zur Bildung der sog. Schutzrinden und des Laterits. *Chem. Erde* **4**, 528 (1930).

<sup>3</sup> SEKI, T.: On the siallitic and allitic soils. *J. Sci. Soil a. Manure Japan* **8**, 3, 245 (1934).

<sup>4</sup> HARRASSOWITZ, H.: Die Abgrenzung allitischer Böden. *Verh. 2. Komm. u. Alkali-Subkomm. internat. bodenkundl. Ges. A* **1933**, 135.

<sup>5</sup> HARRASSOWITZ, H.: *Z. angew. Chem.* **43**, 185 (1930).

<sup>6</sup> SENSTIUS, M. W.: Laterites and „Polar Migration“. *Gerlands Beitr. Geophys.* **32**, 134 (1931) (Köppen-Bd. 1).

<sup>7</sup> KEILHACK, K.: *Z. dtsh. geol. Ges.* **82**, 413 (1930).

<sup>8</sup> RANGE, P.: *Ebenda* **82**, 604 (1930).

<sup>9</sup> FREISE, F. W.: *Braunkohle* **31**, 692 (1932).

derselben darunter stark leiden würde. Für Afrika kommen zunächst nachfolgende Veröffentlichungen in Frage.

Eine bodenkundliche Studie über Tunis liegt von L. YANKOWITSCH<sup>1</sup> vor, und die marokkanischen Böden erfahren durch M. CHAUVEAU<sup>2</sup>, A. MERCIER<sup>3</sup>, E. MIÉGE<sup>4</sup> und G. CARLE<sup>5</sup> eine allgemeine Behandlung. P. VAGELER und F. ALTEN<sup>6</sup> beschäftigen sich eingehend mit den Irrigationsböden des Nil und Gash, wengleich auch zur Hauptsache von ihnen nur auf die agrikulturchemisch-landwirtschaftlichen Gesichtspunkte Rücksicht genommen wird, und G. MILUE<sup>7</sup> bringt Vorschläge zur Klassifikation und zur Kartierung von insbesondere ostafrikanischen Böden. Unter Rücksichtnahme auf Klima, geologischen Aufbau und Vegetation wird von H. BESAIRIE<sup>8</sup> das gesamte Inselland von Madagaskar in vier Gesteinsverwitterungsgebiete eingeteilt. Den weit größten Anteil der Bodenbildung nehmen die tonig-lateritischen Produkte des zentralen, kristallinen Schiefergebietes ein, an zweiter Stelle stehen die lehmigen Böden des Sedimentargebietes des westlichen Inselteils, und eine demgegenüber nur ganz geringe Verbreitung kommt den vulkanischen Böden, den Alluvionen und Mergeln zu. Nach J. P. VAN ZYL<sup>9</sup> läßt ein Küstenstreifen des äußersten Südwestens und Südens von Südafrika gebleichte, podsolige Böden erkennen. Der Osten weist graue Böden von geringer Mächtigkeit, unterlagert von Hardpan, und bei hohen Niederschlägen Laterit, wie besonders in Transvaal auf fast allen Gesteinen, auf. Das übrige Südafrika mit geringen Niederschlägen, also unter ariden Bedingungen stehend, läßt Kalkanhäufungen im Profil der Solontschak- und Solonetzböden erkennen. Unter 250 mm stellen sich Wüstenbildungen ein. Eine Einführung in die forstlichen Standortverhältnisse unter Bezugnahme auf Klima, Geologie und Bodenbildung wie Verteilung im tropischen Westafrika, insbesondere von Kamerun, gibt W. GROSSKOPF<sup>10</sup>, indem er auf die tropische Verwitterung, Rotlehm Bildung, Bodenausbleichung und Lateritbildung, ebenso aber auch auf die warmen gemäßigten Bodenbildungen wie auf die Wüsten-, Steppen-, Savannen- und Regenwaldböden des subtropischen und tropischen Klimas eingeht.

Für den asiatischen Kontinent lassen sich in gleicher Richtung nachstehende Arbeiten aufführen, insofern zunächst P. VAGELER<sup>11</sup> einen eingehenden Bericht über Persiens Bodenverhältnisse bringt, wobei von ihm besonders die Vorzüge der

<sup>1</sup> YANKOWITSCH, L.: Étude pédologique de la Tunisie. Tunisie agric. **36**, 81 (1935).

<sup>2</sup> CHAUVEAU, M.: Contribution à l'étude de la nature des sols marocains. Assoc. franç. avanc. Sci. Congr. Rab. 1934 **1935**, 263.

<sup>3</sup> MERCIER, A.: Remarques sur l'évolution des sols dans la région de Casablanca. Géogr. Maroc. **18**, Nr 1, I (1934) — Assoc. franç. avanc. Sci. Congr. Rab. 1934 **1935**, 149.

<sup>4</sup> MIÉGE, E.: Contribution à l'étude des sols du Maroc. Bodenkundl. Forsch. **5**, 239 (1936/37).

<sup>5</sup> CARLE, G.: Troisième étude sur les sols Marocains. Bull. Soc. sci. Natur. Maroc. t. 12. 31 **3** (1932).

<sup>6</sup> VAGELER, P., u. F. ALTEN: Böden des Nil und Gash. Z. Pflanzenernährg A **21**, 47, 333 (1931); **22**, 21, 191 (1931); **23**, 149, 208 (1932); **24**, 50, 179 (1932).

<sup>7</sup> MILUE, G.: Bodenkundl. Forsch. **4**, 183 (1935).

<sup>8</sup> BESAIRIE, H.: Les sols de Madagascar. Bodenkundl. Forsch. **5**, 200 (1937) — Les sols de la région d'Amputaka. Ann. Géol. Serv. mines Madagascar **5** (1935) — Les principaux types des sols de Madagascar. C. r. VII. sess. Congr. internat. mines, métal. et géol. appl. Paris 1936 — Contribution à l'étude des sols de Madagascar. Ann. Géol. Serv. mines Madagascar **7** (1937). — LACROIX, A.: Les phénomènes d'altération superficielle des roches silicatées alumineuses des pays tropicaux. Publ. Bureau d'Études géol. et Min. Colon. Paris 1934.

<sup>9</sup> ZYL, J. P. VAN: Bodenkundliche Probleme in Südafrika. Bodenkundl. Forsch. **4**, 160 (1934).

<sup>10</sup> GROSSKOPF, W.: Einführung in die Standortverhältnisse des tropischen Westafrikas unter besonderer Berücksichtigung von Kamerun. Kolonialforstl. Mitt. **1**, 1 (1938).

<sup>11</sup> VAGELER, P.: Beiträge zur Landes- und Bodenkunde Persiens. Z. Pflanzenernährg A **27**, 21 (1933).

Benutzung des Flugzeuges zur „automatischen Gewinnung organischer Vorstellungen über die großen Linien der Bodenentstehung und Verteilung“ hervorgehoben werden, insofern dieses dem Automobil in dieser Hinsicht noch vielfach überlegen sei. „Man sieht“, so führt er aus, „in kurzer Zeit an die neue Art des Beobachtens gewöhnt, vom Flugzeug, in mittlerer Höhe von 500—1000 m über der Oberfläche fliegend, nicht nur Art und Verteilung der einzelnen Bodenarten mit einer unerhörten Plastizität, sondern, wenn ich mich so ausdrücken darf, direkt das Gesetz ihres Werdens, das in ariden Gebieten untrennbare Zusammenwirken zwischen Wasser und Wind, Flächenspülung und Luftwirbel, das für den an der Oberfläche der Erde haftenden Beobachter oft schwer zu enträtseln ist<sup>1</sup>.“ Drei große Gebiete Persiens werden von ihm unterschieden und eingehend behandelt, nachdem er für ein jedes die klimatischen, hydrographischen und geologischen Verhältnisse vorausgeschickt hat. Es sind dies 1. das Kaspische Meer-Gebiet (Macenderan, Gilan und Astarabad) mit der auf Grund geologisch-bodenkundlicher Beschaffenheit gewonnenen Unterteilung: zentrales Gilan, westliches und östliches Gilan mit der Fortsetzung in Macenderan und schließlich Turkmenensteppe. Andesit bzw. Basalt, stellenweise auch Granit und Gneis, unter Zurücktreten sedimentärer Gesteine bilden das zentrale Gilan. Eigentliche Litoralbildungen sind auf die unmittelbare Umgebung der Küste beschränkt. Landeinwärts tritt ein sehr homogener Schlick, gebildet aus den Resten der vulkanischen Gesteine des Hinterlandes, auf. Siltlehme großer Mächtigkeit und zum Teil schwerer Bearbeitbarkeit, aber von vorzüglicher Wasserhaushaltung, sind das Endresultat. Im Kalkgebiet des Elbrusgebirges sind die Bodenbildungen fast durchweg sehr flachgründig und stellen einen schweren, dunklen Ton mit mittlerem Humusgehalt dar. Nur in den Tälern stellen sich tiefgründige alluviale Lehme ein. Als Normalprofil läßt sich folgendes aufstellen:

0— 40 cm	leicht humoser, feinsandiger Lehm,
40—1500 cm	gelber, feinsandiger, lößartiger Lehm,
1500—1550 cm	durch Schlick verfestigte, kleine Kalkgerölle,
1550— ? cm	wasserführender, stark kalkhaltiger Feinsand.

Der Boden der Turkmenensteppe erweist sich als ein typischer Siltlehm von lößartiger Natur, auflagernd auf einer Sandschicht mit reichem Grundwasserhorizont. Es herrscht Niedergrasvegetation mit zum Teil Leguminosen und sonstigen Krautgewächsen vor. 2. Zentralplateau (Umgebung der großen Wüsten Discht-i-Kewir und Discht-i-Lut). Auch hier bilden die oben genannten Gesteine das umgebende Gebirgskreuz, wengleich bodenbildend Granit und Gneis zurücktreten, kalkige Sedimente mit Gips und Salzlagen treten hinzu. Aus diesem Gemisch von Gesteinsmaterial ist der die ebene Oberfläche der Depressionen erfüllende Detritus hervorgegangen. Hochfluten der Flüsse, Flächenspülung und Wind haben ihn transportiert. Die Bodenbildung des sehr ausgedehnten Zentralplateaus ist infolge der Umweltsbedingungen recht gleichartigen Charakters. „Vom Fuße der Berge nach der Ebene zu auskeilend, finden sich, in einem lößartigen Feinsand eingebettet, Stein- und Geröllschichten, die, oft noch von kalkigen Abscheidungen verkittet, die nähere Umgebung der Berge zum großen Teil für Ackerbau wertlos machen. Ihre Vegetation ist ausnahmslos ein sehr lockerer Zwergstrauchbestand mit sehr wenigen Gramineen als Unterwuchs, dem in etwas höheren Lagen viel Zwiebelgewächse beigemischt sind<sup>2</sup>.“ Es sind dies die alle Berghänge bedeckenden

<sup>1</sup> VAGELER, P.: a. a. O. S. 21, 22. — Vgl. hierzu auch R. BOURNE: Luftaufnahmen in Beziehung zur Bodenkartierung. Ind. J. agricult. Sci. 2, 204 (1932). (Beobachtung und photographische Aufnahmen aus der Luft sollen hiernach für die Bodenkartierung von nicht zu unterschätzender Bedeutung sein.) <sup>2</sup> — S. 41.



Wüstensteppen. In größerer Gebirgsentfernung ist sodann die von VAGELER als „Panzerzone“ bezeichnete Bodenzone entwickelt. Er versteht darunter eine Zone, in der die geschlossenen Geröllschichten in größerer Bodentiefe verschwunden sind. „Das Bodenmassiv bis in große Tiefen wird von einem von vereinzelt Steinen und Steinchen durchsetzten Löß mit vorzüglichen physikalischen Eigenschaften gebildet. Durch die Ausblasung . . . sind im Laufe der Jahrhunderte und Jahrtausende an der Oberfläche des Bodens die größeren Gemengteile zu einer oft völlig geschlossenen Steindecke von meistens nur wenigen Zentimetern Mächtigkeit angereichert, die einen Panzer des Bodens im wahrsten Sinne des Wortes bildet<sup>1</sup>.“ Nur geringe Vegetation kommt unter diesen Verhältnissen auf, die zum Teil nicht mehr die Bezeichnung Wüstensteppenvegetation verdient. Schwarze „Wüstenrinden“ überziehen alle Gesteine. Sodann nimmt die nächste Zone, abgesehen von den flächenförmig sehr ausgedehnten Salzböden, das größte Areal ein, sie ist durch zeitweilige Überschwemmung hervorgerufen. Schlickböden, wechselgelagert mit Lößböden ohne jeden Steingehalt, treten hier auf. 3. Karunebene (zwischen Mesopotamien, Persischem Golf, subtropischem Randgebirge und Hügelkette von Tabiran). Als Ursprungsgestein der Böden kommen hier Kalk bzw. kalkhaltige Sand- und Tongesteine in Frage, deren Detritus von den die Randketten durchbrechenden Flüssen in das Becken der Karunebene transportiert wurde. In weiterer Entfernung vom Gebirge nehmen mit sinkender Höhenlage die Geröllschichten ab und gehen in oxydierte Schlickböden von hellgrauer Farbe und zunehmender Mächtigkeit über. Auch Altalluvionen und salzhaltige Bildungen stellen sich ein. Im Ostanteil des Beckens treten leichte, braun gefärbte Schlickböden auf und im Süden und Westen leichtere braune Böden dieser Art, wie überhaupt innerhalb der ganzen Ebene einzelne Becken mit etwas voneinander abweichender Bodenbildung, trotz gleichartigen Allgemeincharakters, zu unterscheiden sind. Zwar stellen die Böden des Karun auch heute noch nicht, mit Ausnahme der leicht versalzten „Kulturmedien ersten Ranges“, Bodengebilde dar, die vormals infolge der Wasserregulierungsanlagen „ein wahres Paradies an Fruchtbarkeit“ wiedergeben, das heute aber als eine Einöde darliegt, wengleiches mit verhältnismäßig geringen Mitteln wieder in den vormaligen Zustand versetzt werden könnte. Während D. N. WADIA und Mitarbeiter<sup>2</sup> eine Einführung in die geologischen Grundlagen der Böden Indiens geben und A. W. R. JOACHIM<sup>3</sup> die Hauptcharakterzüge der Böden Ceylons und deren Bodentypen sowie Klassifikation derselben entwickelt, liefern E. BLANCK, W. CREDNER und E. V. OLDERSHAUSEN<sup>4</sup> experimentelle Beiträge über die Art der chemischen Verwitterung und Bodenbildung in Siam. Entsprechend den Beobachtungen an Ort und Stelle läßt sich auf Grund der Bodenuntersuchungen erkennen, daß den Bodenbildungen der Berg- und Hügellandschaften Siams ein wesentlich anderer Charakter als denjenigen der Ebene zukommt. Da man es in letzteren Bildungen mit Aufschüttungs- und Anschwemmungsprodukten zu tun hat, so ergibt sich ihre Natur als ortsfremde Böden ohne weiteres, und wenn sich trotzdem in ihnen eine profilartige Verteilung von Sedimentmassen geltend macht, so ist dies nur eine Folge der Sedimentation, ebenso wie die Ausbildung von Eisenkrusten in ihnen einem

<sup>1</sup> VAGELER, P.: a. a. O. S. 41.

<sup>2</sup> WADIA, D. N., M. S. KRISCHNAN u. P. N. MUKERJEE: Introductory note on the geological foundations of the soils of India. *Rec. Geol. Surv. India* **4**, 364 (1935).

<sup>3</sup> JOACHIM, A. W. R.: Studies on Ceylon soils. *Trop. Agriculturist* **84**, 196 u. 254; **85**, 21 (1935).

<sup>4</sup> BLANCK, E., W. CREDNER u. E. V. OLDERSHAUSEN: Beiträge zur chemischen Verwitterung und Bodenbildung in Siam. *Chem. Erde* **9**, 419 (1934) — *Dep. Agricult. and Fish. Bangkok, Siam. Techn. Bull. Nr 2* (1937).

geologischen Akt, nämlich dem der Diagenese, entspricht, nicht aber einer langsam fortschreitenden Verwitterung zuerkannt werden kann. Um klimatisch bedingte, aus Granitgrus hervorgegangene Bodenbildungen handelt es sich hier also nicht, wenn wohl auch sekundär klimatische Einflüsse mit in Frage kommen. Die hellgraue Färbung dieser Böden ist der Ausdruck der durch den Transport bedingten Beschaffenheit des Materials, nämlich als eines aus organischen und anorganischen Bestandteilen bestehenden Detritus von reduzierender Wirkung auf färbende Eisenanteile, obschon auch hier das Klima zur trockenen Jahreszeit die schnelle Zersetzung der organischen Substanz fördert. Diese Bildungen können nicht als Vertreter des Podsolbodentypus gelten, trotzdem sich in ihnen Eisenkrusten einstellen, denn diese sind nicht wie der Ortstein als das Produkt einer Podsolierung, sondern als Folge sedimentpetrographischer Vorgänge aufzufassen. Demgegenüber entwickeln sich im Hügel- und Gebirgslande ortsstete Böden, da hierfür die Bedingungen gegeben sind, indem Klimaeinfluß und Gesteinsbeschaffenheit zur Geltung gelangen, deren Auswirkung sich aber in einer etwas anderen Weise gestaltet, als es zumeist als Regel gilt. Bekanntlich soll der Laterit der vorherrschende Bodentypus des feuchtheißen Tropenlandes sein und wird in seiner Ausbildungsart von der Gesteinsbeschaffenheit nicht beeinflusst. Jedoch im Gegensatz hierzu lehren die Beobachtungen im Gelände gerade eine maßgebende Beziehung zwischen Untergrundgestein und Bodenentwicklung für das Gebiet des Hügel- und Berglandes, und die Bodenuntersuchungen scheinen solches augenscheinlich zu bestätigen. Wirklich typische Lateritböden haben sich durch die Untersuchungen als nicht vorhanden erkennen lassen, wenn auch wohl mehr oder weniger fortgeschrittene Anfangsstadien, und zwar in Gebieten bestimmten morphologischen Charakters, so in solchen mit schwachem Relief und dementsprechend starker akkumulativer Verwitterung. Aber in unmittelbarer Nähe solcher Bildungen gehen aus dem anstehenden Granit braun gefärbte, chemisch nur wenig angegriffene Granitböden hervor. Das basische Eruptivgestein Theralit läßt eine sog. tropische Roterde, nicht aber etwa Laterit, hervorgehen, die der Zusammensetzung nach einer Terra rossa-Bildung gleicht, und auf Dolomiten und Kalken entwickeln sich gleichfalls subtropische Roterden gleichen Typs, so daß sich hieraus gemeinsam der interessante Schluß von dem Vorhandensein einer Bodenentwicklung ergibt, die mit Ausnahme der tropischen Roterden den tropischen Verwitterungsverhältnissen jener Breiten nicht entspricht. Auch handelt es sich in den Ortstagen der Böden nur um solche um 400—500 m, so daß höhenregionale Einflüsse kaum in Betracht kommen. Ferner kommt noch hinzu, daß alle Roterden auf Kalk über einen bräunlich gefärbten Obergrund verfügen, so daß sie als Illuvialhorizontbildungen gekennzeichnet sind, falls nicht ein später erfolgter Klimawechsel als Umwandlungsursache angenommen werden soll, der allerdings durch die Braunerdeverwitterung der Granite und Schiefer eine willkommene Bestätigung finden würde. Andererseits könnte auch ein Teil der Bodenbildungen als ein teilweiser Detritatboden der Gehänge angesprochen werden, wodurch die Zusammensetzung des Granitgrusbodens seine Erklärung finden könnte. Jedoch selbst solches zugegeben, so würde dennoch unter dem tropischen Klima mit einer weiteren Umwandlung zu rechnen gewesen sein. Somit stellen sich erhebliche Schwierigkeiten der Erklärungsweise der Verteilung und des Auftretens der siamesischen Bodenwelt nach den üblichen Anschauungen der regionalen Bodenzonenlehre ein, die auch unter Heranziehung des von R. LANG<sup>1</sup> geprägten Begriffes von „minder- und höherwertigem“ Bodentypus nicht ganz verschwinden dürften, jedoch nur durch weitere Erkenntnis überbrückt werden

<sup>1</sup> Vgl. R. LANG: Internat. Mitt. Bodenkd. 5, 340 u. 341 (1913).

können. J. THORP<sup>1</sup>, der die geographische Verteilung der wichtigsten Bodenvorkommnisse Chinas und deren Klassifikation bespricht, gelangt zu der Erkenntnis: „Chinese soils are correlated with European soil types“, und L. LIEN CHIEH<sup>2</sup> unterscheidet für Yungning-Kwangsi als ektodynamomorphe Bodenbildungen Podsol, podsoliierte rote Erden und als endodynamomorphe Terra rossa, Rendzina, rotbraune und alluviale Böden. Nomenklatur und Bodenklassifikation werden von H. LIU<sup>3</sup> behandelt, und T. Y. TSCHAU<sup>4</sup> betätigt sich mit seinen Mitarbeitern bodenkartographisch. Nach T. SEKI<sup>5</sup> sind eigentliche Podsolböden in Japan nicht vorhanden, sondern nur leicht podsoliierte. Die gelben Böden stellen eine lokale Varietät der Roterden dar, und es werden von ihm unterschieden: die roten Böden, zu welchen auch die leicht lateritischen Aschenlehme gerechnet werden, sodann braune Böden und leicht podsoliierte Böden sowie Grau- (Bleich-) Erden und Moorböden. R. KAWASHIMA<sup>6</sup> berichtet über die Bodenbildung an der Küste des Stillen Ozeans in Südwestjapan, und zwar über solche insbesondere allitischer Art. Das gleiche gilt für Nordostjapan durch K. MYAKE und I. TAMACHI<sup>7</sup>. E. C. JUL. MOHR<sup>8</sup> behandelt in einem groß angelegten, sechsbändigen Werk über die Tropenböden besonders die Bodenbildungen Niederländisch-Indiens, indem er seine dortselbst gesammelten langjährigen reichen Erfahrungen über Klima, Gestein, Verwitterung und Bodenbildung bzw. Bodentypenverteilung zusammenfaßt, und legt auf diese Weise ein grundlegendes Forschungsmaterial zur Kenntnis der Böden dieses Gebietes nieder, worauf im einzelnen hier jedoch nicht näher eingegangen werden kann. J. SZEMIAN<sup>9</sup> weist anlässlich der Besprechung der Bodenkartierung Sumatras darauf hin, daß dortselbst „zonale Unterschiede im Klima beinahe nicht vorkommen und von den regionalen Unterschieden anzunehmen sei, daß sie unter sonst gleichen Umständen stets dieselben bleiben“. Vielmehr sei das Muttergestein „für die Bodenbildung von hervorragender Bedeutung“. Er unterscheidet innerhalb der Böden 1. minerogene Böden, bei deren Entstehung die Anteilnahme von Humus keine Rolle spielt, ihr Gehalt daran liegt unter 1%. Hierunter fallen auch die echten Laterite, die aber auf Sumatra praktisch nicht vorhanden sind. 2. Semihumogene Böden, bei ihnen stehen Bildung und Zersetzung des Humus bei einem Gehalt von etwa 1–5% im Gleichgewicht, die Lixivia, d. h. die meisten subaerischen Böden

<sup>1</sup> THORP, J.: Geographic distribution of the important soils of China. Bull. Geol. Soc. China **14**, 119 (1935).

<sup>2</sup> LIEN CHIEH, L.: Soils of Yungning, Kwangsi. Soil. Bull. **1936**, Nr 16, 91.

<sup>3</sup> LIU, H.: A suggested system of classification and nomenclature for the soils of China. Ebenda **1934**, Nr 128, 27.

<sup>4</sup> TSCHAU, T. Y., u. E. F. CHEN: Bericht über die Bodenkartierung im Bezirk Chuyung, Kiangsu, China. Nat. Geol. Surv. China, Soil Bull. Nr 8. Peiping (1934). — TSCHAU, T. Y., u. Mitarbeiter: Bericht über die Bodenkartierung des Wei-ho-Tales, Schensi, China. Ebenda Nr 9 (1935). — MOYER, R. T.: Soils of Shensi Province. Ebenda Nr 10, 40 (1935).

<sup>5</sup> Vgl. L. G. SCHEIDL: Der Boden Japans. Tokio 1937. Mitt. dtsh. Ges. Natur- u. Völkerkde Ostasiens T. A. **30**. Leipzig.

<sup>6</sup> KAWASHIMA, R.: On soil formation on the Pacific coast of south-western part of Japan. J. Sci. Soil a. Manure Japan **9**, 2, 171 (1935). Suppl. Publ. June (1935), 5.

<sup>7</sup> MYAKE, K., u. I. TAMACHI: Ebenda **1935**, 1.

<sup>8</sup> MOHR, E. C. JUL.: De Bodem der Tropen in het algemeen en die van Nederlandsch-Indië in het bijzonder. Amsterdam. Deel 1: Eerste Stuk 1933, Tweede Stuk 1933; Deel 2: Eerste Stuk 1934, Tweede Stuk 1935, Derde Stuk 1937, Vierde Stuk 1938.

<sup>9</sup> SZEMIAN, J.: Die systematische Bodenkartierung von Sumatra. Bodenkundl. Forsch. **3**, 202 (1933) — Die ersten Anfänge und die Arbeitsweise der agrogeologischen Aufnahme auf Sumatra. Algem. Landbouweekbl. Nederl.-Indië **14**, Nr 15 (1930). — JONGH, A. C. DE: Inleiding tot eene systematiek der Sumatra gronden. Ebenda **14**, Nr 29 u. 30 (1930) — Toelichting bij het scheme eener algemeene geologische legenda voor Nederlandsch-Indië. Jaarb. Mijlwezen Nederl.-Indië **1930** (Verhandelingen). — WHITE, J. TH.: Organisatie, grondslag en uitvoering der bodemkundige Java-kaartering. Landbouw. **6**, Nr 3 (1930/31).

Sumatras gehören ihnen an, und zwar heißen nach MOHR Lixivium alle residuären Böden des feuchtwarmen Klimas aus silikatischem, feldspatreichem Gesteinsmaterial, entstanden unter subaerischen sowohl humogenen wie semihumogenen Bedingungen. Lixitische Verwitterung wird durch fortschreitende Auslaugung der Alkalien, Erdalkalien und zum Teil der Kieselsäure und durch relative Sesquioxidanreicherung gekennzeichnet. „Aus dieser Definition geht hervor, daß die echten Laterite (Allite), die sich nur unter minerogenen Bedingungen bilden können, nicht zu den Lixivia gehören.“ 3. Humogene Böden mit Anhäufung von humifizierten organischen Stoffen im Obergrund mit 5—20% organischer Masse. Ihnen sind die meisten Gebirgsböden Sumatras hinzuzurechnen. 4. Organogene Böden. Es sind dies die Moorböden des Sumpflandes mit über 20%, größtenteils nicht humifizierter organischer Substanz. In Hinblick auf die Luft- und Wasserverhältnisse werden die Böden als subaerische, amphibische und subhydrische, je nach dem Grade der Wassersättigung der Bodenporen unterschieden. Dazu treten noch die Verschiedenheiten des Muttergesteins in mineralogisch-chemischer Hinsicht sowie der Grad der Verwitterung (senile, virile, juvenile Böden). Auch von den Philippinen liegen Bodenkartierungen und Bodeneinteilungen von R. L. PENDLETON<sup>1</sup> vor, ebenso von I. L. GOLEZ<sup>2</sup> über organische Substanz und Nitratgehalt derselben, sowie von N. L. GALVEZ<sup>3</sup> Untersuchungen eines weißen, dort vorkommenden Bodens besonderer Art.

Die Entwicklung und Bedeutsamkeit der großen Bodengruppen der Vereinigten Staaten von Nordamerika werden von C. E. KELLOGG<sup>4</sup> gewürdigt, und H. KELLER<sup>5</sup> erläutert die Bodenkartierungsarbeiten derselben, sowie A. H. JOEL<sup>6</sup> diejenigen Westkanadas. J. THORP<sup>7</sup> ermittelt für den Staat Wyoming die Abhängigkeit der Bodenfarbe und der Kalkhorizonte von Klima und Vegetation. Er zeigt, daß im dortigen Wüstenklimagebiet die Mächtigkeit des B-Horizontes mit der Höhe der Niederschläge zunimmt. Bei niedrigem Regenfall entwickelt sich ein Kalkhorizont, der mit wachsendem Niederschlag tiefer liegt und bei 500 m Regenfall ganz verschwindet. Gips und Salzkonzentrationen zerstört schon ein sehr geringer Niederschlag. Auf Grund seiner Untersuchungen der Bodenbildungsvorgänge auf Hawaii gelangt H. S. PALMER<sup>8</sup> zu der Feststellung, daß bei der Gesteinsumwandlung im Boden besonders Wasser aufgenommen wird und Sauerstoff reichlich zur Bildung von Eisenoxyd hinzutritt. Die Tonerde ist der beständige Bestandteil. Alle übrigen Anteile haben mehr oder weniger beträchtlich an Menge eingebüßt, insbesondere Kalzium und Magnesium, von denen nur noch  $\frac{1}{100}$  der ursprünglichen Mengen erhalten geblieben ist. Außerdem wird nach dem Ausfall der Gesteins- und Bodenanalyse sowie der Analyse der in der Nähe

<sup>1</sup> PENDLETON, R. L.: Soil surveys, classification, and mapping in the Philippines. Rep. Nat. Res. Counc. Philipp. Rept. 1. Bull. 6, 590 (1935) — A soil survey of the La Carlota area, Occidental. Negros, Philippine Islands. Bodenkundl. Forsch. 2, 308 (1931).

<sup>2</sup> GOLEZ, I. L.: A study of organic matter and nitrogen contents of some Philippine Soils. Philippine J. Agriculturist 27, 85 (1938).

<sup>3</sup> GALVEZ, N. L.: Über die physikalischen und chemischen Eigenschaften des weißen Bodens im Berge Maquiling, Los Baños, Laguna. Ebenda 26, 302 (1937) — Plant-food reserve in lowland and upland soils. Ebenda 25, 221 (1936).

<sup>4</sup> KELLOGG, C. E.: Development and significance of the great soil groups of the United States. N. S. Dep. agricult. Miscell. Publ. 1936, Miscell. Publ. Nr 229.

<sup>5</sup> KELLER, H.: Die Bodenkartierung in den Vereinigten Staaten von Nordamerika. Z. Pflanzenernähr A 24, 38 (1932).

<sup>6</sup> JOEL, A. H.: Verfahren und Ziele der Bodenkartierung in Westkanada. Emp. J. exper. Agricult. 1, 33 (1933).

<sup>7</sup> THORP, J.: Die Einwirkung der Vegetation und des Klimas auf die Bodenprofile im nördlichen und nordwestlichen Wyoming. Soil Sci. 32, 283 (1931).

<sup>8</sup> PALMER, H. S.: Bodenbildungsprozesse auf Hawaii vom chemischen und mineralogischen Standpunkt aus. Soil Sci. 31, 253 (1931).

auftretenden Gewässer von Flüssen, Seen usw. ein Vergleich über die Abfuhr der Stoffe angestellt, der für  $\text{SiO}_2$ ,  $\text{MgO}$ ,  $\text{K}_2\text{O}$  zu einer sehr guten Übereinstimmung führt, wogegen Abweichungen bezüglich des Eisens und Natriums und der Schwefelsäure vorhanden sind. Es scheint, als wenn das Flußwasser  $\text{Na}_2\text{SO}_4$  in überschüssiger Menge zugeführt enthält. Eine rein kompilatorisch-theoretische Verarbeitung der vorhandenen bodenkundlichen Angaben und Beobachtungen über Oberflächenverhältnisse, Klima und Vegetationscharakter von Argentinien, Brasilien und Chile ganz allgemeiner Natur wird von A. MATTHEI<sup>1</sup> dazu benutzt, die Bodenverteilung und Bodenbeschaffenheit dieser Länder wiederzugeben. An anderer Stelle weist der Genannte<sup>2</sup> in Hinblick auf die Böden Argentiniens darauf hin, daß in der Provinz Santa Fé eine 30—100 cm mächtige Schicht von Humus dem dunkel gefärbten, tonartigen Untergrund aufliegt und im Chaco der Boden aus sandigem und tonigem Löß bei zunehmender Rotfärbung und hohem Salzgehalt des Untergrundes zusammengesetzt ist. Das Kontinentalgebiet baut sich in der sog. Monte-Formation aus graugelb bis bräunlich gefärbten, steinlosen Lößböden auf und wird oftmals von Salzsteppen und Salinenbildungen überzogen. Die Pampasformation läßt feinerdigen äolischen Löß erkennen. In Brasilien erweisen sich alle Böden als vom Roterdetypus abhängig, haben jedoch infolge der wechselnden Klimafaktoren und der Verschiedenheit in der Schichtenüberdeckung der kristallinen Urgesteine eine mannigfache Ausbildung erfahren. Ein fruchtbarer Alluvialboden bedeckt das nördliche Tieflandsgebiet des Amazonasstromes, indem die durch Hochwasser herbeigeführten Schlammassen die anstehende Roterde überlagert haben. Inselförmig eingestreut finden sich hier auch Torfablagerungen. Der brasilianische Roterdeboden ist feinkörnig und ziemlich strukturlos, sein Gehalt an Eisenoxyd und Eisenoxydul beträgt 6—20% und seine Reaktion fällt etwa neutral bis schwach sauer aus. In der Waldsteppenzone degradiert die Roterde zu einem ockergelb oder rotgelb bis gelbgrau gefärbten Boden mit Anzeichen von einer Podsolierung. Eine Untersuchung der Schlickbildungen der brasilianischen Mangroveküste durch F. W. FREISE<sup>3</sup>, und zwar durchgeführt an einem sofort nach der Ablagerung entstandenen Material unter Berücksichtigung der sich alsbald einstellenden Veränderungen, führte zu dem Ergebnis, daß hieran insbesondere die Vegetation Anteil hat. Ihr Einfluß besteht vornehmlich „aus einer Einschaltung in den Kreislauf des Kalkes und einer Entkieselung“. Die Veränderungen, die sich einstellen, sind solche des längeren Austrocknens sowie solche durch Auslaugung und Ausblühen von Salzen, des „Lebens und Vergehens“ von Flora und Fauna sowie schließlich solche durch Umlagerung, insbesondere Versandung bzw. Eingriff des Menschen. Als die drei Hauptbodenzone Brasiliens unterscheidet N. KWASCHNIN-SAAMARIN<sup>4</sup> 1. die der tropischen und subtropischen Wälder in Höhen bis 600 m, 2. der Waldsteppen bzw. Parkwälder in Höhen zwischen 600 und 1000 m, 3. der Bergsteppenzone bei über 1000 bis 2500 m. In der Wald- und Steppenzone herrscht Roterde vor, sie ist in folgenden Abarten vorhanden: „dunkelrot, rot (Terra vermelha), lateritfarbig, violett-kakaofarbig (Terra roxa), ocker, rotgelblich — je nach der chemischen Zusammensetzung. In der Steppenzone trifft man hellroten, hellgrauen und gelblichroten grobkörnigen Boden an“. Wald- und Waldsteppen-Roterden haben einen Humus-

<sup>1</sup> MATTHEI, A.: Die Bodengeographie von Südamerika. *Bodenkundl. Forsch.* **5**, 75 (1936).

<sup>2</sup> MATTHEI, A.: Beitrag zur Kenntnis der Bodenformen Argentinien und Brasiliens. *Tropenpflanzer* **37**, 523 (1934) — Einfluß von Oberflächengestaltung, Klima und Vegetation auf die Verbreitung der Bodentypen in Chile. *Bodenkundl. Forsch.* **2**, 57 (1930).

<sup>3</sup> FREISE, F. W.: Untersuchungen am Schlick der Mangroveküste Brasiliens. *Chem. Erde* **11**, 333 (1937).

<sup>4</sup> KWASCHNIN-SAAMARIN, N.: Die Bodenbildung und Bodentypen in Brasilien und Uruguay. *Tropenpflanzer* **23**, 353 (1930).

gehalt von 0,5—12%. Lateritböden vom Typus der afrikanischen trifft man im südlichen Teil Brasiliens nicht an. Auf Grund der Untersuchung eines von H. MORTENSEN in Chile gesammelten Gesteins- und Bodenmaterials wird von E. BLANCK, A. RIESER und E. v. OLDERSHAUSEN<sup>1</sup> ein Gesamtbild der Verwitterung und Bodenbildung des sich über 40 Breitengrade (17—56° nördl. Br.) erstreckenden chilenischen Landgebietes zu geben gesucht, was natürlich nur unter Berücksichtigung der dort herrschenden, sehr abwechslungsreichen Klimaverhältnisse erfolgen konnte, wogegen die Kenntnis der geologisch-petrographischen Natur des Muttergesteins erst an zweiter Stelle in Frage kam. Nach dem aus Mittel- und Südkhile vorliegenden Probenmaterial zu urteilen, ergibt sich für den chemischen Verwitterungs- und Bodenbildungsvorgang dortselbst, daß ersterer, mit Ausnahme im nördlichsten Verbreitungsgebiet, stark zur Geltung kommt und die auftretenden Bodenformen vorwiegend dem Roterdetypus, wenn auch nicht in völlig entwickelter Ausbildung, so doch stets der Tendenz nach, angehören, was um so verständlicher erscheint, als dieses Gebiet im Grunde subtropischen Klimabedingungen unterliegt. Mit dem Vorschreiten von Norden nach Süden tritt die Roterdebildung deutlicher in Erscheinung, bis sich im südlichsten Anteil infolge der Zunahme der Feuchtigkeitsverhältnisse und auch Verringerung der Temperatur der Podsolierungsvorgang einstellt. Je nach den besonderen örtlichen, klimatischen und sonstigen Bedingungen kommt es auch zur Schwarzerdeausbildung. Die hinsichtlich des nordchilenischen Wüstengebietes gemachten Feststellungen sind schon an anderer Stelle zur Wiedergabe gebracht<sup>2</sup>. Endlich liegt auch noch von der Insel Trinidad eine Beschreibung der dort vorkommenden Hauptbodentypen durch F. HARDY<sup>3</sup> vor, ebenso wie ein Bericht G. STAHELs und H. J. MÜLLERS<sup>4</sup> über die Böden Surinams. K. WALTHER<sup>5</sup> weist darauf hin, daß sich die südamerikanische Roterde nicht vom tropischen Brasilien bis zum La Plata ausdehnt<sup>6</sup>. Die Verwitterungsprodukte der triassischen Rio do Rasto-Sandsteine im Norden, wie ferner die zu tiefrotem Sandstein verwitternden Süßwasserquarzite des Westens und ein roter Kreidesandstein dürften Veranlassung zu dieser Ansicht gegeben haben. Die dort auftretende Steppenschwarzerde ist nicht luftklimatisch bedingt, sondern für ihre Entwicklung ist wahrscheinlich das Bodenklima von großem Einfluß. Ursprünglich dem Löß zugehörige Böden weisen kennzeichnende Erscheinungen von Podsolbildung auf.

I. A. PRESCOTT<sup>7</sup> gibt eine Bodenzonenaufstellung Australiens, aus der zu entnehmen ist, daß die Desert steppe Soils, Desert sandhills, podsolised Soils, Grey and Brown Soils, Red-loam Earths, Black Earths und Maller Soils die verbreitetsten Bodentypen dortselbst sind, während Lateritic sand, Red-loams, Podsoles und High Moor-Bildungen demgegenüber stark zurücktreten. W. H. BRYAN und H. I. G. HINES<sup>8</sup> zeigen für Süd-Queensland, daß die Niederschläge hinlänglich hoch genug sind, um lateritische Bodenbildungen zu gewährleisten. Die durchschnittliche Temperatur weist der allgemeinen Tendenz nach eher auf Gelberde-

<sup>1</sup> BLANCK, E., A. RIESER u. E. v. OLDERSHAUSEN: Beiträge zur chemischen Verwitterung und Bodenbildung Chiles. Chem. Erde **8**, 339 (1933).

<sup>2</sup> Vgl. diesen Band S. 127—130.

<sup>3</sup> HARDY, F.: The chief soil types of Trinidad. Proc. agricult. Soc. Trinidad **35**, 443 (1934).

<sup>4</sup> STAHEL, G., u. H. J. MÜLLER: Gegevens over de vruchtbaarheid der Surinaamsche binnenlanden. Dep. Landbouwwpr. Suriname **1933**, Bull. Nr 52.

<sup>5</sup> WALTHER, K.: Über einige klimatogene Bodentypen im östlichen Südamerika, mit besonderer Berücksichtigung Uruguays. Inst. Geol. Perfor. Montevideo, Publication **4**, 1 (1933). <sup>6</sup> Siehe dieses Handbuch **3**, 119 (1930).

<sup>7</sup> PRESCOTT, I. A.: The soil of Australia. Bodenkundl. Forsch. **3**, 133 (1933).

<sup>8</sup> BRYAN, W. H., u. H. I. G. HINES: Factors in the development of soil profiles in Southern Queensland. Bodenkundl. Forsch. **2**, 264 (1931).

denn auf Podsol- oder Lateritbildung hin. Die sehr verschiedenen Gesteine des Gebietes lassen die Ausbildung lateritischer Böden ermöglichen. Wenn auch bei der großen Höhenlage keine zu starken Klimateinflüsse zu erwarten sind, so stellt doch die Auswaschung einen maßgebenden Faktor für die Umwandlung der meisten basischen Gesteine zu karbonathaltigen Tschernosem der niederen Gebietslagen dar. Kartographische Aufnahmen werden von I. A. PRESCOTT<sup>1</sup> und von T. I. MARSHALL und P. D. HOOPER<sup>2</sup> durchgeführt.

Zum Schluß dieses Kapitels sei anhangsweise noch auf einige Arbeiten auf dem Gebiete der Bodenkartierung, soweit diese nicht schon an anderer Stelle Berücksichtigung gefunden haben, lediglich durch Literaturangaben<sup>3</sup> hingewiesen, ohne jedoch einen Anspruch auf Vollständigkeit in dieser Beziehung machen zu wollen.

### Verwitterung in der Vorzeit und fossile Verwitterungsrinden.

Der Erforschung der Verwitterungsvorgänge und Bodenbildung der Vorzeit hat man seitens der Bodenkunde und Geologie in den letzten Jahren ein weit größeres Interesse entgegengebracht, als dieses bisher der Fall war. Es ist daher nicht auffällig, daß auch nach dem Erscheinen des Handbuches auf diesem Teilgebiet der Bodenlehre eine größere Anzahl von Arbeiten zur Veröffentlichung gelangt ist, die für die bisherigen diesbezüglichen Ausführungen, wie sie unter „Fossile Verwitterungsdecken“ in Band IV des Handbuches niedergelegt worden sind, eine wertvolle Ergänzung darstellen und daher am Schluß des 1. Hauptteils des vorliegenden Ergänzungsbandes noch ihre Wiedergabe finden sollen.

Welche Bedeutung diesem Teil unserer Wissenschaft zugeschrieben wird, geht schon daraus hervor, daß von J. S. JOFFE<sup>4</sup> vorgeschlagen wird, einen besonderen Zweig der wissenschaftlichen Bodenkunde, „nämlich den der Wissenschaft der dauernd bedeckten bzw. untergegangenen Böden“ in Gestalt der „Paläopedologie“ oder „Paläodaphologie“ auszubilden. Die „Vorzeitlichen Verwitterungsgesteine“, worunter die fossilen Böden bzw. Verwitterungsdecken zu verstehen sind, werden zusammenfassend von H. HARRASSOWITZ<sup>5</sup> kurz umrandet und behandelt. Eine chemische Untersuchung des als sekundäre Ausfüllungsmasse in Spalten und

<sup>1</sup> PRESCOTT, I. A.: Bodenkartierung in Australien. *Emp. J. exper. Agricult.* **1**, 333 (1933).

<sup>2</sup> MARSHALL, T. I., u. P. D. HOOPER: Kartographie der Böden Südaustraliens. *Counc. Sci. indust. Res. Bull.* **86** (1935).

<sup>3</sup> NIKLAS, H., u. A. HOCK: Bodenuntersuchung und Bodenkartierung. *Fortschr. Landw.* **8**, 55 (1933). — WOLFF, W., K. v. BÜLOW u. G. GÖRZ: Neue bodenkundliche Gesichtspunkte bei der Kartierungstätigkeit der Preußischen Geologischen Landesanstalt. *Jb. preuß. geol. Landesanst.* 1933 **54**, 261 (1934). — WOLFF, W.: Grundsätzliches über Bodenkartierung. *Z. Pflanzenernährg A* **31**, 1 (1933). — HELBIG, M., u. M. LOREY: Über Bodenkartierung. *Allg. Forst- u. Jagdztg* **107**, 337 (1931). — SSOKOLOV, S.: Über das System der Beziehungen auf Bodenkarten. *Pedology* **26**, 109 (1931). — TILL, A.: Die bodenkundliche Bonitierung im Zuge der Bodenkartierung. *Fortschr. Landw.* **8**, 344 (1933) — Eine neue Form der landwirtschaftlichen Bodenkarten. *Ernährg Pflanze* **28**, 281 (1932) — Eine „sprechende“ Bodenkarte. *Z. Pflanzenernährg A* **27**, 402 (1933) — Wie kommt die sprechende Bodenkarte zustande? *Ebenda* **28**, 241 (1933) — Wie kann die „sprechende“ Bodenkarte für eine Bodenbonitierung ausgewertet werden? *Ebenda* **30**, 319 (1933). — ELLIS, I. H.: Eine Feldeinteilung von Böden für die Benutzung bei der Bodenkartierung. *Sci. Agricult.* **12**, 238 (1932). — HARTMANN, F. K.: Über die Beschaffenheit und kartographische Niederlegung standörtlicher und bestandesgeschichtlicher Unterlagen für die forstliche Betriebsführung und ihre praktische Auswertung. *Forstwirtsch. u. Forstwiss.* **1937**, 598. — NIGGLI, P., F. DE QUERVAIN u. R. U. WINTERHALTER: Geotechnische Karte der Schweiz 1: 200 000. Bern. — HIRSCH, L.: Bodenkundliche und geologische Aufnahmen in der Rhön. *Z. dtsh. geol. Ges.* **90**, 514 (1938).

<sup>4</sup> JOFFE, J. S.: Über Bodenprofilstudien. *I. Soil Sci.* **28**, 39 (1929).

<sup>5</sup> HARRASSOWITZ, H.: Vorzeitliche Verwitterungsgesteine. *Forsch. u. Fortschr.* **7**, 339 (1931).

Adern des Muschelkalkes an der Plesse unweit Göttingens und des Zechsteindolomits bei Sooden a. d. Werra vorhandenen, gelb und rot gefärbten Verwitterungsmaterials durch G. MAURMANN<sup>1</sup> ergab den durch eine Eisenoxyd- und Tonerdeanreicherung nachweisbaren Anfang einer Roterdebildung. Die auf Muschelkalkgesteinen unter humoser Bedeckung lagernden rötlich und rotbraun gefärbten Horizonte stellen sich als Illuvialhorizonte dieser Humuserden dar. Ihre Ähnlichkeit mit oberitalienischen Roterden sowie süd- und mitteldeutschen Krebtlehmen konnte durch Vergleich ihrer chemischen Zusammensetzung ermittelt werden. Die unter einer humosen Decke entstandenen, dementsprechend gefärbten Horizonte verdanken ihre Ausbildung dem Vorhandensein absorptiv gesättigter, der Humusschutzwirkung entzogener Bodenlösungen, während absorptiv ungesättigte Lösungen die Entstehung eines solchen Horizontes verhindern dürften. Diesen mehr oder weniger roterdeähnlichen Bildungen auf Kalkgesteinen, die als rezente Bildungen dieser Art, wenn auch nur in ihren Anfängen, angesehen werden können, schließt sich ein Vorkommen<sup>2</sup> in Spalten und Nestern des Kalkgesteins des Hauptdolomites der Zechsteinformation gleichfalls bei Sooden an, das seiner Beschaffenheit nach als eine typische Roterdebildung, angesehen werden muß, die aber infolge der dort vorhandenen, eigenartigen geologischen und Bodenverhältnisse der Umgebung einen Zweifel aufkommen ließ, ob es sich in ihr wirklich um eine Roterde oder um ein eingelagertes Zechsteinlettenmaterial handle. Es konnte jedoch durch den Vergleich desselben mit den für ihre Verwechslung etwa in Frage kommenden, roten Zechsteinletten oder den dortselbst vorhandenen, rot gefärbten Bodenbildungen anderer Herkunft ihre Natur als eine Terra rossa-Bildung einwandfrei dargetan werden, wenngleich auch über ihr Alter, d. h. ob für sie eine rezente oder fossile Entstehungsweise anzunehmen sei, kein abschließendes Urteil abgegeben zu werden vermochte. Allerdings sprechen weitere, später durchgeführte Untersuchungen des Verfassers, die noch nicht zur Veröffentlichung gelangt sind, unzweifelhaft für ihre fossile Natur. Durch E. DITTLER und O. KÖHN<sup>3</sup> wird an Resten von Effusivströmen aus Andesit in den Triaskalken der östlichen Steiner-Alpen nachgewiesen, daß postvulkanische Prozesse den Andesit pyritisch propylitisiert und in eine Reihe von Übergängen (siallitische Zwischenprodukte, dann amorphe gelbe und rote Gesteinsbildungen) umgewandelt haben, die schließlich zu Alliten wurden, so daß die Herkunft des Bauxits aus den Andesiten erwiesen sein dürfte. Die Herausbildung der Bauxite selbst geschah sekundär durch klimatische Prozesse, welche die propylitisierten Andesite in zweiter Phase vollständig verwandelten. Obgleich die Autoren hinsichtlich der Roterdebildung auf dem Standpunkt der „Lösungstheorie“ stehen, nehmen sie dennoch bei der Allitisierung die Mitwirkung der Triaskalke in der Weise in Anspruch, daß die bei der Propylitisierung entstandenen tonerde- und eisenführenden Lösungen durch den Kalk „in situ“ zur Ausfällung gelangt seien. Das ständig lokale Auftreten der Bauxite in inniger Verknüpfung mit siallitischen Übergangsgebilden ist für sie ein Argument, daß eine Verbindung beider Hypothesen, Propylitisierung und darauf einsetzende allitische Verwitterung zur Alttertiärzeit, zur Erklärung des Zustandekommens genannter Bildung aus den Andesiten völlig ausreicht, obwohl, wie E. BLANCK und E. v. OLDERSHAUSEN<sup>4</sup>

<sup>1</sup> MAURMANN, G.: Über roterdeähnliche Böden auf Kalkgesteinen Mitteldeutschlands. Chem. Erde 6, 77 (1931).

<sup>2</sup> BLANCK, E., E. v. OLDERSHAUSEN u. G. MAURMANN: Über Roterdebildungen im und auf Zechsteinkalk im mittleren Deutschland. Chem. Erde 7, 620 (1932).

<sup>3</sup> DITTLER, E., u. O. KÖHN: Die Genesis der Sanntaler Bauxite (Jugoslawien). Ebenda 8, 462 (1933).

<sup>4</sup> BLANCK, E., u. E. v. OLDERSHAUSEN: Über die Verwitterung von Andesit auf Java. Chem. Erde 7, 426 (1932).



dargetan haben, auch der Andesit der rezenten lateritischen Zersetzung unterliegen kann. Ausgehend von der Auffassung, daß die Bohnerztonerden als „fossile Roterden“ der tropisch warmen Tertiärzeit anzusehen sind, nimmt E. A. EHMANN<sup>1</sup> für die Entstehung des Bohnerztones die Abfuhr des Kalkes aus dem kalkigen Muttergestein und eine weitere Verwitterung des unlöslichen Rückstandes an, obgleich er es auch für zweifellos hält, daß bereits bei der Bildung mancher Kalksteine „terra-rossa-artiges oder lateritisches Material mit hineingetragen wurde, das dann bei der Verwitterung im Rückstand blieb“. Seine mit den Kalkstein- und Bohnerzmaterialien durchgeführten Joduntersuchungen lassen nach ihm auf einen genetischen Zusammenhang zwischen Bohnerz und dem darüberliegenden Kalkgestein schließen, insofern sich herausgestellt hat, daß dem hohen Jodgehalt des Weißjurakalkes ein relativ hoher Jodgehalt seines Bohnerzes gegenübersteht, dagegen dem niederen Jodgehalt des Hauptmuschelkalks auch ein solcher seines Bohnerzes entspricht, so daß man das Jod „gewissermaßen als Leitelement der Bohnerzformation zu betrachten imstande“ sei. Da das Problem der rezenten Roterdebildung nicht von dem der sog. fossilen Roterde, wie solche in den Bohnerzlehmen vorliegt, getrennt werden kann, haben E. BLANCK und E. v. OLDERSHAUSEN<sup>2</sup> eine umfangreiche geologisch-bodenkundliche Profiluntersuchung der in ihrem Auftreten an eine Landoberfläche gebundenen Bohnerzlehme der Fränkischen Alb durchgeführt, der entnommen werden kann, daß die Spaltenausfüllungsmassen des Weißjurakalkes, da sie sich als Illuvialhorizontbildungen der sie überlagernden Böden zu erkennen geben, unter Umständen sehr wohl als geologisch recht junge, ja sogar rezente Bildungen aufzufassen sind oder doch wenigstens als rezente Verwitterungs- und Bodenbildungen erklärt werden können. Auch sprechen die Klimaverhältnisse des Verbreitungsgebietes zur jetzigen Zeit nicht gegen die Möglichkeit des Zustandekommens eines Roterdevorganges, der allerdings schon in früherer Zeit angebahnt wurde, jedoch heute noch fort dauert, wenn auch vielleicht nur noch im Abklingen begriffen ist. Die fossile Natur einer großen Zahl von Roterdebildungen des besagten Gebietes sowie anderer Verbreitungskreise soll und kann aber durch diese Erkenntnis nicht etwa in Frage gestellt werden. Wieweit hiermit aber noch andere Fragen der regionalen Verwitterung und Bodenbildung von weiterem Ausmaß in Verbindung stehen, soll späteren Untersuchungen vorbehalten bleiben. F. MACHATSCHKI<sup>3</sup> bringt sodann Analysen von rotgefärbten Höhlenlehmen bei, die in ihrer Zusammensetzung den Terra rossa-Bildungen gleichen, sich jedoch durch einen sehr hohen Gehalt an salzsäurelöslicher Kieselsäure und Tonerde auszeichnen. Im übrigen weisen sie einen verhältnismäßig sehr hohen Gehalt an Kali auf. Sie werden als Verwitterungsrückstand der Höhlenkalkgesteine erklärt. Nach F. E. KLINGNER<sup>4</sup> sind „die HARRASSOWITZschen Verwitterungsziffern K und B nicht brauchbar, wenn entschieden werden soll, ob ein Gestein siallitisch oder lateritisch verwittert ist. Die Lateritprofiltypen von HARRASSOWITZ erweisen sich bei der praktischen Anwendung als unzweckmäßig, da sie auf viel zu ungenauen Definitionen beruhen. Sie werden durch eine petrographisch-genetische Gliederung ersetzt, die den Gang der Ver-

<sup>1</sup> EHMANN, E. A.: Chemische Untersuchungen über die Entstehung württembergischer Bohnerze. Ebenda 6, 117 (1931).

<sup>2</sup> BLANCK, E., u. E. v. OLDERSHAUSEN: Über rezente und fossile Roterde- (Terra rossa-) Bildung, insbesondere im Gebiet der südlichen Frankenalb, des Altmühltalgebirges. Ebenda 10, 1 (1935).

<sup>3</sup> MACHATSCHKI, F.: Chemische Untersuchung der Devonkalke, Höhlenlehme und einiger Phosphaterden aus der Drachenhöhle bei Mixnitz (Steiermark). Cbl. Min. usw. A 1929, 225.

<sup>4</sup> KLINGNER, F. E.: Das jurassische Siallitprofil von Winetsham in Oberösterreich. N. Jb. Min. usw., Beil.-Bd. 67 B, 469 (1932); siehe dieses Handbuch 4, 246, 253, 255 (1930).

witterung und die Art der Verwitterungsgesteine deutlicher erkennen läßt“. Auch HARRASSOWITZ' Einwände gegen die Annahme des Vorhandenseines eines siallitischen Profils bei Winetsham konnten widerlegt werden. Es handelt sich hier um ein solches „an der Basis des transgredierenden Oberen Doggers“ und ist als eine typische Verwitterungszone siallitischer Art aufzufassen. „Es liegt also nicht der geringste Grund vor, eine lateritische Verwitterung auf den mitteleuropäischen Festlandsgebieten zur Jurazeit abzulehnen. Örtliche und regionale Klimaunterschiede mögen die Ursache sein, daß diese Verwitterung stellenweise nicht über die Siallitbildung hinausgeht. Das Winetshamer Siallitprofil ist nur ein Glied in der Kette der Beweise.“ Ebenso wendet sich der Verfasser gegen die von HARRASSOWITZ aufgestellte „Anchimetamorphose“, denn es gibt nach ihm keine solche Zone, die zwischen dem Gebiet der Diagenese und dem der Metamorphose liegt und in der „nach der üblichen Auffassung . . . keine Umwandlung“ eintritt. Als ihren Entstehungsbedingungen nach durchaus von dem sedimentären Ocker abweichende Bildungen sieht L. LEHNER<sup>1</sup> die durch absteigende Lösungen auf metasomatischem Wege hervorgegangenen Eisenerze der Frankenalb an, die auf dem jurassischen Untergrund in der Nähe der Oberfläche in Mulden, Taschen oder Kluftspalten unter eventueller Bedeckung von Sand und Lehm liegen. Ihre Verbreitung liegt im Gebiet der ursprünglich am stärksten aufbereiteten Kreide. „Da der Fe-Gehalt der Weißjurakalke und -dolomite nur zu Braun- und Rotfärbung, höchstens zur Entstehung geringer Brauneisenerze ausreicht, ist der größte Teil des Fe (Mn, Al) der nicht sedimentären Alberze auf ehemalige Kreidesedimente zurückzuführen. Bei optimalem Klima wurden im Tertiär die hangenden Kreideschichten enteisend und die humosen Fe-Lösungen in der Tiefe am Kontakt mit Juradolomiten und -alken ausgeflockt, was einem allmählichen Austausch des Ca und Mg gegen Fe (Mn, Al) gleichkam. Bei gleichmäßiger, reicher Zufuhr von Fe-Lösungen mochten einheitliche, stückige Erze unter Beibehaltung der ursprünglichen Gesteinsstruktur entstehen; wo viel mehr Karbonate gelöst, als Fe ersetzt wurde — wohl der häufigere Fall —, entstanden Erze mulmiger Beschaffenheit, gegen oben sandig als eisenschüssiger Sand mit Eisenschwarten“, wozu noch bemerkt wird, daß die heutige Erzbildung infolge des ungünstigeren Klimas und der nunmehr weithin vollendeten Abtragung der das Eisen führenden Kreide nur noch gering ist. Über die Abtragungs- und Verkarstungsverhältnisse der Schwäbischen Alb zur Tertiärzeit äußert sich A. ROLL<sup>2</sup>, ebenso wie auch H. KIDERLEIN<sup>3</sup>, welcher letzterer die Schwäbische Alb als einen Teil des mitteleuropäischen, kretazisch-alttertiären Festlandes anspricht. Von W. WAGNER<sup>4</sup> wird darauf hingewiesen, daß bei der intensiven, tertiären Verwitterung des Taunusquarzites eine starke Bleichung nebst Kaolinisierung erfolgte, wobei das Eisen gelöst wurde und nach Fortfuhr an sekundärer Stelle in Gestalt von Eisenkrusten vom Typus der Hunsrückerze oder auch von rotbraunem, erdigem Brauneisenstein zum Absatz gelangte. Insbesondere entstanden Brauneisenstein-Manganerz-Lager in Schloten, Taschen und auf Klüften vom Dolomit. Nach den Ausführungen von F. TRUSHEIM<sup>5</sup> haben sich in den obersten

<sup>1</sup> LEHNER, L.: Der Neukirchner Ocker, Studien über die fränkische albüberdeckende Kreide. Cbl. Min. uw. B 1933, 216.

<sup>2</sup> ROLL, A.: Versuch einer Paläomorphologie und tektonischen Entwicklungsgeschichte des Lauchertgebietes (Schwäbische Alb). Jb. preuß. geol. Landesanst. 1934 55, 384 (1935).

<sup>3</sup> KIDERLEIN, H.: Beiträge zur Stratigraphie und Paläogeographie des süddeutschen Tertiärs. N. Jb. Min usw. B, Beil.-Bd. 66, 215 (1934).

<sup>4</sup> WAGNER, W., u. FR. MICHELS: Erläuterungen zur geologischen Spezialkarte von Hessen, Blatt Bingen-Rüdesheim, S. 38. Darmstadt 1930.

<sup>5</sup> TRUSHEIM, F.: Zur Morphologie und Flußgeschichte des Mains im Tertiär und Diluvium. Z. dtsh. geol. Ges. 87, 603 (1935).

Lagen des mittleren Muschelkalks bei Karlstadt am Main ein sehr tiefgründiger, grünlichgelber Residualton und ferner Einlagerungen eines fetten, rötlichen Tones auf Spalten und Klüften durch fossile Verwitterung ausgebildet, die von einer unversehrten, hangenden, ziemlich mächtigen Diluvialdecke von Löß und Lößlehm überdeckt sind. Eine tieferdige Verwitterung und flächenhafte Kaolinisierung der prämiozänen Landoberfläche, die aber nicht mit Basalteruptionen in Verbindung stehen, werden von A. WURM<sup>1</sup> im Fichtelgebirge, Steinwald und Oberpfälzer Wald festgestellt. Die Verwitterung ist durch Entkieselung und starke Entbasung gekennzeichnet und führt stellenweise zu lateritischen Produkten. Wie von L. HIRSCH<sup>2</sup> dargelegt wird, hat eine „neuerliche paulopost-basaltische Wiederbelebung“ die Zerstörung der Basalte zwischen Rhön und Vogelsberg hervorgerufen. „Der Freilegung der basaltischen Intrusionen folgte eine Zeit größter Ruhe, die wohl dem Altplozän entspricht und zu lateritischer Verwitterung der inzwischen freigelegten Basalte führt. Im Gegensatz zum Vogelsberg, wo noch ausgedehnte Basalteisensteinlager erhalten sind, verfielen sie in der Rhön schon wieder bald der Abtragung . . . Die Lateritverwitterungsrinde scheint nun bald auf geringe Reste wieder abgetragen worden zu sein, so daß eine neue Landoberfläche zur Entwicklung kam. Sie unterlag der Kaolinisierung.“ Verwitterungsabsätze der präburdigalen Landoberflächen werden von ihm desgleichen an verschiedenen Punkten der Rhön hervorgehoben. W. KLÜPFEL<sup>3</sup> vermag zu zeigen, „daß die Kaolinisierung an Oberflächen ruhiger Gebiete“ nicht nur der mesozoischen Kaolinverwitterungsrinde zukommt, sondern „zu allen Zeiten des Tertiärs, d. h. vom Eozän bis zum Oberpliozän“ stattgefunden hat. Die den Buntsandstein auf dem ganzen rechten Flußufer zwischen Sandershausen und Kragendorf auszeichnenden, tiefgründigen Kaolinrinden besitzen nach F. SCHWARZ<sup>4</sup> ein alttertiäres Alter. Eine Unterscheidung der tertiären und oberkarbonischen Verwitterungsvorgänge im Gebiet des Harzes hält G. FISCHER<sup>5</sup> zwar für sehr schwierig, dennoch sind die spärlichen Restprodukte der tertiären Verwitterung hierorts in Gestalt von lockeren, kaolinreichen Bodengebilden mit Brauneisenschwarten so bezeichnend, daß doch nur tertiäres Alter für sie in Anspruch genommen werden kann. Er betrachtet daher „den oberkarbonischen Verwitterungszyklus als Erzeuger der Oxydationsmetasomatose bei Greifenhagen. Besonders gestützt wird diese Anschauung durch die Roteisenbildung. Denn die Roteisenbildung ist im Südhaz an die Basis der Oberkarbonschichten geknüpft (die früher als Rotliegendes betrachtet wurden) und ist eine Folge der damaligen Verwitterung an der alten Landoberfläche“. Die Roterden, des Iberger Kalkes<sup>6</sup> sollen gleichfalls Reste der Verwitterungsrinden einer sehr alten Landoberfläche des Harzes darstellen. Über die altpermische Landober-

<sup>1</sup> WURM, A.: Morphologisch-tektonische Untersuchungen im Fichtelgebirge und Oberpfälzer Wald. N. Jb. Min. usw. Beil.-Bd. **69** B, 257 (1933).

<sup>2</sup> HIRSCH, L.: Tertiärgeologische Untersuchungen in der Rhön, S. 86, 87 u. 116. Diss. Gießen 1937.

<sup>3</sup> KLÜPFEL, W.: Fortschritte und Probleme im westdeutschen Tertiär. Cbl. Min. usw. B **1932**, 439.

<sup>4</sup> SCHWARZ, F.: Stratigraphie der Tertiärrelikte des Kaufunger Waldes. Ebenda B **1932**, 91.

<sup>5</sup> FISCHER, G.: Weitere Untersuchungen über Gesteine der metamorphen Zone von Wippra. Jb. preuß. geol. Landesanst. **51**, 1, 104 (1930).

<sup>6</sup> HARRASSOWITZ, H.: Marines Oligozän am Harzrande. Cbl. Min. usw. B **1932**, 340. — HAGEMANN, G.: Der Vorgang der Spaltenfüllung auf den Oberharzer Blei-Zinkerz-Gängen usw. N. Jb. Min. usw., Beil.-Bd. **62** A, 423 (1931). — MEINECKE, F.: Zur Morphogenie des Harzes und seines südlichen Vorlandes. Festschr. 39. Hauptvers. Dtsch. Ver. Förd. math.-naturw. Unterricht Nordhausen **1937**, 39–43.

fläche des Sauerlandes werden eingehende Mitteilungen von W. PAECKELMANN<sup>1</sup> gemacht. Eine genauere Zergliederung der Verwitterungsprofilstufen des Neuroder Gabbros durch E. KIJAK<sup>2</sup> hat die Überlagerung einer höchstwahrscheinlich ariden voroberdevonischen Verwitterung durch eine humide, oberkarbonische dargetan, wobei aus der vorhandenen intensiven Rötung als Ausfluß weitgehender Oxydationsmöglichkeiten auf aride Verwitterung geschlossen bzw. an eine solche gedacht wird. Bei der präoberdevonischen Verwitterung fielen zuerst die dunklen Gemengteile der Zersetzung zum Opfer, bei der oberkarbonischen konnte nur eine gleichzeitige Umwandlung der Plagioklase, des Diallagns und des Olivins festgestellt werden. K. KEILHACK<sup>3</sup> teilt ein präoligozänes Verwitterungsprofil der vogtländisch-erzgebirgischen Fastebene im Untergrunde von Franzensbad mit. Dieses zeigt folgende Anordnung:

Alluvium	0,8 bis	9,8		
Untermiozän	„	52,25		
Paläozoikum	„	54,30	graugrüner Ton mit grobem Quarzsand	} Degradationszone
	„	54,90	dunkelgelber Ton	
	„	56,10	hellrot und gelb geflammtter Ton	
	„	58,20	leuchtend ziegelroter Ton	} Laterit
	„	59,80	weißer, feinschuppiger Kaolin	} Bleichzone
	„	70,00	verwitterter, aber auch stückig zusammenhängender Glimmerschiefer	} Fleckenzzone
	„	73,60	grauer und gelber Ton	} Zersetzzone
	„	75,00	gelblichgrauer Ton und stark zermürbter, aber noch leidlich frischer Glimmerschiefer	
	„	80,70	hellgrauer, feinsandiger, kaolinischer Ton und fester Glimmerschiefer	
	„	85,60	quarzitischer Glimmerschiefer	} schwach verwittertes Gestein
			Glimmerschiefer quarzitischer Glimmerschiefer	

Den Nachweis eines Schwarzerdehorizontes im Löß von Oberhollabrunn bringt H. WIESENER<sup>4</sup>, und zwar kamen im niederösterreichischen Löß sowohl fossile Verwitterungszonen als auch diagenetische Einschaltungen vor. W. WETZEL<sup>5</sup> macht schließlich auf einen in einer Sandgrube von Sprengre nördlich von Kiel gefundenen Quarzfindling ungewöhnlicher Art aufmerksam, der sich nach näherer Untersuchung als Stück eines fossilisierten Waldbodens der Tertiärzeit (Postoligozänzeit) ergab. Der Genannte führt hierüber aus: „Hier aber liegt ein ursprünglich wohl fluviatiles Sediment mit örtlich durch Verwitterung verringertem Schwermineraliengehalt vor. Die Verwitterung muß sogar so intensiv gewesen sein, daß nicht nur der Orthoklas, sondern auch Plagioklas gänzlich zum Verschwinden gebracht worden sind, obwohl die übrige Mineralvergesellschaftung auf ein komplexes nordisches Kristallgebiet reichlicher Feldspatführung hindeutet. Auch das Fehlen des Biotits und des Epidots darf wohl auf Kosten der örtlichen Verwitterung gesetzt werden.“

<sup>1</sup> PAECKELMANN, W.: Die Rumpffläche des nordöstlichen Sauerlandes. Jb. preuß. geol. Landesanst. 1931 **52**, 472 (1932) — Die Bedeutung der altermischen Rumpffläche für die Morphologie des Sauerlandes. Cbl. Min. usw. B **1937**, 80.

<sup>2</sup> KIJAK, E.: Die Karbonverwitterung des Gabbros von Neurode (Schlesien). Chem. Erde **8**, 58 (1933).

<sup>3</sup> KEILHACK, K.: Lateritische Verwitterungsbildungen auf der präoligozänen vogtländisch-erzgebirgischen Fastebene im Untergrunde von Franzensbad in Böhmen. Z. dtsh. geol. Ges. **82**, 373 (1930).

<sup>4</sup> WIESENER, H.: Zur Frage der fossilen Verwitterungshorizonte im Löß Niederösterreichs. Cbl. Min. usw. B **1933**, 199 (209).

<sup>5</sup> WETZEL, W.: Ein fossilisierter Waldboden der Tertiärzeit. Z. Geschiebeforsch. **11**, 100 (1935).

Zweiter Teil.

## Spezielle Bodenlehre.

(Die Beschaffenheit des Bodens.)

### 1. Physikalische Beschaffenheit des Bodens.

#### Das Verhalten des Wassers im Boden.

Von F. ALTEN und B. KURMIES-Berlin.

Mit 56 Abbildungen.

Die Begriffsbestimmungen der verschiedenen Formen des Bodenwassers und die Grundgesetze ihres physikalischen Verhaltens sind von F. ZUNKER<sup>1</sup> ausführlich behandelt worden. Alle Erscheinungen der Wasserführung ordnen sich den beiden Erscheinungsgruppen: der Hygroskopizität, allgemeiner ausgedrückt der Hydratation, und der Kapillarität ein. Nach dem Gesichtspunkt der physikalischen Eigenschaften ist das Verhalten des Wassers eingeteilt in a) das statische Verhalten des Wassers im Boden, b) das dynamische Verhalten des Wassers im Boden.

#### Das statische Verhalten des Bodenwassers.

##### a) Hydratations- und hygroskopisches Wasser.

##### *Ursachen der Hydratation und Bestimmung derselben.*

Unter Hydratation soll ganz allgemein die Wasseraufnahme (auch mit Wasseradsorption bezeichnet) des Mineralbodens verstanden werden, deren Größe sich aus den physikalisch-chemischen Eigenschaften desselben unter gegebenen Voraussetzungen bestimmen läßt. Dieses durch Anlagerung aufgenommene Wasser wird in der Bodenkunde auch Schwarmwasser genannt.

Die von F. ZUNKER gegebene Definition der Hygroskopizität ist nach den neueren Forschungsergebnissen nicht eindeutig. Die bei der Hygroskopizitätsbestimmung über 10proz. Schwefelsäure auftretende Kapillarkondensation<sup>2</sup>, sowie das Wasser, das durch die hygroskopischen Salze des Bodens aus feuchter Luft aufgenommen wird, und das Hydratationswasser der austauschbaren Kationen zeigen, daß die Hygroskopizität ein undefinierter Sammelbegriff ist. Aufbauend

<sup>1</sup> ZUNKER, F.: Dieses Handbuch 6, 66 (1930).

<sup>2</sup> SCHUCHOWITZKI, A. A.: Adsorption und Kapillarkondensation. Kolloid-Z. 66, 139 (1934). Bei der Adsorption von Dämpfen durch poröse Körper lagern sich zwei Effekte übereinander. Einerseits ist es die Wirkung des Adsorptionspotentials des Adsorbenden, die durch die Theorie von M. POLANYI [Verh. dtsh. physik. Ges. 55, 18 (1916)], andererseits die Erniedrigung des Dampfdruckes des Adsorbats in den Kapillaren des Adsorbenden, welche von der Theorie der Kapillarkondensation beschrieben wird [R. ZSIGMONDY, u. J. S. ANDERSON: Z. physik. Chem. 88, 191 (1914)].

auf den Begriff der Kapillarkondensation untersuchte H. KURON<sup>1</sup> die Wasseraufnahme von Böden bei verschiedenem Dampfdruck. Der Verlauf der Wasseraufnahme als Funktion des Dampfdruckes wird durch eine S-förmige Kurve beschrieben (Abb. 1).

Die bei der Aufnahme der Kurven beim Vorgang der Wasseraufnahme und -abgabe vielfach festgestellte Hysterisis wird auf die Adsorptionsbehinderung bei Gegenwart von Luft zurückgeführt<sup>2</sup>. Mit „Hysterisis“ bezeichnet man eine Erscheinung, die bei der Adsorption von Dämpfen an festen Stoffen bei Gegenwart von Gasen auftritt. Nimmt man die Wassergehalts-Dampfdruck-Kurve eines feuchten Stoffes „von oben her“ auf, d. h. läßt man den Gleichgewichtsdruck stetig sinken, so deckt sich die so erhaltene Kurve nicht mit der, die man bei dem entgegengesetzten Vorgang erhält, wenn man durch Steigerung des Gleichgewichtsdruckes einen vollkommen trockenen Stoff Wasserdampf adsorbieren läßt. Die erste Kurve liegt stets oberhalb der zweiten. Die Wasseraufnahme bis zum Wendepunkt der Kurve soll nach H. KURON auf Adsorption beruhen, da für diesen Teil der Kurve die FREUNDLICHsche Gleichung für die Adsorptionsisotherme gilt. Dem Wendepunkt der S-Kurve, der bei dem Dampfdruck von ungefähr 0,4 liegt, das ist der Dampfdruck einer 50proz. Schwefelsäure, mißt derselbe besondere Bedeutung bei, da er bei verschiedenen Stoffen bei demselben Dampfdruck liegt. Den Wassergehalt beim Wendepunkt macht er<sup>3</sup> zur Grundlage für eine Methode zur Bestimmung der Hygroskopizität.

Die MITSCHERLICHschen Hygroskopizitätswerte sollen mit großen Fehlern behaftet sein können, da die Hygroskopizität nach MITSCHERLICH auf dem steil ansteigenden Teil der Kurve liegt, wo kleinen Dampfdruckänderungen sehr große Änderungen der Wasseraufnahme des Bodens entsprechen. W. OTTO<sup>4</sup> konnte den S-förmigen Verlauf der Kurve bei der Wasseraufnahme des Bodens in Abhängigkeit vom Dampfdruck bestätigen, fand aber kein absolutes Feststehen des Wendepunktes bei verschiedenen Böden. Da der Wendepunkt physikalisch nicht eindeutig definiert werden kann, liegt kein Grund vor, die Hygroskopizitätsbestimmung nach MITSCHERLICH durch eine andere Methode zu ersetzen. Benetzungswärmemessungen zeigten, daß die Benetzungswärme des Bodens erst

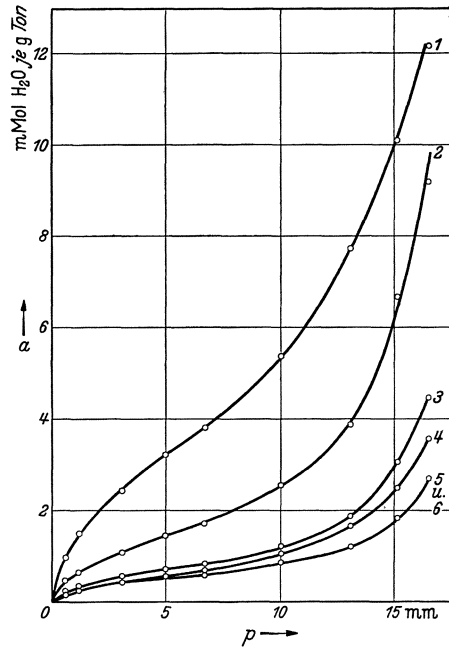


Abb. 1. Verlauf der Wasseraufnahme verschiedener Böden in Abhängigkeit vom Dampfdruck ( $p$  = Dampfdruck in mm,  $a$  = Millimol  $H_2O/g$  Boden). (Nach H. KURON.)

<sup>1</sup> KURON, H.: Versuche zur Feststellung der Gesamtoberfläche an Erdböden, Tonen und verwandten Stoffen. Z. Pflanzenernähr A **13**, 179 (1930).

<sup>2</sup> KURON, H.: Versuche zur Feststellung der Gesamtoberfläche an Erdböden, Tonen und verwandten Stoffen. V. Einige Bemerkungen zur Hysterisis der Wasseradsorption. Z. Pflanzenernähr A **25**, 179 (1932).

<sup>3</sup> Vgl. O. LEMMERMANN: Methoden für die Untersuchung des Bodens. II. Teil. 3. Beih. z. Z. Pflanzenernähr, S. 29. Berlin 1934.

<sup>4</sup> OTTO, W.: Vergleichende Untersuchungen über die Hygroskopizitätsbestimmungen nach E. A. MITSCHERLICH und H. KURON. Diss. Königsberg 1937.

dann praktisch gleich Null wird, wenn der Boden die Wassermenge enthält, die er im Gleichgewicht über 10proz. Schwefelsäure aufnehmen kann. Eine starke Beeinflussung der Hygroskopizitätswerte nach MITSCHERLICH durch Kapillarkondensation über 10proz. Schwefelsäure konnte nicht festgestellt werden. Hierauf wird weiter unten zurückzukommen sein. Erwähnt sei noch, daß die Wasseraufnahme bei Quarmehlen nach den Ergebnissen von H. KURON sehr klein und eine Prüfung auf die Gültigkeit der Adsorptionsgleichung nicht möglich ist.

W. U. BEHRENS<sup>1</sup> legte der Darstellung der Zusammenhänge bei der Wasseraufnahme des Bodens die Theorie von W. A. PATRICK und F. V. GRIMM<sup>2</sup> zugrunde, nach der die Stärke der Adsorption mit der Grenzflächenspannung zwischen dem festen Stoff und der Flüssigkeit zusammenhängt. Die Grenzflächenspannungstheorie widerspricht nach BEHRENS auch nicht den Ansichten der Bodenkundler, die die Ursache der Wasseradsorption in dem Vorhandensein der Schwarmionen sehen. Zur Beschreibung des gesamten Kurvenverlaufs der Wasseraufnahme des Bodens in Abhängigkeit vom Dampfdruck stellte BEHRENS empirisch eine „Universalformel“ auf, die für möglichst viele Böden gelten und der Verschiedenheit der Böden insofern Rechnung tragen soll, als sie einen für jeden Boden charakteristischen Faktor, die Wasseraufnahme  $w_H$  aus dem Dampfraum über 10proz. Schwefelsäure, enthält:

$$W = w_H \cdot h \cdot (e^{20(h-1)} + 2,5 e^{-7h} + 0,86). \quad (1)$$

$W$  bedeutet Wasseraufnahme bei einem relativen Dampfdruck  $h$ ,  $w_H$  = Hygroskopizität.

Die Wasseradsorption hat nur bedingt etwas mit der Oberflächenentwicklung des Bodens zu tun und ist nur bei den nicht quellenden Stoffen, wie Quarz, von der Oberfläche und damit von der Korngröße abhängig. Der wichtigste Faktor, der die Größe der Wasseradsorption und damit alle Erscheinungen der Wasserführung im Boden beeinflußt, sind die zur Hydratation befähigten, austauschbar gebundenen Kationen. Beim austauschfähigen Boden muß die apolare Wasseradsorption der Oberfläche der Bodenteilchen weit hinter die Hydratation der Schwarmionen zurücktreten; wie groß die Wasseranlagerung ist, hängt dann nicht mehr von der Oberflächenentwicklung der Teilchen, sondern von dem individuellen Hydratationsbestreben der austauschfähigen Kationen ab<sup>3</sup>. „Apolare sorbierende Stoffe, wie Kohle usw., denen die Schwarmionen fehlen, müssen in ihren Werten der Benetzungswärme, Hygroskopizität usw., abgesehen von Verfälschung der Werte durch Kapillarwirkung, Proportionalität zu ihrer Oberflächenentwicklung aufweisen, weil diese insofern ausschlaggebend die Höhe dieser Werte beeinflusst, als sie ein Proportionalwert der Zahl der wirksamen Restvalenzen usw. ist. Polar sorbierende Stoffe, wie Boden usw., bei welchen diese Restvalenzen usw. bereits durch die Schwarmionen kompensiert sind, können eine eigentliche ‚Oberflächenwirkung‘ wie die apolaren Sorbentien gar nicht mehr zeigen, weil freie Kräfte an der Oberfläche überhaupt nicht mehr verfügbar sind. Hier treten aber dafür die individuellen Kraftfelder der Schwarmionen, Salzmoleküle usw. (also als Resultat osmotischer Druck), in Tätigkeit, die aber mit der Oberflächenentwicklung des Sorbens nur noch indirekt etwas zu tun haben, so daß hier Schlüsse aus Wasseradsorption, Benetzungswärme usw., auf die Oberfläche nicht zulässig sind“<sup>4</sup>. Diese den Kern der Sache treffenden Er-

<sup>1</sup> BEHRENS, W. U.: Beziehungen zwischen der Oberfläche, der Hygroskopizität und der Benetzungswärme des Bodens. Z. Pflanzenernährg A 40, 257 (1935).

<sup>2</sup> PATRICK, W. A., u. F. V. GRIMM: J. amer. chem. Soc. 43, 2144 (1921).

<sup>3</sup> VAGELER, P.: Der Kationen- und Wasserhaushalt des Mineralbodens. Berlin 1932.

<sup>4</sup> VAGELER, P., u. F. ALTEN: Böden des Nil und Gash. II. Z. Pflanzenernährg A 21, 336 (1931).

klärungen stehen mit den Ergebnissen der diesen Gegenstand betreffenden Arbeiten der letzten Jahre in vollem Einklang. Die Widersprüche, die sich zwischen vielen Untersuchungsergebnissen zeigen, beruhen auf der Vernachlässigung des prinzipiellen Unterschiedes im Grundverhalten polar und apolar sorbierender Stoffe.

Die haltende Kraft für das Wasser liefern die elektrostatischen und magnetischen Felder der Oberflächenmoleküle und der austauschfähigen Ionen. Die Kraftfelder der Oberflächenmoleküle werden durch die Anziehung der Schwarmionen aufgehoben, da die Anziehungskräfte zwischen diesen und den Oberflächenmolekülen der festen Bodenteilchen stärker sind als die gegenüber den Dipolen des Wassers auftretenden Anziehungskräfte.

Von P. VAGELER<sup>1</sup> wurde auf die unmittelbare Abhängigkeit der Hygroskopizität, und damit ganz allgemein der Hydratation von der Kationenbelegung des austauschfähigen Bodens hingewiesen und dieselbe in diesem Zusammenhang ausführlich behandelt<sup>2</sup>. Aus der Kationenbelegung, d. h. Art und Menge der austauschfähigen Kationen, läßt sich unter gegebenen Voraussetzungen die Wasseradsorption für eine Einheit Boden in Abhängigkeit vom osmotischen Druck bzw. relativen Dampfdruck berechnen, wobei der Fehler, wie er sich bei der Hygroskopizitätsbestimmung nach MITSCHERLICH durch Kapillarkondensation bei zunehmender Feinheit des Bodens bemerkbar machen kann, ausgeschaltet wird. Das hygroskopische Wasser nach MITSCHERLICH bei polar sorbierenden Substanzen, wie austauschfähigen Böden, besteht zum größten Teil aus dem Hydratationswasser der Schwarmionen. Da die Hydratationsenergie der Ionen stark schwankt, muß sich mit dem Wechsel der Kationenbelegung die Wasseranlagerung, und zwar nicht nur mengenmäßig, ändern, denn auch die Abhängigkeit der Wasseradsorption vom osmotischen Druck bzw. Dampfdruck muß eine andere sein. Die eigentliche Oberflächenwirkung der festen Teilchen, abgesehen von der Hydratisierung löslicher Salze im Boden, spielt nur eine untergeordnete Rolle. Nach Werten bei H. KURON<sup>3</sup> beträgt die Wasseraufnahme von Quarzmehlen, deren Korngrößenverhältnisse leider nicht angegeben sind, im Höchsthalle rund 0,25 %; diese Wassermenge setzt sich aus der Aufnahme durch Adsorption und Kapillarkondensation zusammen. Ein ganz anderes Verhalten des Verlaufs der Wasseradsorption zeigen die Zeolithe, z. B. der Chabasit<sup>3</sup>. Doch kann das hier außer Betracht gelassen werden, da derartige Stoffe im natürlichen Boden kaum vorkommen.

Der erste Versuch, die Hygroskopizität im Sinne MITSCHERLICHs aus der Hydratation der austauschfähigen Kationen zu bestimmen, wurde von P. VAGELER und F. ALTEN<sup>4</sup> durchgeführt. Dampfdruck und osmotischer Druck einer Lösung sind untrennbar miteinander verknüpft. Da jedem Dampfdruck ein bestimmter osmotischer Druck entspricht, haben Lösungen gleichen Dampfdruckes auch gleichen osmotischen Druck. VAN 'T HOFF<sup>5</sup> hat den Zusammenhang des osmotischen Druckes mit dem Dampfdruck einer Lösung und des Lösungsmittels untersucht. Der osmotische Druck einer Lösung läßt sich aus der Dichte des reinen Lösungsmittels, dem Molekulargewicht des reinen Lösungsmittels, dem Dampfdruck des reinen Lösungsmittels und dem Dampfdruck der Lösung

<sup>1</sup> VAGELER, P., u. F. ALTEN: Böden des Nil und Gash. II. Z. Pflanzenernährg A 21, 323 (1934).

<sup>2</sup> VAGELER, P.: Der Kationen- und Wasserhaushalt des Mineralbodens. Berlin 1932.

<sup>3</sup> KURON, H.: a. a. O. S. 197.

<sup>4</sup> VAGELER, P., u. F. ALTEN: Böden des Nil und Gash. II–IV. Z. Pflanzenernährg A 21, 323; 22, 21, 191 (1934).

<sup>5</sup> Vgl. J. EGGERT: Lehrbuch der physikalischen Chemie, 4. Aufl., S. 308. Leipzig 1937.



bei derselben Temperatur berechnen. In Übereinstimmung mit den experimentellen Erfahrungen ist der osmotische Druck  $\pi$  einer Lösung:

$$\pi = \frac{1000 \cdot d \cdot R \cdot T}{M} \cdot \ln \frac{p_o}{p} \text{ at} \quad (2)$$

oder

$$\pi = \frac{d \cdot 82,03 \cdot T}{M} \cdot 2,303 \cdot \lg \frac{p_o}{p} \text{ at.} \quad (2a)$$

$d$  = Dichte des reinen Lösungsmittels, für Wasser = 1,  
 $M$  = Molekulargewicht des reinen Lösungsmittels im Dampfungszustand, für Wasser = 18,  
 $p_o$  = Dampfdruck des reinen Lösungsmittels bei der absoluten Temperatur  $T$ ,  
 $p$  = Dampfdruck der Lösung bei der gleichen Temperatur,  
 $R$  = Gaskonstante.

Der Faktor 2,303 ist der Umrechnungsfaktor vom natürlichen Logarithmus in den BRIGGSchen Logarithmus.

Für Wasser als Lösungsmittel ist dann

$$\pi = \frac{d \cdot 82,03 \cdot T}{18} \cdot 2,303 \cdot \lg \frac{p_o}{p} = 10,5 \cdot d \cdot T \cdot \lg \frac{p_o}{p} \quad (2b)$$

und der Dampfdruck  $p$  der Lösung, wenn man denselben in Prozenten des Dampfdruckes des reinen Lösungsmittels Wasser  $p_o = 100$  ausdrückt:

$$\lg p = \lg 100 - \frac{\pi}{10,5 \cdot d \cdot T}, \quad \lg p = 2 - \frac{\pi}{10,5 \cdot d \cdot T}. \quad (2c)$$

P. VAGELER und F. ALTEN setzten nun die Grundannahme voraus, daß man die Verhältnisse beim osmotischen Druck wässriger Lösungen auf das Schwarmwasser mit seinem Ioneninhalt übertragen darf, daß also der osmotische Druck  $\pi$  des Schwarmwassers gleich dem Produkt von Korpuskularnormalität und Normal-

Tabelle 1.  
 Hygroskopizitätswerte nach MITSCHERLICH und  
 nach Gleichung (3) berechnete Werte.

Boden Nr.	Hy % berechnet	Hy % gefunden	Differenz	
			+	-
K 55	10,06	10,83	0,77	
K 56	8,22	8,26	0,04	
K 57	8,30	8,39	0,09	
K 58	3,50	3,24		0,26
K 59	4,87	4,90	0,03	
K 60	8,93	8,70		0,23
K 61	4,91	4,33		0,58
K 62	10,39	10,56	0,17	
Summe der Abweichungen:			+ 1,10	- 1,07

druck, d. i. der osmotische Druck einer molaren Lösung (22,4 at), ist:  $\pi = n_{eo} \cdot 22,4$ . Unter Korpuskularnormalität ist die Menge der osmotisch wirksamen Korpuskeln je Kubikzentimeter zu verstehen (in einer Lösung sind es die Moleküle und Ionen, im Schwarmwasser die austauschfähigen Kationen). Wenn der osmotische Druck bekannt ist, ist

$$n_{eo} = \frac{\pi}{22,4}.$$

Da die zweiwertigen Ionen hinsichtlich des osmotischen Druckes und des Dampfdruckes des Schwarmwassers nur als ganze Atome in Rechnung zu stellen sind, ergibt sich für die Hygroskopizität über 10proz. Schwefelsäure, deren relativer Dampfdruck nach neueren Messungen<sup>1</sup> in gewisser Abänderung bei 25° C 96,0 bis 96,1 % und deren osmotischer Druck 50,5—50,7 at beträgt, folgende Gleichung:

$$Hy = \frac{T - \left( \frac{Ca + Mg}{2} \right)}{2,25} = 0,444 \cdot [T - 0,5 (Ca + Mg)]. \quad (3)$$

$Hy$  = g bzw. cm<sup>3</sup> adsorbiertes Wasser pro 100 g Boden,

$T$  = Summe der austauschfähigen Kationen (S + H) pro 100 g Boden,

Ca und Mg = mval austauschfähiges Kalzium und Magnesium pro 100 g Boden,

2,25 = Korpuskularnormalität der 10proz. Schwefelsäure, das ist der Quotient aus osmotischem Druck und Normaldruck:  $\frac{50,6}{22,41}$ .

<sup>1</sup> LANDOLT-BÖRNSTEIN: Physikalisch-chemische Tabellen Hw II, 1396 und Eg IIIc, 2523, Berlin 1923 u. 1936.

Für Böden, die keine nennenswerten Salz- und Humusmengen enthalten, und deren Komplexbelegung im wesentlichen aus Ca und Mg besteht, ergibt sich eine gute Übereinstimmung zwischen Beobachtung und Rechnung (Tab. 1), wobei darauf hingewiesen wird, daß die nach MITSCHERLICH bestimmten Hygroskopizitätswerte durch Kapillarkondensation beeinflusst sein können.

Von ST. KÜHN<sup>1</sup> und A. JANERT<sup>2</sup> wird darauf hingewiesen, daß die Gleichung (3) die Abhängigkeit der Wasseradsorption von einer qualitativen Änderung der Kationenbelegung nicht genügend genau ausdrückt. Nach der Formel müßte die Hygroskopizität die gleiche sein, ob der Boden nur mit einwertigen Kationen Na und K oder nur mit zweiwertigen Ca und Mg belegt ist, was aber der praktischen Erfahrung widerspricht. P. VAGELER und F. ALTEN hatten schon darauf aufmerksam gemacht, daß diese Gleichung nicht allgemein anwendbar sei. Auf einem ähnlichen Wege wie VAGELER und ALTEN versuchte ST. KÜHN<sup>3</sup> aus der Kationenbelegung die Hygroskopizität zu bestimmen, wobei die von H. REMY<sup>4</sup> für die Kationen in freier Lösung ermittelten Hydratationszahlen zugrunde gelegt wurden. Im Mittel der von REMY aus Überführungsversuchen bestimmten Werte ergibt sich für:

$$\begin{aligned} 1 \text{ mval Ca}^{++} &= 5,0 \text{ Millimol H}_2\text{O} = 0,090 \text{ g H}_2\text{O}, \\ 1 \text{ mval Mg}^{++} &= 6,6 \text{ Millimol H}_2\text{O} = 0,119 \text{ g H}_2\text{O}, \\ 1 \text{ mval K}^+ &= 4,0 \text{ Millimol H}_2\text{O} = 0,072 \text{ g H}_2\text{O}, \\ 1 \text{ mval Na}^+ &= 8,4 \text{ Millimol H}_2\text{O} = 0,151 \text{ g H}_2\text{O}. \end{aligned}$$

Die Hygroskopizität nach KÜHN ist dann:

$$Hy = 0,090 \cdot Ca + 0,119 \cdot Mg + 0,072 \cdot K + 0,151 \cdot Na. \quad (4)$$

Ca, Mg, K, Na in mval austauschfähige Kationen pro 100 g Boden.

Die Übereinstimmung zwischen den von KÜHN berechneten und gefundenen Werten ist gut, was W. U. BEHRENS<sup>5</sup> mit Recht als Zufall bezeichnet, da KÜHN unter Hygroskopizität nicht die über 10proz. Schwefelsäure aufgenommene Wassermenge, sondern den Wassergehalt des „völlig lufttrockenen“ Bodens versteht. Die Gleichung (3) von VAGELER und ALTEN läßt in ihrer Form die Folgerung zu, daß die Wasseradsorption umgekehrt proportional dem osmotischen Druck ist. In dieser Richtung durchgeführte Versuche ergaben erwartungsgemäß etwas anderes<sup>6</sup>. Aus der Wassermenge, die vom Boden aus dem Dampfraum über einer Lösung von bekanntem relativen Dampfdruck bzw. osmotischen Druck im Gleichgewicht aufgenommen wird, und aus der Menge der austauschfähigen Kationen läßt sich der osmotische Druck des Schwarmwassers berechnen. Allgemein ist der osmotische Druck  $\pi$  einer Lösung:  $\pi =$  Korpuskularnormalität  $\cdot$  Normaldruck bei  $t^\circ$ . Die Korpuskularnormalität  $n_{co}$  ist dann:

$$n_{co} = \frac{\pi}{\text{Normaldruck bei } t^\circ} \quad (5)$$

Der Normaldruck bei 20° C beträgt 24,0 at. Korpuskularnormalität bedeutet: osmotisch wirksame Korpuskeln in Millimol je cm<sup>3</sup> bzw. g Wasser. Die osmo-

<sup>1</sup> KÜHN, ST.: Über die Beziehung zwischen Hygroskopizität, adsorbierten Basen und einigen physikalischen Eigenschaften bei Böden. Z. Pflanzenernähr A **26**, 357 (1932).

<sup>2</sup> JANERT, H.: Kationenaustausch und Wasseradsorption von Böden. Z. Pflanzenernähr A **34**, 100 (1934).

<sup>3</sup> KÜHN, ST.: a. a. O. S. 360.

<sup>4</sup> REMY, H.: Die elektrolytische Wasserüberführung. Fortschr. Chemie **19**, 73 (1927/28).

<sup>5</sup> BEHRENS, W. U.: a. a. O. S. 272.

<sup>6</sup> VAGELER, P.: Der Kationen- und Wasserhaushalt des Mineralbodens, S. 92ff. Berlin 1932.

Tabelle 2. Gegenüberstellung von Vergleichsdruck und berechnetem osmotischen Druck des Schwarmwassers. (Nach VAGELER<sup>1</sup>.)

Boden Nr.	Vergleichslösungen											
	0,5 n-KNO <sub>3</sub> -Lösung = 21,3 at				1,0 n-KNO <sub>3</sub> -Lösung = 39,2 at				1,5 n-KNO <sub>3</sub> -Lösung = 57,6 at			
	Wasser- aufnahme je 100 g Boden	$n_{eo} =$ $\frac{\Sigma \text{Kationen}}{\text{g Wasser}}$	osmot. Druck der Ver- gleichs- lösung	Differenz	Wasser- aufnahme je 100 g Boden	$n_{eo} =$ $\frac{\Sigma \text{Kationen}}{\text{g Wasser}}$	osmot. Druck der Ver- gleichs- lösung	Differenz	Wasser- aufnahme je 100 g Boden	$n_{eo} =$ $\frac{\Sigma \text{Kationen}}{\text{g Wasser}}$	osmot. Druck der Ver- gleichs- lösung	Differenz
56	11,08	1,68	40,3	21,3	9,89	1,89	45,4	39,2	8,80	2,13	51,1	57,6
58	4,46	1,78	42,7	21,3	3,70	2,15	51,6	39,2	3,48	2,29	55,0	57,6
59	11,08	1,64	39,2	21,3	5,83	1,90	45,6	39,2	5,42	2,05	49,2	57,6
60	20,38	1,81	43,4	21,3	10,06	2,02	48,5	39,2	9,12	2,23	53,5	57,6
62	14,54	1,63	39,1	21,3	12,24	1,93	46,3	39,2	11,54	2,05	49,2	57,6
Mittel		1,71	40,9	21,3	19,6	1,98	47,5	39,2	8,3	2,15	51,6	57,6

tisch wirksamen Korpuskeln im Schwarmwasser sind die Summe der austauschfähigen Kationen in Millimol. Es ist dann  $n_{eo}$  des Schwarmwassers:

$$n_{eo} = \frac{\Sigma \text{Kationen}}{\text{g gebundenes Wasser}} \quad (5 a)$$

und die von 100 g Boden gebundene Wassermenge in g bzw. cm<sup>3</sup>:

$$W_J = \frac{\Sigma \text{Kationen} \cdot \text{Normaldruck bei } t^\circ}{\pi} \quad (5 b)$$

$W_J = \text{Schwarmwasser.}$

Diese Ableitungen gelten nur für den Idealfall, daß die austauschfähigen Kationen vollkommen frei beweglich sind. Dies sind sie in Wirklichkeit nicht völlig, sondern nur innerhalb des Schwarmwassers, da sie einen gewissen Abstand von der Oberfläche des Teilchens nicht überschreiten können.

P. VAGELER bestimmte die Wasseraufnahme verschiedener Böden aus dem Dampfraum über 0,5, 1,0 und 1,5 n KNO<sub>3</sub>-Lösungen, deren osmotischer Druck 21,3, 39,2 und 57,6 at beträgt und als Vergleichsdruck bezeichnet werden soll. Aus der Menge des gebundenen Wassers bei der Gleichgewichtseinstellung und der Summe der osmotisch wirksamen Korpuskeln (= Summe der austauschfähigen Kationen in Millimol) wurde der osmotische Druck des Schwarmwassers berechnet und den Vergleichsdrucken gegenübergestellt.

Die Wasseraufnahme der einzelnen Böden bei demselben Vergleichsdruck ist sehr verschieden, doch ist der daraus berechnete osmotische Druck des Schwarmwassers nahezu konstant. Zwischen den berechneten Druckwerten des Schwarmwassers und den Druckwerten der verschiedenen Vergleichslösungen ergeben sich jedoch Differenzen, und zwar sind bei sämtlichen Böden diese Differenzen bei den niedrigeren Drucken alle positiv, bei den höheren dagegen negativ. Daraus schloß VAGELER, daß eine Konzentration der Vergleichslösung existieren muß, bei der der berechnete osmotische Druck mit dem der Vergleichslösung zusammenfällt. Die Interpolation ergab aus dem Mittel der Tabellenwerte für diesen Punkt, von VAGELER als „singulärer Punkt“ bezeichnet, für den osmotischen Druck:

$$\pi = 49,9 \pm 0,8 \text{ at}$$

und

$$n_{eo} = 2,08 \pm 0,1.$$

<sup>1</sup> VAGELER, P.: a. a. O. Tab. S. 92.

Der für den singulären Punkt ermittelte  $\pi$ -Wert entspricht genau dem osmotischen Druck der 10proz. Schwefelsäure, über welcher der Boden die Menge Wasser als Hygroskopizität nach MITSCHERLICH aufnimmt, die zur Entbindung der totalen Benetzungswärme erforderlich ist. VAGELER deutet den singulären Punkt physikalisch dahin: „Das Auftreten des Endwertes der Benetzungswärme heißt, daß freie Energie des Systems nach Zusammenbringen mit der der Benetzungswärme entsprechenden Wassermenge wenigstens in für unsere Mittel meßbarem Maße nicht mehr zur Verfügung steht. Hat der Boden diese Wassermenge aufgenommen — bei der also der osmotische Druck des Schwarmwassers 50 at beträgt —, so ist ungefähr die größte Hydratation erreicht. Etwaige weitere Wasseranlagerung erfolgt wohl nur durch Assoziation der Dipole des Wassers.“ Die Wasseraufnahme beim singulären Punkt entspricht also der Hygroskopizität nach MITSCHERLICH und läßt sich unter Bezugnahme auf die Gleichung (5b) aus der Summe der austauschfähigen Kationen berechnen:

$$Hy = \frac{\sum \text{Kationen} \cdot 24,0}{49,9} = \infty 0,48 \cdot \sum \text{Kationen}. \quad (6)$$

Diese Gleichung (6) ist identisch mit der von VAGELER und ALTEN abgeleiteten Gleichung (3). Die „osmotische Valenz“ ist von der chemischen Wertigkeit unabhängig, da nur jedes Kation als ganzes Atom osmotisch wirksam ist; es ist deshalb:  $\sum \text{Kationen} = T - \frac{1}{2}$  zweiwertige Kationen —  $\frac{2}{3}$  dreiwertige Kationen. Daß das in Böden auftretende austauschbare Al bei der Berechnung der Hygroskopizität mit in Rechnung zu setzen wäre, ist klar, da F. ALTEN und B. KURMIES<sup>1</sup> beweisen konnten, daß das Al ionogen gebunden ist und damit auch hydratisiert sein muß.

Auf die Änderung der Druckverhältnisse im Schwarmwasser oberhalb und unterhalb des Hygroskopizitätswertes läßt sich aus der Formel von J. DUCLAUX<sup>2</sup> für die Ionenverteilung im Schwarm schließen. Bei der Dissoziation eines Kolloidteilchens in Kolloidanion und eine bestimmte Anzahl Kationen sind diese in ganz bestimmter Weise um das Kolloidanion verteilt. Die Dichtigkeit der Packung der Kationen mit fortschreitender Entfernung von der Oberfläche der Teilchen nimmt sehr schnell ab. Bei der Ableitung seiner Gleichung macht DUCLAUX die vereinfachende Voraussetzung, daß das Teilchen kugelförmig ist, und die Kräfte von ihm gleichmäßig nach allen Seiten in den Raum ausstrahlen, was für die Bodenteilchen sicher nicht zutrifft, aber für einen Vergleich in bezug auf die Wasseranlagerung Anhaltspunkte liefert. Die Gleichung für die Verteilung der Schwarmionen wurde folgendermaßen abgeleitet:

- $e$  = Elementarladung =  $4,8 \cdot 10^{-10}$  elektrostatische Einheiten,
- $P$  = Zahl der Schwarmionen,
- $p$  = Wertigkeit der Schwarmionen,
- $N$  = AVOGADROSCHESCHE Zahl =  $6,06 \cdot 10^{23}$ ,
- $K$  = Dielektrizitätskonstante, für Wasser = 80,
- $R$  = Gaskonstante,
- $T$  = absolute Temperatur,
- $R \cdot T$  =  $2,38 \cdot 10^{10}$  erg,
- $r$  = Abstand der betrachteten Schwarmionen vom Mittelpunkt des Teilchens,
- $c$  = Konzentration der Schwarmionen für eine Volumeinheit im Abstand  $r$ ,
- $A$  = von der Zahl der Schwarmionen pro Teilchen abhängige konstante Minimalkonzentrationen der Ionen im Abstand  $\infty$ .

<sup>1</sup> ALTEN, F., u. B. KURMIES: Die physikalisch-chemischen Gesetzmäßigkeiten beim Kationenumtausch im Mineralboden. Beih. z. Z. Ver. dtsh. Chemiker **1935**, H. 21, 1.

<sup>2</sup> DUCLAUX, J.: The osmotic pressure in colloidal solutions. Colloid Chem. **1**, 515. New York: J. Alexander 1926. Zitiert von P. VAGELER: Der Kationen- und Wasserhaushalt des Mineralbodens, S. 87, 88, 94, 95, 98, 99. Berlin 1932. — Siehe auch: WINTERKORN, H. F.: Studies on the surface behavior of bentonites and clays. Soil Sci. **41**, 25 (1936).

Tabelle 3.  
Ionenverteilung um ein Kolloidteilchen.

Entfernung von der Oberfläche des Teilchens	Ionenkonzentrationen		
	C <sub>1</sub> einwertige Ionen	C <sub>2</sub> zweiwertige Ionen	C <sub>3</sub> dreiwertige Ionen
0 mμ	63 A <sub>1</sub>	40 A <sub>2</sub>	25 A <sub>3</sub>
1 „	16 A <sub>1</sub>	2,5 A <sub>2</sub>	0,40 A <sub>3</sub>
2 „	8 A <sub>1</sub>	0,63 A <sub>2</sub>	0,05 A <sub>3</sub>
4 „	4 A <sub>1</sub>	0,32 A <sub>2</sub>	0,003 A <sub>3</sub>
8 „	2,3 A <sub>1</sub>	0,05 A <sub>2</sub>	0,001 A <sub>3</sub>
30 „	1,2 A <sub>1</sub>	0,02 A <sub>2</sub>	0,0002 A <sub>3</sub>

A<sub>1</sub>, A<sub>2</sub>, A<sub>3</sub> sind Konstanten.

Die Ionenkonzentration des Schwarmes in jedem Punkt wird dann:

$$c = A \cdot e^{\frac{Pp e^3 N}{KRT} \cdot \frac{1}{r}} \quad (7)$$

e' = Basis der natürlichen Logarithmen.

Durch Einsetzen der Zahlenwerte wird:

$$c = A \cdot 10^{\frac{3 Pp}{10^8 \cdot r}} \quad (7a)$$

Für Teilchen mit einem Radius von 2 mμ ergeben sich vorstehende Ionenkonzentrationen (Tab. 3). Sinngemäß auf das Schwarmwasser der Bodenteilchen mit seinem Ioneninhalt übertragen heißt das, daß die Dichtigkeit der Packung der Dipole des Wassers in unmittelbarer Nähe des Teilchens sehr groß, der osmotische Druck also sehr hoch ist. Die Gleichung deutet darauf hin, daß der osmotische Druck des Schwarmwassers mit dem Stärkerwerden der Schwarmwasserschicht nach einer Potentialfunktion abnimmt; je nach der Wertigkeit der Schwarmionen hat dieser Potenzexponent einen anderen Wert. In der Grenzschicht des Schwarmwassers ist der osmotische Druck bzw. Dampfdruck desselben gleich dem osmotischen Druck bzw. Dampfdruck der Lösung, über welcher sich der Boden befindet. Der praktische Versuch (Tab. 2) ergab, daß sich, wenn der Boden nur zweiwertige Kationen enthält, der Verlauf der Druckabnahme wie Druckzunahme im

Kation	Potenz als Gradient
Na, Li . . . .	1,5
K, NH <sub>4</sub> . . .	2
H . . . . .	2,5
Ca, Mg . . . .	3
Al, Fe . . . .	4

Schwarmwasser am besten mit der dritten Potenz beschreiben läßt<sup>1</sup>. Zieht man in Rechnung, daß die stark hydratisierten Ionen sich zum großen Teil in weiten Abständen von den Bodenteilchen befinden, also relativ gleichmäßig im Schwarmwasser verteilt sind, so scheinen nach P. VAGELER die nebenstehenden Näherungswerte den tatsächlichen Verhältnissen zu entsprechen.

Die allgemeine Gleichung der Wasseranlagerung der Schwarmionen W<sub>J</sub> bei dem Vergleichsdruck π bei gemischter Kationenbelegung ergibt sich damit zu:

$$\left. \begin{aligned} W_J = & 6,51 \cdot \sum (\text{Li, Na}) \cdot \pi^{-\frac{1}{1,5}} + 3,39 \cdot \sum (\text{K, NH}_4) \cdot \pi^{-\frac{1}{2}} \\ & + 1,77 \cdot \sum (\text{Mg/2, Ca/2}) \cdot \pi^{-\frac{1}{3}} + 1,27 \cdot \sum (\text{Al/3, Fe/3}) \cdot \pi^{-\frac{1}{4}} \\ & + 2,30 \cdot \text{H} \cdot \pi^{-\frac{1}{2,5}} \end{aligned} \right\} \quad (8)$$

Diese Gleichung hat VAGELER durch praktischen Versuch nicht nachgeprüft.

Das Hydratationswasser der Schwarmionen enthält wegen der Abstoßung gleicher Ionenladungen nur die zum Bodenteilchen gehörigen austauschfähigen Kationen und kann daher keine löslichen Salze aufnehmen. A. W. TROFIMOW<sup>2</sup> spricht hier von einer „salzfreien Wasserhaut“. Nach M. D. THOMAS<sup>3</sup> soll dagegen alles gebundene Wasser als Lösungsmittel wirken können, und nach

<sup>1</sup> VAGELER, P.: a. a. O. S. 95.

<sup>2</sup> TROFIMOW, A. W.: Zur Erkenntnis der gebundenen Fraktion der Bodenlösung. Die negative Adsorption von Elektrolyten durch den Boden. Russ. J. Landw.-Wissensch. 2, 613 (1925). Nach Ref. in Z. Pflanzenernährg A 9, 261 (1927).

<sup>3</sup> THOMAS, M. D.: Soil Sci. 25, 409, 485 (1928).

H. KURON<sup>1</sup> tritt oberhalb des relativen Dampfdruckes von 38% zunehmend locker gebundenes Wasser auf, das als Lösungsmittel wirken kann. Dieser Vorgang der Abstoßung der löslichen Salze wird vielfach als „negative Adsorption“ bezeichnet. Nach F. DEMIDENKO<sup>2</sup> ist der osmotische Druck der Bodenlösung eine Funktion der adsorbierenden Fähigkeit des Bodens, der Bodenfeuchtigkeit und der Salze.

P. SZIGETI<sup>3</sup> untersuchte die Wasseraufnahme von Tonen, die nur mit Alkali- bzw. Erdalkalitionen gesättigt waren. Bringt man einen bei 105–110°C getrockneten Ton in eine Salzlösung, so nimmt der Ton aus der Lösung Wasser auf, wodurch die ursprüngliche Lösung konzentrierter wird. Diese Konzentrationserhöhung, die durch die Abstoßung der Salzmoleküle aus der Schwarmwasserzone der austauschbaren Kationen bedingt ist, bezeichnet SZIGETI als „negative Adsorption“. Die negative Adsorption wird durch die Wassermenge gemessen, die der Lösung von 100 g Ton entzogen wird, und ist um so größer, je stärker das Hydratationsvermögen der austauschfähigen Kationen ist. Die vom Ton aus der Lösung aufgenommene Wassermenge ist weiter abhängig von der Konzentration, also von dem osmotischen Druck der Lösung; sie nimmt mit steigender Konzentration ab. Derselbe Vorgang ist auch in Rohrzucker- oder alkoholischer Lösung zu beobachten, doch spielt bei alkoholischen Lösungen der Umstand eine Rolle, daß hier nicht nur Wasser, sondern infolge des Dipolcharakters des Alkohols auch dieser von dem Ton adsorbiert wird und infolgedessen eine eindeutige Abhängigkeit der Wasseraufnahme aus Alkoholösungen verschiedener Konzentrationen nicht festgestellt werden kann. Eine quantitative Formulierung der Abhängigkeit der Wasseraufnahme des Tones aus Salzlösungen verschiedener Konzentration wurde von SZIGETI nicht gegeben. In unvereinbarem Widerspruch hierzu stehen die Anschauungen F. ZUNKERS<sup>4</sup> über die Wasseradsorption. ZUNKER berechnet für den mittleren Adsorptionsdruck in den adsorbierten Wasserhüllen der Bodenteilchen einen Druck von 26000 kg/cm<sup>2</sup>. Für die unter diesem Druck stehende adsorbierte Wasserhülle sollen sich ganz andere Konzentrationsverhältnisse ergeben als im spannungsfreien (frei beweglichen) Bodenwasser. Durch Druck wird die Konzentration solcher Substanzen, deren Lösung mit einer Volumenverkleinerung von Salz und Lösungsmittel verbunden ist, vergrößert. Bei einem Druck von 121 kg/cm<sup>2</sup> wird die Löslichkeit von Kochsalz um 1/2% erhöht; bei einer Druckerhöhung auf 26000 kg/cm<sup>2</sup> würde sich bei Annahme einer linearen Zunahme der Löslichkeit eine Steigerung derselben um rund 100% ergeben. Auf diese Weise sollen nach ZUNKER bei einer großen Oberflächenentwicklung des Bodens aus dem verdünnten Bodenwasser größere Mengen Pflanzennährstoffe in den Adsorptionswasserhüllen aufgespeichert werden können. Die prinzipielle Richtigkeit der Ableitungen VAGELERS wurde von F. ALTEN und B. KURMIES<sup>5</sup> bestätigt.

Diese Versuche wurden an einseitig mit Na bzw. K, Mg und Ca belegten Tonen durchgeführt. Bringt man, wie erwähnt, z. B. 100 g Na-Ton, der bei

<sup>1</sup> KURON, H.: Die Abgrenzung der Formen des vom Boden gebundenen Wassers durch dessen Einfluß auf die Umsetzung zwischen Boden und Salzen. *Z. Pflanzenernährg A* **45**, 352 (1936).

<sup>2</sup> DEMIDENKO, F.: Der Einfluß des osmotischen Druckes der Bodenlösung auf die Entwicklung und die Zusammensetzung der Pflanzen. *Russ. J. Landw.-Wissensch.* **3**, 300 (1926). Nach Ref. in *Z. Pflanzenernährg A* **9**, 260 (1927).

<sup>3</sup> SZIGETI, P.: Über sog. negative Adsorption und Dampfdruckisothermen an Permutiten und Tonen. *Kolloid-Beih.* **33**, 99 (1933).

<sup>4</sup> ZUNKER, F.: Oberflächendruck, Sorption und Benetzungswiderstand. *Z. Pflanzenernährg A* **39**, 145 (1935) — Oberflächenentwicklung des Bodens, Gravitation und Oberflächenkräfte. *Bautechn.* **1935**, H. 24, 1.

<sup>5</sup> ALTEN, F., u. B. KURMIES: a. a. O. S. 6.

105° C getrocknet wurde, in ein bestimmtes Volumen einer Na-Salzlösung (die Lösung muß stets so beschaffen sein, daß die Ionen der Lösung, Kationen sowie Anionen, gegenüber den austauschfähigen Kationen des Tones indifferent sind), so nimmt der Ton infolge der Hydratation der austauschfähigen Na-Ionen bis zur Gleichgewichtseinstellung Wassermoleküle aus der Salzlösung auf. Dadurch tritt eine Erhöhung der Salzkonzentration der freien Lösung ein. Aus der Erhöhung der Konzentration, die durch Bestimmung der Kationen wie auch der Anionen in der Lösung gemessen werden kann, wird die pro 100 g Na-Ton aufgenommene Wassermenge festgestellt. Diese Wassermenge ist abhängig von der Konzentration der freien Salzlösung nach der Gleichgewichtseinstellung und der

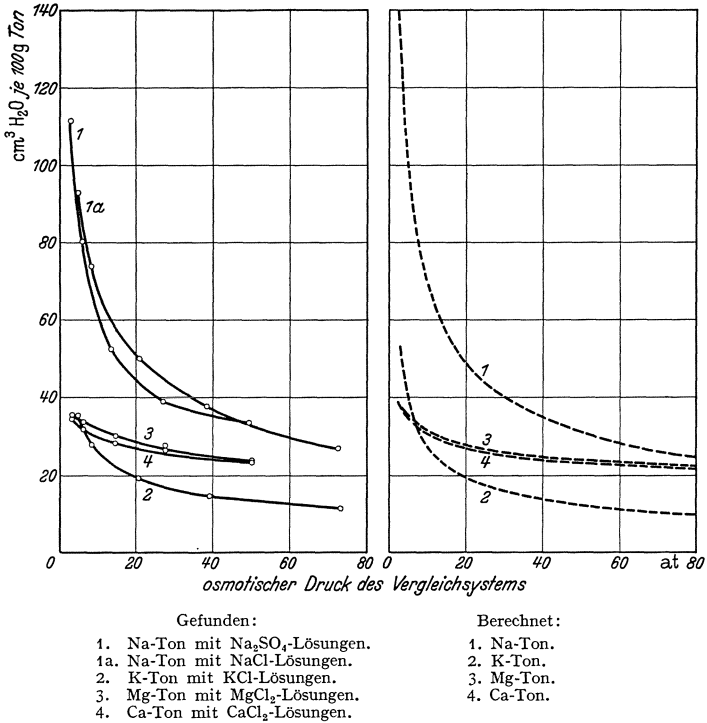


Abb. 2. Wasseraufnahme durch Hydratation von Tonen mit verschiedener Kationenbelegung in Abhängigkeit vom osmotischen Druck der Lösung (nach der Gleichgewichtseinstellung). (Nach F. ALTEN u. B. KURMIES.)

Art und Menge der austauschfähig gebundenen Kationen; sie nimmt mit steigender Konzentration der Lösung, also mit Steigerung des osmotischen Druckes nach einer Potentialfunktion ab (Abb. 2): Es handelt sich hier im Prinzip um denselben Vorgang wie bei der Bestimmung der Wasseraufnahme aus dem Dampfraum über Schwefelsäure verschiedener Konzentration, nur mit dem Unterschied, daß hier alle beeinflussenden Faktoren, wie Kapillarkondensation, Hysteresis usw., vollkommen ausgeschaltet werden. Für die Kationen Na, K, Mg und Ca in austauschfähiger Bindung ergab sich die Abhängigkeit der Wasseraufnahme vom osmotischen Druck:

$$W_J = 2,21 \cdot \text{Na} \cdot \pi^{-\frac{1}{2}}, \quad (9a)$$

$$W_J = 0,87 \cdot \text{K} \cdot \pi^{-\frac{1}{2}}, \quad (9b)$$

$$W_J = 0,46 \cdot \text{Mg} \cdot \pi^{-\frac{1}{2}}, \quad (9c)$$

$$W_J = 0,45 \cdot \text{Ca} \cdot \pi^{-\frac{1}{2}}. \quad (9d)$$

Bei Böden mit gemischter Kationenbelegung ist dann die Wasseranlagerung:

$$W_J = 2,21 \cdot \text{Na} \cdot \pi^{-\frac{1}{2}} + 0,87 \cdot \text{K} \cdot \pi^{-\frac{1}{2}} + 0,46 \cdot \text{Mg} \cdot \pi^{-\frac{1}{2}} + 0,45 \cdot \text{Ca} \cdot \pi^{-\frac{1}{2}} \quad (9)$$

$W_J$  = Wasseranlagerung pro 100 g Boden (bedingt durch die austauschfähigen Kationen) in g bzw. cm<sup>3</sup>,

Na, K, Mg, Ca = mval austauschfähiges Kation je 100 g Boden,

$\pi$  = osmotischer Druck des Vergleichssystems.

Die Identität der Gleichung (9) mit Gleichung (8) ist augenscheinlich, nur nehmen die Druckgradienten und Faktoren andere Werte an.

B. KURMIES<sup>1</sup> untersuchte die Möglichkeiten einer Berechnung der Hygroskopizität im Sinne MITSCHERLICH'S aus der Gleichung (9). Voraussetzung hierfür ist zunächst die Annahme, daß es gleich ist, ob die austauschfähigen Kationen die Wassermoleküle aus dem Dampfraum aufnehmen oder ob die Wasseranlagerung direkt aus der flüssigen Phase heraus erfolgt; im Felde wird grundsätzlich immer der zweite Vorgang maßgebend sein. Setzt man also in Gleichung (9) für den Vergleichsdruck  $\pi$  den osmotischen Druck der 10proz. Schwefelsäure mit 50,6 at, so erhält man:

$$\text{Hy \%} = \frac{2,21 \cdot \text{Na}}{\sqrt[2]{50,6}} + \frac{0,87 \cdot \text{K}}{\sqrt[2]{50,6}} + \frac{0,46 \cdot \text{Mg}}{\sqrt[6]{50,6}} + \frac{0,45 \cdot \text{Ca}}{\sqrt[6]{50,6}} \quad (10)$$

oder

$$\text{Hy \%} = 0,311 \cdot \text{Na} + 0,122 \cdot \text{K} + 0,240 \cdot \text{Mg} + 0,234 \cdot \text{Ca}. \quad (10a)$$

Die Nachprüfung an einigen Böden ergab eine gute Übereinstimmung.

Betrachtet man in Gleichung (10a) nur die Ausdrücke für Mg und Ca, so können diese wegen ihrer Ähnlichkeit zu einem Mittelwert zusammengezogen werden:

$$\text{Hy \%} = 0,237 (\text{Mg} + \text{Ca}). \quad (11)$$

Die Gleichung (3) ergibt unter denselben Voraussetzungen, d. h. wenn der Boden nur mit Mg und Ca belegt ist, die Formel:

$$\text{Hy \%} = 0,222 (\text{Mg} + \text{Ca}). \quad (12)$$

Die gute Übereinstimmung der Gleichungen (11) und (12) bzw. (6) war nach dem oben Ausgeführten

zu erwarten, da alle drei Gleichungen die Wasseraufnahme eines mit Mg und Ca belegten Bodens bei dem Vergleichsdruck  $\pi = 50,6$  at wiedergeben.

Bei dem von P. VAGELER durchgeführten Versuch zur Bestimmung der Änderung der Druckverhältnisse im Schwarmwasser (s. Tab. 2) wurden Böden benutzt, deren Komplexbelegung zwar bekannt, doch nicht einheitlich war, und es konnte daher nicht auf die Wasseraufnahme der einzelnen Kationen eingegangen werden. Von B. KURMIES wurden die diesbezüglichen Ableitungen P. VAGELERS auf Grund von Versuchsergebnissen<sup>2</sup> nachgeprüft und erweitert. Aus den Gleichungen für die Wasseraufnahme verschieden belegter Tone [Gleichungen (9a) bis (9d)] wurde die Wasseraufnahme der einzelnen Tone bei demselben Vergleichsdruck durch Interpolation bestimmt und aus diesem Wassergehalt und der Menge der aus-

<sup>1</sup> KURMIES, B.: Hydratation, Hygroskopizität und Benetzungswärme in ihrer Beziehung zur Bodenoberfläche. Forsch.dienst 1937, Sonderheft 7, 27.

<sup>2</sup> ALTEN, F., u. B. KURMIES: a. a. O. S. 6.

Tabelle 4.  
Hygroskopizitätswerte nach MITSCHERLICH und nach Gleichung (10) berechnete Werte.

Boden Nr.	Hy %, gefunden nach MITSCHERLICH	Hy %, berechnet nach Gleichung (10)	Differenz
K 55	10,83	9,61	- 1,22
K 56	8,26	7,45	- 0,81
K 57	8,39	7,90	- 0,49
K 58	3,24	3,39	+ 0,15
K 59	4,90	4,36	- 0,54
K 60	8,70	8,58	- 0,12
K 61	4,33	4,72	+ 0,39
K 62	10,56	10,22	- 0,34
A u	11,99	10,97	- 1,02
C u	12,12	10,89	- 1,23
D u	11,08	10,34	- 0,74



tauschfähigen Kationen die Korpuskularnormalität bzw. der osmotische Druck des Schwarmwassers nach Gleichungen (5) und (5a) berechnet (Tab. 5).

Tabelle 5. Gegenüberstellung von Vergleichsdruck und berechnetem osmotischen Druck des Schwarmwassers. (Nach KURMIES.)

$\Sigma$ Kat. in mval pro 100 g Ton	Na-Ton	K-Ton	Mg-Ton	Ca-Ton
	95	95	95	95
Vergleichsdruck $\pi$ . . . . .	5	5	5	5
Wasseranlagerung % . . . . .	93,9	37,0	33,4	32,7
$n_{co}$ . . . . .	1,01	2,57	1,42	1,45
Osmotischer Druck, berechnet $\pi_{ber}$	22,6	57,6	31,8	32,5
Differenz . . . . .	+ 17,6	+ 52,6	+ 26,8	+ 27,5
Vergleichsdruck $\pi$ . . . . .	10	10	10	10
Wasseranlagerung % . . . . .	66,4	26,1	29,8	29,1
$n_{co}$ . . . . .	1,43	3,64	1,59	1,63
Osmotischer Druck, berechnet $\pi_{ber}$	32,0	81,5	35,6	36,5
Differenz . . . . .	+ 22,0	+ 71,5	+ 25,6	+ 26,5
Vergleichsdruck $\pi$ . . . . .	15	15	15	15
Wasseranlagerung % . . . . .	54,2	21,3	27,8	27,2
$n_{co}$ . . . . .	1,75	4,46	1,71	1,75
Osmotischer Druck, berechnet $\pi_{ber}$	39,2	99,9	38,3	39,2
Differenz . . . . .	+ 24,2	+ 84,9	+ 23,3	+ 24,2
Vergleichsdruck $\pi$ . . . . .	20	20	20	20
Wasseranlagerung % . . . . .	46,9	18,4	26,5	25,9
$n_{co}$ . . . . .	2,02	5,16	1,79	1,83
Osmotischer Druck, berechnet $\pi_{ber}$	45,2	116	40,1	41,0
Differenz . . . . .	+ 25,2	+ 96	+ 20,1	+ 21,0
Vergleichsdruck $\pi$ . . . . .	30	30	30	30
Wasseranlagerung % . . . . .	38,3	15,1	24,8	24,2
$n_{co}$ . . . . .	2,48	6,29	1,91	1,96
Osmotischer Druck, berechnet $\pi_{ber}$	55,5	141	42,8	43,9
Differenz . . . . .	+ 25,5	+ 111	+ 12,9	+ 13,9
Vergleichsdruck $\pi$ . . . . .	40	40	40	40
Wasseranlagerung % . . . . .	33,2	13,1	23,6	23,1
$n_{co}$ . . . . .	2,86	7,25	2,01	2,06
Osmotischer Druck, berechnet $\pi_{ber}$	64,1	162	45,0	46,1
Differenz . . . . .	+ 24,1	+ 122	+ 5,0	+ 6,1
Vergleichsdruck $\pi$ . . . . .	50	50	50	50
Wasseranlagerung % . . . . .	29,7	11,7	22,7	22,3
$n_{co}$ . . . . .	3,20	8,12	2,09	2,13
Osmotischer Druck, berechnet $\pi_{ber}$	71,7	182	46,8	47,7
Differenz . . . . .	+ 21,7	+ 132	- 3,2	- 2,3
Vergleichsdruck $\pi$ . . . . .	75	75	75	75
Wasseranlagerung % . . . . .	24,2	9,5	21,2	20,8
$n_{co}$ . . . . .	3,93	10,00	2,24	2,28
Osmotischer Druck, berechnet $\pi_{ber}$	88,0	224	50,2	51,1
Differenz . . . . .	+ 13,0	+ 149	- 24,8	- 23,9

Die Differenzen zwischen den Vergleichsdrücken  $\pi$  und den berechneten osmotischen Drücken des Schwarmwassers zeigen dieselbe Tendenz wie bei dem Versuch von VAGELER, doch sind die Differenzen bei allen Kationen verschieden. Es ergibt sich daher für jedes Kation ein eigener „singulärer Punkt“ der Wasseranlagerung, bei dem die Differenz zwischen Vergleichsdruck und berechnetem osmotischen Druck gleich Null ist. Der singuläre Punkt  $\pi_s$  der austauschfähig gebundenen Kationen Na, K, Mg und Ca läßt sich durch rech-

nerische und graphische Interpolation bestimmen. Die Wasseranlagerung des Na-Tones ist:

$$W_J = \frac{2,21 \cdot \text{Na}}{\sqrt{\pi}}.$$

Die berechnete Korpuskularnormalität des beim Vergleichsdruck  $\pi$  angelagerten Schwarmwassers stellt sich zu:

$$n_{co} = \frac{\text{Na}}{W_J} = \frac{\text{Na}}{\frac{2,21 \cdot \text{Na}}{\sqrt{\pi}}}. \quad (13)$$

Damit ist der berechnete osmotische Druck:

$$\pi_{\text{ber}} = \frac{\text{Na}}{\frac{2,21 \cdot \text{Na}}{\sqrt{\pi}}} \cdot 22,4 = \frac{22,4 \cdot \sqrt{\pi}}{2,21}. \quad (14)$$

Die Differenz  $\Delta$  zwischen dem Vergleichsdruck  $\pi$  und dem berechneten osmotischen Druck  $\pi_{\text{ber}}$  des bei demselben Vergleichsdruck aufgenommenen Schwarmwassers ist

$$\Delta = \frac{22,4 \cdot \sqrt{\pi}}{2,21} - \pi. \quad (15)$$

Für den singulären Punkt, bei dem  $\Delta$  gleich Null sein soll, gilt dann:

$$\pi = \frac{22,4 \cdot \sqrt{\pi}}{2,21}, \quad (16)$$

$$\pi = \pi_s = 102 \text{ at}.$$

Der singuläre Punkt für das K-Ion ergibt sich analog zu:

$$\pi = \frac{22,4 \cdot \sqrt{\pi}}{0,87}, \quad (17)$$

$$\pi = \pi_s = 660 \text{ at}.$$

Die Berechnung des singulären Punktes für die Kationen Mg und Ca gestaltet sich etwas anders. Die Wasseranlagerung bei gegebenem Vergleichsdruck  $\pi$  ist für das Mg-Ion

$$W_J = \frac{0,46 \cdot \text{Mg}}{\sqrt[6]{\pi}}, \quad (18)$$

wobei Mg in mval einzusetzen ist; die berechnete Korpuskularnormalität ist aber

$$n_{co} = \frac{0,5 \cdot \text{Mg}}{\frac{0,46 \cdot \text{Mg}}{\sqrt[6]{\pi}}}, \quad (19)$$

da die Korpuskularnormalität osmotisch wirksame Korpuskeln je  $\text{cm}^3$  bedeutet, das Mg also nicht in Äquivalenten, sondern in Molen eingesetzt werden muß. Es ist dann der berechnete osmotische Druck des Schwarmwassers, wenn sich darin nur Mg befindet:

$$\pi_{\text{ber}} = \frac{0,5 \cdot \text{Mg}}{\frac{0,46 \cdot \text{Mg}}{\sqrt[6]{\pi}}} \cdot 22,4 = \frac{11,2 \cdot \sqrt[6]{\pi}}{0,46}. \quad (20)$$

Der singuläre Punkt für das Mg-Ion liegt bei

$$\pi = \frac{11,2 \cdot \sqrt[6]{\pi}}{0,46}, \quad (21)$$

$$\pi = \pi_s = 46 \text{ at}.$$

Für das Ca-Ion ist

$$\pi = \frac{11,2 \cdot \sqrt[6]{\pi}}{0,45}, \tag{22}$$

$$\pi = \pi_s = 47 \text{ at.}$$

Der singuläre Punkt der Wasseraufnahme für die einzelnen Kationen liegt also bei folgenden  $\pi_s$ -Werten (der singuläre Punkt für das K-Ion liegt nach der praktischen Erfahrung zu hoch, so daß hierfür eine Nachprüfung erforderlich ist):

Kation	Singulärer Punkt bei $\pi_s =$
Na . . . . .	102 at
K . . . . .	660 at
Mg . . . . .	46 at
Ca . . . . .	47 at

Die beim singulären Punkt aufgenommenen Wassermengen ergeben sich aus den Gleichungen (9a) bis (9d). Der Ton hatte eine Austauschkapazität von 95 mval pro 100 g Ton. Ist VAGELERS Deutung des „singulären Punktes“ der Wasseraufnahme richtig (s. S.157), nämlich, daß bis zu diesem Punkt die Wassermenge aufgenommen wird, die zur Entbindung der totalen Benetzungswärme erforderlich ist, so kann man totale Benetzungswärme<sup>1</sup>, sowie Hygroskopizitätswert nach MITSCHERLICH und Wasseraufnahme beim singulären Punkt gegenüberstellen:

Tabelle 6. Gegenüberstellung von Benetzungswärme, Wasseraufnahme beim singulären Punkt und Hygroskopizitätswert nach MITSCHERLICH.

Ton belegt mit	Benetzungswärme		Wasseraufnahme			
	cal/g Ton	cal/mval austauschfähiges Kation	je 100 g Ton beim singulären Punkt in g bzw. cm <sup>3</sup>	für 1 mval austauschfähiges Kation in Millimol H <sub>2</sub> O	beim singulären Punkt bei Entbindung von 1 cal totaler Benetzungswärme in Millimol	Hy % nach MITSCHERLICH
Na . . . . .	16,0	16,8	20,8	12,2	0,72	29,5
K . . . . .	8,4	8,8	3,2	1,9	(0,22)?	11,6
Mg . . . . .	18,4	19,4	23,1	13,5	0,69	22,8
Ca . . . . .	20,9	22,0	22,5	13,2	0,60	22,2
				Mittel:	0,67	

Ein Vergleich der Benetzungswärme mit den Hygroskopizitätswerten nach MITSCHERLICH zeigt, obgleich es nach der Definition<sup>2</sup> zu erwarten wäre, keine symbathe Reihenfolge, dagegen ist bei Gegenüberstellung von Benetzungswärme und Wasseraufnahme beim singulären Punkt eine Parallelität der Werte unverkennbar. Da nun jedes der Kationen Na, K, Mg und Ca einen eigenen singulären Punkt der Wasseraufnahme (Vergleichsdruck  $\pi_s$ ) hat, bei dem die Wassermenge aufgenommen wird, die zur Entbindung der Benetzungswärme erforderlich ist, ergibt sich das Grundsätzliche: Die Definition der Hygroskopizität nach MITSCHERLICH ist — zumindest für polar sorbierende Bodenmineralien mit gemischter Kationenbelegung — nicht mehr eindeutig. Diese Erkenntnis vermindert jedoch nicht den praktischen Wert der Hygroskopizität als physikalischer Bodenkonstante. Da Hygroskopizitätswert nach MITSCHERLICH und Wasseraufnahme beim singulären Punkt für die Kationen Ca und Mg gleich sind, erhält die physikalische Begründung des Hygroskopizitätswertes eine weitere Stütze und die Richtigkeit der Ableitungen von VAGELER und KURMIES einen weiteren Beweis. Die Werte in der vorletzten Spalte der Tab. 6 weisen darauf hin, daß pro 1 cal Benetzungswärme immer die gleiche Wassermenge gebunden wird, ohne Rücksicht auf die Natur des einzelnen Kations. Im Mittel ergibt sich — abgesehen von dem Wert für K, dessen Hydratation offenbar zu niedrig gefunden wurde —,

<sup>1</sup> ALTEN, F., u. B. KURMIES: a. a. O. S. 8.  
<sup>2</sup> Vgl. dieses Handbuch 6, 66 (1930).

daß pro cal 0,67 Millimol  $H_2O$  gebunden werden. Dieser Wert geht auch aus den einschlägigen Untersuchungen anderer Autoren hervor.

Ein Vergleich mit den von H. REMY<sup>1</sup> an Wasserüberführungszahlen ermittelten Hydratationszahlen der Ionen in freier Lösung zeigen, daß die Werte den Tatsachen zu entsprechen scheinen. Ist die totale Benetzungswärme für 1 mval Kation  $a$  cal, so ist die Hydratationszahl =  $a \cdot 0,67$  Millimol.

Tabelle 7. Hydratationszahlen der Kationen in freier Lösung nach H. REMY und die derselben Kationen in austauschfähiger Bindung.

Kation	Hydratationszahlen Millimol $H_2O$ /Millimol Kation				
	nach REMY				von KURMIES berechnet
	von den Chloriden	von den Bromiden	von den Jodiden	Mittel	
H . . . . .	0,9	1,1	—	1,0	
Na . . . . .	8,1	8,8	—	8,4	11,3
K . . . . .	4,0	4,0	—	4,0	5,9
Mg . . . . .	14,1	13,4	11,6	13,3	26,0
Ca . . . . .	12,1	8,6	8,7	10,0	29,5

Die Hydratationszahlen der austauschbar gebundenen Kationen sind höher als die derselben Ionen in freier Lösung, was wohl auf der Trägheit des Si-Al-Gitters, an das die hydratisierten Kationen austauschbar gebunden sind, beruht. Die Wasseraufnahme durch Hydratation der austauschfähigen Böden stellt keinen festen Wert, sondern nur einen Begriff dar. Die Hydratationsgröße richtet sich vielmehr nach dem Dampfdruck der Umgebung bzw. dem osmotischen Druck der Lösung, in der sich die zur Hydratation befähigten Bodenteilchen befinden. Daß die Wasseraufnahme aus dem Dampfraum gleich der aus einer Lösung ist, vorausgesetzt, daß gleicher osmotischer Druck bzw. Dampfdruck herrscht, wurde von B. KURMIES nachgewiesen.

#### *Wasseraufnahme in Abhängigkeit vom Dampfdruck.*

Für Böden sind vielfach Dampfdruckisothermen aufgenommen worden, wobei sich, wie schon erwähnt, charakteristische Kurven ergeben (Abb. 1). In den vorangegangenen Ausführungen wurde die Wasseranlagerung in Abhängigkeit vom osmotischen Druck des Vergleichssystems betrachtet. Wie ein Blick auf die Gleichungen (9a) bis (9d) zeigt, kann diese Abhängigkeit durch eine verhältnismäßig einfache Funktion dargestellt werden. Die Abhängigkeit der Wasseraufnahme vom Dampfdruck läßt sich mit Hilfe der Gleichung (2c) nachprüfen. Setzt man die Gleichungen (9a) bis (9d) in Gleichung (2c) ein, so erhält man für die Abhängigkeit der Wasseraufnahme vom Dampfdruck folgende Gleichungen

$$\text{Für Böden belegt mit Na: } \lg p = 2 - \frac{\left(\frac{2,21 \cdot \text{Na}}{W_J}\right)^2}{10,5 \cdot d \cdot T} \quad (23)$$

$$\text{Für Böden belegt mit K: } \lg p = 2 - \frac{\left(\frac{0,87 \cdot \text{K}}{W_J}\right)^2}{10,5 \cdot d \cdot T} \quad (24)$$

$$\text{Für Böden belegt mit Mg: } \lg p = 2 - \frac{\left(\frac{0,46 \cdot \text{Mg}}{W_J}\right)^6}{10,5 \cdot d \cdot T} \quad (25)$$

$$\text{Für Böden belegt mit Ca: } \lg p = 2 - \frac{\left(\frac{0,45 \cdot \text{Ca}}{W_J}\right)^6}{10,5 \cdot d \cdot T} \quad (26)$$

<sup>1</sup> REMY, H.: a. a. O. S. 139.

Daß diese Gleichungen den Tatsachen entsprechen, zeigt ein Vergleich der berechneten Kurven mit den von B. KEEN<sup>1</sup> gemessenen Isothermen zweier Böden mit einem *Hy*-Wert von ~ 8 bzw. 17%, entsprechend einer nur aus zweiwertigen Kationen bestehenden Komplexbelegung von ~ 33 bzw. 70 mval pro 100 g Boden.

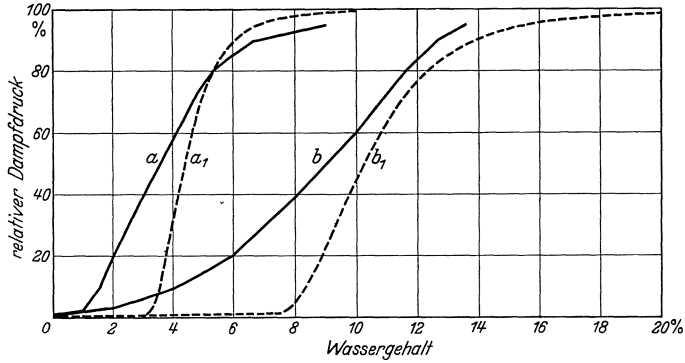


Abb. 3. Wasseraufnahme-Dampfdruck-Kurven nach B. KEEN (*a* und *b*) und von B. KURMIES berechnet (*a*<sub>1</sub> und *b*<sub>1</sub>).

Damit ist auch die Annahme H. KURONS<sup>2</sup> hinfällig, nach der der Vorgang der Wasseraufnahme in Abhängigkeit vom Dampfdruck in zwei Teile zerfällt, wobei im ersten Teil der Kurve bis zum Wendepunkt die Wasseraufnahme durch Adsorption

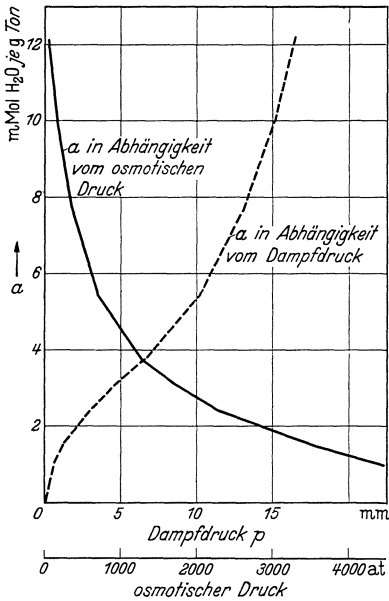


Abb. 4. Wasseraufnahme eines Tonbodens in Abhängigkeit vom Dampfdruck (nach H. KURON<sup>3</sup>) und vom osmotischen Druck.

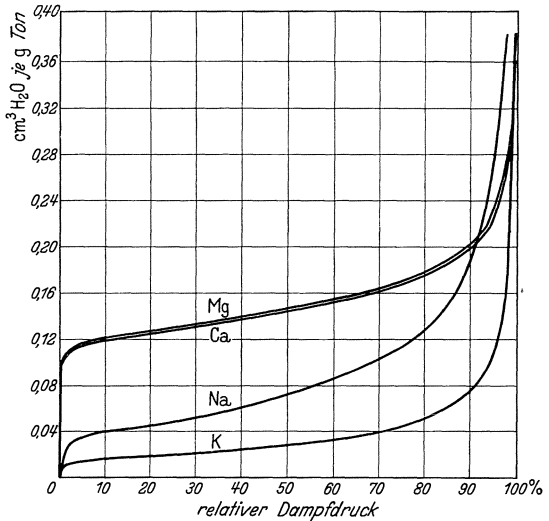


Abb. 5. Verlauf der Wasseraufnahme von mit verschiedenen Kationen gesättigtem Ton in Abhängigkeit vom Dampfdruck.

<sup>1</sup> KEEN, B.: The physical properties of the soil, S. 213. London 1931. — Siehe auch P. VAGELER: Der Kationen- und Wasserhaushalt des Mineralbodens, S. 97.

<sup>2</sup> KURON, H.: Versuche zur Feststellung der Gesamtoberfläche an Erdböden, Tonen und verwandten Stoffen. Z. Pflanzenernährg A **18**, 179 (1930) — Versuche zur Feststellung der Gesamtoberfläche an Erdböden, Tonen und verwandten Stoffen. IV. Z. Pflanzenernährg A **24**, 257 (1932).

<sup>3</sup> KURON, H.: Versuche zur Feststellung der Gesamtoberfläche an Erdböden, Tonen und verwandten Stoffen. Z. Pflanzenernährg A **18**, 189 (1930), Tab. 2, Ton Gäbersdorf.

tion an der Oberfläche<sup>1</sup> und im zweiten Teil durch Kapillarkondensation bedingt sein soll. Trägt man nämlich die Wasseraufnahme nicht in Abhängigkeit vom Dampfdruck, sondern vom osmotischen Druck auf, wozu nach Gleichung (2) eine Berechtigung ohne weiteres besteht, so erhält man eine Kurve von hyperbolischer Form, bei der ein „Wendepunkt“ nicht mehr abgeleitet werden kann. In Abb. 4 ist die von KURON bestimmte Wasseraufnahme für einen Tonboden als Funktion des osmotischen Druckes aufgezeichnet. Der Kurvenverlauf der Wasseraufnahme in Abhängigkeit vom Dampfdruck zeigt bei den verschiedenen Kationen ein eigenartliches Verhalten (Abb. 5). Beim Na verläuft die Kurve bei den niederen Drucken unter den Kurven von Mg und Ca, um diese dann beim relativen Dampfdruck von ~ 92% zu schneiden. Die geringste Wasseradsorption zeigt der mit K belegte Ton. Dieselben Ergebnisse erhielten M. D. THOMAS<sup>2</sup>, der die Wasseraufnahme einheitlich belegter Tone bei verschiedenem Dampfdruck bestimmte, und auch H. KURON<sup>3</sup>, der auf dieses Verhalten des Kurvenverlaufes besonders hinweist (s. Abb. 6). Weitere Untersuchungen über die Wasseraufnahme in Abhängigkeit vom Dampfdruck und von der Kationenbelegung haben L. SMOLIK<sup>4</sup>, S. ALJESCHIN<sup>5</sup>, S. MATTSON<sup>6</sup>, L. D. BAVER und G. M. HORNER<sup>7</sup>, L. T. ALEXANDER und M. M. HARING<sup>8</sup>, I. N. ANTIPOW-

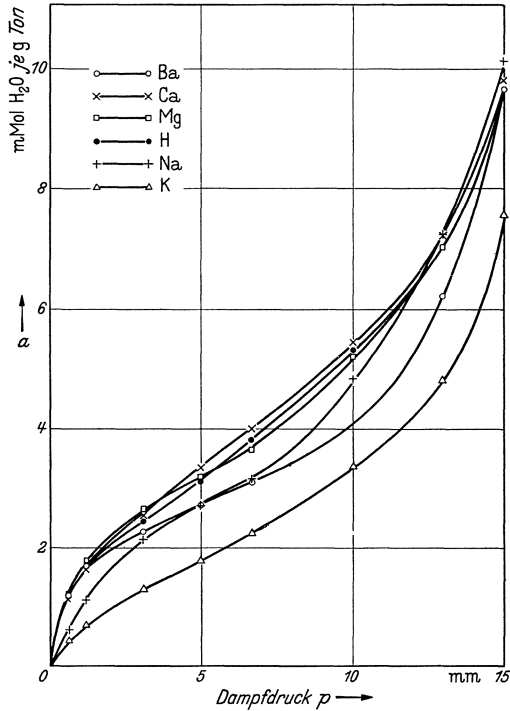


Abb. 6. Adsorption von H<sub>2</sub>O an mit verschiedenen Kationen gesättigtem Ton (nach H. KURON).

Untersuchungen über die Wasseraufnahme in Abhängigkeit vom Dampfdruck und von der Kationenbelegung haben L. SMOLIK<sup>4</sup>, S. ALJESCHIN<sup>5</sup>, S. MATTSON<sup>6</sup>, L. D. BAVER und G. M. HORNER<sup>7</sup>, L. T. ALEXANDER und M. M. HARING<sup>8</sup>, I. N. ANTIPOW-

<sup>1</sup> KURON, H.: Versuche zur Feststellung der Gesamtoberfläche an Erdböden, Tonen und verwandten Stoffen. III. Z. Pflanzenernährg A **21**, 274 (1931), weist darauf hin, daß der Verlauf der Adsorptionstherme abhängig ist von dem Aufbau des hochdispersen Anteils in Böden und Tonen, der infolge seiner ausgeprägten Oberflächenentwicklung mengenmäßig den Hauptanteil an der Wasseradsorption hat. Es ist dies der durch den Basenaustausch gekennzeichnete „adsorbierende Komplex“. Menge und Art der austauschbaren Basen haben einen großen Einfluß auf den Verlauf der Wasserbindungskurven.

<sup>2</sup> THOMAS, M. D.: Der Dampfdruck der Böden. IV. Der Einfluß der austauschbaren Basen. Soil Sci. **25**, 485 (1928).

<sup>3</sup> KURON, H.: Adsorption von Dämpfen und Gasen an Böden und Tonen und ihre Verwendung zur Oberflächenermittlung dieser Stoffe. Kolloid-Beih. **36**, 224 (1932).

<sup>4</sup> SMOLIK, L.: Austauschbasen und die Wasseradsorption des Bodens. Věstn. českoslov. Akad. zeměd. **6**, 10 (1930). Nach Ref. in Z. Pflanzenernährg A **17**, 119 (1930).

<sup>5</sup> ALJESCHIN, S.: Über die Beziehungen zwischen der Adsorptionsfähigkeit und dem hygroskopischen Wasser in Böden. Chemisation soz. Landw. **2**, 37 (1934). Nach Ref. in Z. Pflanzenernährg A **41**, 128 (1936).

<sup>6</sup> MATTSON, S.: Die Gesetze über das Verhalten der Bodenkolloide. VIII. Die Formen und Funktionen des Wassers. Soil Sci. **33**, 304 (1932).

<sup>7</sup> BAVER, L. D., u. G. M. HORNER: Die Beziehungen zwischen dem Wassergehalt der Bodenkolloide und ihrer chemischen Konstitution. Soil Sci. **36**, 329 (1933).

<sup>8</sup> ALEXANDER, L. T., u. M. M. HARING: Dampfdruck-Wassergehalt-Beziehungen für gewisse typische Bodenkolloide. J. physic. Chem. **40**, 195 (1936). Nach Ref. in Chem. Zbl. **107 II**, 1418 (1936).

KARATAJEW, T. F. ANTIPOWA-KARATAJEW und A. N. JASSINOWSKI<sup>1</sup> u. a. durchgeführt. Untersuchungen von P. J. ANDRIANOW<sup>2</sup> ergaben in Übereinstimmung mit den theoretischen Anschauungen über die Abhängigkeit der Gefrieretemperatur vom Wasserdampfdruck, daß der Boden bei gleicher Temperatur um so mehr Wasser in ungefrorenem Zustand enthält, je höher die Hygroskopizität desselben ist. A. NATH PURI<sup>3</sup> berechnet aus der Wasseraufnahme des Bodens bei einem bestimmten Dampfdruck den Tongehalt. Je nachdem die Hygroskopizität durch Trocknen des feuchten Bodens oder durch Wasseradsorption des trockenen Bodens bestimmt wird, wurden zwischen Hygroskopizität ( $H$ ) und Tongehalt (0,001 mm) empirisch die Beziehungen festgestellt:

$$\text{Durch Trocknen:} \quad \text{Tongehalt} = 8,04 \cdot H + 1,02$$

$$\text{Durch Wasseradsorption:} \quad \text{Tongehalt} = 8,41 \cdot H + 2,08.$$

#### *Die Bestimmung der Bodensaugkräfte.*

Die Bodensaugkräfte, das sind die osmotischen Wirkungskräfte des Systems Boden—Wasser, sind in verschiedener Weise gemessen worden. Von O. STOCKER<sup>4</sup> wird ein Verfahren angewandt, das auf dem Prinzip des Dampfspannungsausgleiches zwischen einer Zuckerlösung von bekannter Konzentration, also bekanntem, osmotischem Druck, und dem System Boden + Wasser beruht. Die Bodensaugkraft stellt hier das Ergebnis sämtlicher osmotischen Kräfte des Bodens — d. h. der Hydratationskräfte der austauschfähigen Bodenteilchen und des osmotischen Druckes der Bodenlösung, falls ein nennenswerter Salzgehalt vorhanden ist — und der Dampfspannungserniedrigung in den wirk-samen Kapillaren dar und ist die Saugkraft, die die Wurzelzelle erzeugen muß, um Wasser aus dem Boden entnehmen zu können. Zur Ausführung der Bestimmung werden weithalsige Pulverflaschen von etwa 250 cm<sup>3</sup> Inhalt mit gut eingefetteten Stopfen am Standort zu  $\frac{1}{3}$  mit dem zu untersuchenden Boden gefüllt. Zur Vermeidung der Kondenswasserbildung an den Wänden der Flaschen müssen dieselben vor zu starker Erwärmung geschützt werden. Im Laboratorium werden Filtrierpapierstücke von 4 × 4 cm Größe mit Zuckerlösung bestimmter Konzentration getränkt, nach leichtem Abpressen gewogen und in das Glas mit der Bodenprobe eingehängt. Nach 24 Stunden werden die Streifen zurückgewogen. Je nachdem der Bodensaugdruck kleiner oder größer ist als der osmotische Druck der Zuckerlösung, mit der der Filtrierpapierstreifen getränkt ist, muß das Gewicht der Streifen zu- oder abnehmen. Erfolgt keine Gewichtsänderung, so ist der Bodensaugdruck bei dem jeweiligen Wassergehalt gleich dem osmotischen Druck der betreffenden Zuckerlösung. Die Tab. 8 gibt die Meßergebnisse wieder, die an zwei salzhaltigen Böden ermittelt wurden, und zeigt, daß man nicht direkt vom Wassergehalt auf die Saugkraft des Bodens schließen kann.

<sup>1</sup> ANTIPOW-KARATAJEW, I. N., T. F. ANTIPOWA-KARATAJEW und A. N. JASSINOWSKI: Die physikalisch-chemischen Eigenschaften von Böden in Abhängigkeit von der Zusammensetzung und dem Verhältnis der Austausch-kationen. II. Filtrationsfähigkeit der mit verschiedenen Kationen gesättigten Böden. Colloid J. (russ. Kolloidny Shurnal) **1**, 333 (1935). Nach Ref. in Chem. Zbl. **108 I**, 980 (1937).

<sup>2</sup> ANDRIANOW, P. J.: Beziehungen zwischen der jeweiligen Menge an Wasser, die sich bei einer Bodentemperatur von  $-3^{\circ}\text{C}$  in ungefrorenem Zustand befindet, und der Hygroskopizität bzw. den physikalischen Eigenschaften eines Bodens. J. Landw.-Wissensch. (Moskau) **4**, 307 (1927). Nach Ref. in Z. Pflanzenernährg A **12**, 418 (1928).

<sup>3</sup> PURI, A. NATH: Ein neues Verfahren zur Bestimmung des Tongehaltes der Böden mit Hilfe der Wasseradsorption bei 70% Feuchtigkeit. Soil Sci. **33**, 405 (1932). Nach Ref. in Z. Pflanzenernährg A **31**, 371 (1933).

<sup>4</sup> STOCKER, O.: Über die Messung von Bodensaugkräften und ihr Verhältnis zu den Wurzelsaugkräften. Z. Bot. **23**, 27 (1930).

Tabelle 8.  
Wassergehalt- und Saugkraftverteilung in salzhaltigen Böden (S zikböden).

a			b		
Tiefe in cm	Wassergehalt % des Trockengew. bei 105°	Saugdruck at	Tiefe in cm	Wassergehalt % des Trockengew. bei 105°	Saugdruck at
5— 10	13,3	39	0— 5	11,1	14
20— 30	24,9	23	5— 10	12,9	29
40— 50	16,0	28	20— 30	17,3	43
90—100	20,4	29	40— 50	17,9	37
150—160	23,0	18	75— 85	18,8	22
200—210	24,8	14	110—120	20,4	15
350—360	26,9	8	150—160	23,4	11
			200—210	24,1	8
			300—310	27,0	7
			390—400	25,0	7

H. E. STEINER<sup>1</sup> benutzt als Indikator zur Messung der Bodensaugkraft die Pflanze selbst. Es wurden zwei Methoden entwickelt: 1. Methode nach dem zeitlichen Verlauf des Keimmaximums, bei der „eine bestimmte Anzahl von Samen einer

Tabelle 9. Saugkraftmaxima auf Sandboden, Lehm Boden und Zuckerlösung.

Indikatorpflanzen	Saugkraftmax. b. N. Z. L.	Entspricht Atmo-sphären	Saugkraftmaximum beim Wassergehalt in % der vollen Wasserkapazität	
			Sandboden	Lehm Boden
Rotklee . . . .	0,5	14,3	22	28
Franz. Raygras .	0,6	17,7	14	22
Wintergerste . .	0,75	23,4	11	19
Winterweizen . .	0,9	29,5	10	18,5

Pflanze auf Zuckerlösungen steigender Konzentration und zum Vergleich Samen derselben Probe auf Böden mit steigendem Wassergehalt zur Keimung ausgelegt und der Keimverlauf beobachtet wird“.

2. Methode nach den Saugkraftmaxima, bei der „an Stelle des zeitlichen Verlaufes des Keimmaximums die Saugkraftmaxima der Samen als maßgebende Faktoren für die Bestimmung der Saugkräfte des Bodens verwendet werden“. Seine Versuche ergaben, daß das Saugkraftmaximum eines Samens auf Lehm Boden erst bei einem höheren Wassergehalt erreicht wird als auf Sandboden und sind somit eine Bestätigung der Anschauungen, die über die Druckverhältnisse in den Wasserhüllen der Bodenteilchen und der Größe der Wasserhüllen entwickelt wurden. Tab. 9 und Abb. 7 enthalten die Versuchsergebnisse. Die Saugkraftkurve des Lehm Bodens zeigt einen steileren Verlauf als die des Sandbodens. Bei gleicher Erniedrigung des Wassergehaltes ergibt sich also beim Lehm Boden eine größere Steigerung der Saugkraft als beim Sandboden. Durch Salzzusatz wird die Bodensaugkraft

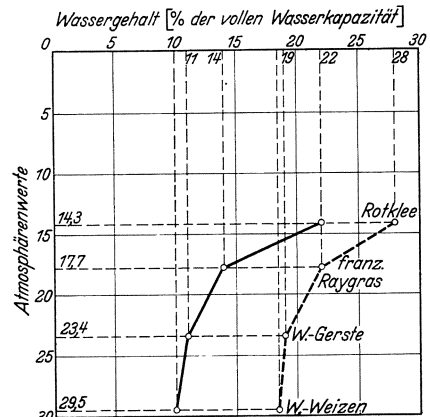


Abb. 7. Saugkraftwerte des Bodens bei verschiedenem Wassergehalt. (Die volle Wasserkapazität betrug beim Sandboden 31,58% und beim Lehm Boden 42,13%.) (Nach H. E. STEINER.)

<sup>1</sup> STEINER, H. E.: Einfluß des Wassergehaltes auf die Saugkraft des Bodens. Fortschr. Landw. 5, 41 (1930).



erhöht<sup>1</sup>. Mit der Bestimmung der Saugkraft des Bodens kann aber nicht die Wasserbewegung gemessen werden. Bei dem Aufhören der Wasserentnahme der Pflanze aus dem Boden werden die wasserhaltenden Kräfte des Bodens, die Saugkräfte, von den Saugkräften der Pflanze entweder nicht überwunden, oder das Wasser ist an sich aufnehmbar, aber die Beweglichkeit ist zu gering. H. GRADMANN<sup>2</sup> fand bei Versuchen zur Erforschung der herrschenden Saugwerte im Boden, bei denen ein plötzlicher Rückgang der Transpiration als Kennzeichen des Wassermangels diente, daß dieser Wassermangel in verschiedenen Böden bei ganz verschiedenen Bodensaugwerten einsetzt, so daß die Hemmung der Wasseraufnahme auf eine ungenügende Beweglichkeit des an sich aufnehmbaren Bodenwassers zurückgeführt werden muß.

*Einfluß des Salzgehaltes des Bodens auf das Hydratations- bzw. hygroscopische Wasser.*

In welcher Form ein etwaiger Salzgehalt im Boden bei der Berechnung der Wasseraufnahme durch Hydratation zu berücksichtigen ist, läßt sich nicht ohne weiteres entscheiden. Geringe Salzmengen haben praktisch keinen Einfluß, soweit es sich um die Salze der Alkalien, Na und K, handelt. Dagegen werden schon relativ geringe Mengen von MgCl<sub>2</sub> und CaCl<sub>2</sub> das Ergebnis merklich beeinträchtigen. Bei der Wasseranlagerung aus dem Dampfraum kommt nicht die Gesamtmenge der Salze in Betracht, sondern nur die an der Oberfläche der Kristalle gebundene Wassermenge, die aber so klein sein wird, daß sie vernachlässigt werden kann. Die Tab. 10 enthält die nach E. A. MITSCHERLICH gefundenen Hygroscopizitätswerte und die nach F. ALTEN und B. KURMIES [Gleichung (10) bzw. (10a)] berechneten Werte einiger Böden, die sich durch einen hohen Salzgehalt auszeichnen.

Tabelle 10. Hygroscopizitätswerte nach MITSCHERLICH und nach Gleichung (10) berechnete Werte von Böden mit größerem Salzgehalt.

Boden	Hy % ge- funden	Hy % berech- net nach Gl. (10)	Differenz	Lösliche Salze mval/100 g					Austauschfähige Kationen mval/100 g				
				Na	K	Mg	Ca	Summe	Na	K	Mg	Ca	Summe
Au	11,99	10,97	− 1,02	18,63	0,16	—	1,22	20,01	11,70	1,20	3,74	26,84	43,48
Cu	12,12	10,89	− 1,23	14,29	0,17	0,38	2,18	17,01	9,43	2,95	8,33	23,93	44,64
Du	11,08	10,34	− 0,74	11,08	0,07	—	0,84	11,99	10,80	1,77	5,92	22,83	41,32
Pu	11,63	9,12	− 2,51	23,45	0,18	1,10	11,59	36,32	11,12	2,62	3,34	19,42	36,50
S 31	14,37	12,94	− 1,43	12,83	0,07	1,41	5,78	20,09	5,90	1,45	12,21	34,20	53,76

Aus der Tabelle ist zu entnehmen, daß ein Salzgehalt bis zu rund 1% keinen wesentlichen Einfluß auf den MITSCHERLICHschen Hygroscopizitätswert hat, doch weisen die stärkeren Abweichungen bei den Böden Pu und S 31 darauf hin, daß ein größerer Gehalt an Mg- und Ca-Salzen, wie ihn die Untersuchung hier ausweist, sich doch störend bemerkbar macht. Ganz anders werden sich die Verhältnisse gestalten, wenn man bei der Bestimmung der Hygroscopizität nicht vom lufttrockenen Boden, sondern von einem solchen ausgeht, bei dem der Wassergehalt wesentlich höher ist — wobei sich die Salze in Lösung befinden — und die Gleichgewichtseinstellung durch Wasserabgabe des Bodens erfolgt.

<sup>1</sup> STEINER, H. E.: Einfluß zugefügter Düngesalze auf die Saugkraft des Bodens. Fortschr. Landw. **5**, 550 (1930). — HARDER, R.: Über den Wasser- und Salzgehalt und die Saugkräfte einiger Wüstenböden Beni Unifs (Algerien). Jb. Bot. **72**, 665 (1930). — STOCKER, O.: Der Wasserhaushalt der Trocken- und Salzpflanzen. Forsch. u. Fortschr. **7**, 226 (1931).

<sup>2</sup> GRADMANN, H.: Saugwertmessungen an Böden als Grundlage für das Verständnis des pflanzlichen Wasserhaushaltes. Forsch. u. Fortschr. **9**, 285 (1933).

Hier wird der Salzgehalt — außer  $\text{CaSO}_4$  — voll in Rechnung zu setzen sein, wie es schon für die Berechnung des „toten Wassers“ von P. VAGELER und F. ALTEN<sup>1</sup> durchgeführt wurde. Wie sich das gesamte Bodenwasser bei gegebenem Salzgehalt und bestimmter Austauschkapazität anteilmäßig auf das Schwarmwasser und die freie Bodenlösung verteilt, wurde von P. VAGELER<sup>2</sup> rechnerisch untersucht. Mit erhöhtem Salzgehalt steigt auch die Wasseraufnahme. So fand H. KURON<sup>3</sup>, daß die Wasseranlagerung bei gesteigertem Salzgehalt mit zunehmendem Dampfdruck stetig steigt. Die Tab. 11 enthält als Beispiel die Ergebnisse eines Versuches, der mit Na-Ton unter Zusatz steigender NaCl-Mengen durchgeführt wurde.

Tabelle 11. Wasseraufnahme von Na-Ton unter Zusatz steigender Mengen NaCl bei verschiedenem Dampfdruck.

Dampfdruck in mm	Salzgehalt in %					
	0	1,06	2,13	3,19	4,25	5,315
	in Milliäquivalent je 100 g					
	0	18,2	36,4	54,6	72,8	90,9
15,2	9,77	11,03	12,15	13,68	15,16	17,95
13,1	7,56	8,45	9,17	9,975	10,63	11,815
10,2	4,97	5,74	6,59	7,33	7,85	7,95
6,7	3,21	3,77	4,09	4,08	4,02	4,035
5,0	2,67	3,15	3,21	3,225	3,205	3,20
3,1	2,19	2,455	2,45	2,46	2,455	2,47
1,2	1,19	1,31	1,30	1,315	1,32	1,335
0,6	0,615	0,680	0,670	0,683	0,683	0,695

*Spezifisches Gewicht und spezifische Wärme des adsorbierten Wassers.*

Das spezifische Gewicht des adsorbierten Wassers wurde von M. W. TSCHAPEK<sup>4</sup> mittels pyknometrischer Messungen bestimmt. Die Dichte des adsorbierten Wassers für denselben Boden nimmt mit steigender Wassermenge als Folge des Kleinerwerdens der Sorptionsdrucke ab.

$V_A$  ist die Volumenverminderung der durch den Boden adsorbierten Wassermenge in Kubikzentimeter auf 100 g Boden und wird durch die folgende Gleichung ausgedrückt:

$$V_A = \frac{(d_1 - d_2)}{d_1 \cdot d_2} \cdot 100. \quad (27)$$

$d_1$  ist das spezifische Gewicht des gegebenen Bodens unter der Flüssigkeit, die durch den Boden adsorbiert wird (Wasser), und  $d_2$  ist das spezifische Ge-

Tabelle 12. Spezifisches Gewicht des adsorbierten Wassers bei verschiedenem Wassergehalt des Bodens.

Schwarzboden			Lehmboden		
Wasser %	$d_1^{15}$	$V_A$	Wasser %	$d_1^{15}$	$V_A$
1,640	1,745	0,700	1,991	1,375	0,543
1,640	1,696	0,674	3,200	1,220	0,577
3,179	1,564	1,147	4,430	1,155	0,595
5,095	1,376	1,391	5,312	1,130	0,612
6,270	1,340	1,590	6,792	1,110	0,670
7,473	1,266	1,573			
7,517	1,264	1,570			
11,630	1,155	1,565			
13,870	1,128	1,575			

<sup>1</sup> VAGELER, P., u. F. ALTEN: Böden des Nil und Gash. IV. Z. Pflanzenernähr A **22**, 209f. (1931). — VAGELER, P.: Über Wesen und Bedeutung der Hygroskopizität und des toten Bodenwassers für die angewandte Bodenkunde. Fortschr. Landw. **7**, 65 (1932).

<sup>2</sup> VAGELER, P.: Der Kationen- und Wasserhaushalt des Mineralbodens, S. 288f. Berlin 1932.

<sup>3</sup> KURON, H.: Versuche zur Feststellung der Gesamtoberfläche an Erdböden, Tonen und verwandten Stoffen. III. Der Einfluß des Salzgehaltes auf die Wasserbindung an Böden und Tonen. Z. Pflanzenernähr A **21**, 271 (1931).

<sup>4</sup> TSCHAPEK, M. W.: Die Dichte des durch den Boden adsorbierten Wassers. Z. Pflanzenernähr A **34**, 265 (1934).

wicht des Bodens unter der Flüssigkeit, die durch den Boden nicht adsorbiert wird (Benzin, Benzol). Die relative Volumenverminderung ist am stärksten bei der kleinsten Wassermenge.

Über die spezifische Wärme des hygroskopischen Wassers liegen Untersuchungen von P. J. ANDRIANOW<sup>1</sup> vor, diese ist kleiner als 1.

Tabelle 13. Spezifische Wärme des hygroskopischen Wassers verschiedener Bodensubstanzen.

	Hygroskopisches Wasser auf 100 g	Spezifische Wärmekapazität		Spez. Wärme des hygroskopischen Wassers
		ausgetrocknet	lufttrocken	
Quarzsand . . . . .	0,2765	0,1909	0,1931	0,79
$\frac{2}{3}$ Quarzsand + $\frac{1}{3}$ Ton . . . . .	0,7459	0,2001	0,2060	0,79
$\frac{1}{3}$ Sand + $\frac{2}{3}$ Ton . . . . .	1,1648	0,2091	0,2182	0,78
Ton . . . . .	2,8191	0,2243	0,2456	0,79
$\frac{2}{3}$ Ton + $\frac{1}{3}$ Humus . . . . .	4,5693	0,2939	0,3248	0,68
$\frac{1}{3}$ Ton + $\frac{2}{3}$ Humus . . . . .	5,0323	0,3648	0,3953	0,56
Torf . . . . .	8,6277	0,4431	0,9875	0,51
$\frac{2}{3}$ Torf + $\frac{1}{3}$ Quarzsand . . . . .	4,1283	0,3593	0,3848	0,62
$\frac{1}{3}$ Torf + $\frac{2}{3}$ Quarzsand . . . . .	2,1534	0,2732	0,2885	0,71
CaCO <sub>3</sub> . . . . .	0,5227	0,2082	0,2123	0,78
			Mittelwert	0,70

Unter dem hygroskopischen Wasser ist hier der Wassergehalt des lufttrockenen Bodens zu verstehen. Die Vermutung liegt nahe, daß sich mit Änderung der Menge des adsorbierten Wassers bei dem gleichen Boden auch die spezifische Wärme desselben ändern wird.

#### Benetzungswärme.

Zur Bestimmung der Benetzungswärme wurden von P. J. ANDRIANOW<sup>2</sup>, W. REIMER<sup>3</sup>, W. U. BEHRENS<sup>4</sup>, H. JANERT<sup>5</sup> Verfahren ausgearbeitet bzw. abgeändert. Da zwischen bestimmten physikalischen Eigenschaften von Böden und der Benetzungswärme gewisse Beziehungen bestehen, wurden hierüber wiederholt Untersuchungen ausgeführt, wobei angenommen wurde, daß ebenso wie die Hygroskopizität auch die Benetzungswärme von der Oberflächengröße des Bodens abhängig ist. Für wesensgleiche Böden besteht eine Abhängigkeit zwischen Hygroskopizität und Benetzungswärme. Für 1 g hygroskopisches Wasser beträgt die Benetzungswärme nach E. A. MITSCHERLICH<sup>6</sup> 88 cal, H. JANERT<sup>7</sup> im Mittel 50 cal, H. MIRTSCH<sup>8</sup> 81 cal, W. REIMER<sup>9</sup> 80 cal, P. VAGELER

<sup>1</sup> ANDRIANOW, P. J.: Die Wärmekapazität des gebundenen Wassers und des Bodens. Kolloid-Z. **78**, 107 (1937).

<sup>2</sup> ANDRIANOW, P. J.: Zur Methodik der Bestimmung der Benetzungswärme des Bodens. Z. Pflanzenernährg A **29**, 186 (1933) — Neues Kalorimeter für die Messungen der Benetzungswärme des Bodens. Proc. u. Pap. 2. Internat. Bodenkundl. Kongr. Leningrad-Moskau, 1. Komm. **1932**, 53.

<sup>3</sup> REIMER, W.: Zur Methodik der Bestimmung der Benetzungswärme. Wiss. Arch. Landw. A **4**, 383 (1930).

<sup>4</sup> BEHRENS, W. U.: Beziehungen zwischen der Oberfläche, der Hygroskopizität und der Benetzungswärme des Bodens. Z. Pflanzenernährg A **40**, 257 (1935).

<sup>5</sup> JANERT, H.: Untersuchungen über die Benetzungswärme des Bodens. Z. Pflanzenernährg A **19**, 281 (1931).

<sup>6</sup> Bei W. U. BEHRENS: a. a. O. S. 260 u. 290.

<sup>7</sup> JANERT, H.: a. a. O. S. 306.

<sup>8</sup> MIRTSCH, H.: Eine Bestimmung der Benetzungswärme des Bodens. Bot. Archiv **28**, 451 (1930).

<sup>9</sup> REIMER, W.: Wiss. Arch. Landw. A **4**, 258 (1930).

und F. ALTEN<sup>1</sup> 65 cal, W. U. BEHRENS<sup>2</sup> 75 cal. Die Abweichungen bei den einzelnen Versuchsanstellern dürften in der Methode begründet sein und sind darum für die weiteren Ausführungen ohne große Bedeutung. Auf thermodynamischen Betrachtungen fußend, versuchte W. U. BEHRENS<sup>3</sup> zu begründen, warum das durch Versuche gefundene Verhältnis von Hygroskopizität zur Benetzungswärme den Wert  $U \sim 82$  cal haben muß.

Für die Benetzungswärme gelten dieselben Gesichtspunkte wie für die Wasseranlagerung. Die Benetzungswärme mineralischer Stoffe, wie Quarz, ist klein<sup>4</sup> und direkt von der Korngröße und damit der Oberfläche abhängig. Bei austauschfähigen Bodenmineralen hingegen wird die Benetzungswärme von der Art und Menge der austauschfähigen Kationen ausschlaggebend beeinflusst. Der Einfluß der adsorbierten Luft auf die Entwicklung der Benetzungswärme bei Böden ist unbedeutend<sup>5</sup>. Für die Berechnung der Benetzungswärme aus der Kationenbelegung wurde von P. VAGELER und F. ALTEN<sup>6</sup> die Gleichung abgeleitet:

$$W_b = 28,6 \cdot [T - 0,5 (Ca/2 + Mg/2)], \quad (28)$$

wobei hier dieselben Einschränkungen gelten, wie sie bei der Ableitung der Gleichung (3) für die Berechnung der Hygroskopizität gemacht wurden. Abgesehen davon, weicht das von P. VAGELER und F. ALTEN zugrunde gelegte Verhältnis von Hygroskopizität : Benetzungswärme von anderen Ergebnissen ab<sup>7</sup>. Die Benetzungswärme für 1 mval austauschfähiges Kation ist nach F. ALTEN und B. KURMIES<sup>8</sup> (s. nebensteh. Tab.): Wie sich die Benetzungswärmen Na- bzw. K-, Mg-, Ca-gesättigter Böden verhalten, wenn man die Benetzungswärme des Na-gesättigten Bodens gleich 1 setzt, zeigt im Mittel der Untersuchungsergebnisse verschiedener Versuchsansteller folgende Zusammenstellung (Tab. 14):

Damit aber wird klar, daß eine eindeutige Beziehung zwischen Benetzungswärme und Hygroskopizität nicht bestehen kann, sie besteht nur bei Böden mit gleichmäßiger Kationenbelegung.

Die Benetzungswärme ist kein absolutes Maß für die Wasseranlagerung, sondern nur ein Ausdruck für die Hydratationsenergie der austauschbar gebundenen Kationen. Nach

Kation	cal
Na . . . . .	16,8
K . . . . .	8,8
Mg . . . . .	19,4
Ca . . . . .	22,0

Tabelle 14.

Autor	Na	K	Mg	Ca
H. JANERT <sup>9</sup> . . . . .	1,00	0,67	1,23	1,32
L. D. BAVER <sup>10</sup> . . . . .	1,00	0,78	1,41	1,34
F. ALTEN u. B. KURMIES <sup>11</sup>	1,00	0,52	1,15	1,31
Mittel:	1,00	0,66	1,26	1,32

<sup>1</sup> VAGELER, P., u. F. ALTEN: Böden des Nil und Gash. VI. Z. Pflanzenernährg A 23, 239ff. (1932).

<sup>2</sup> BEHRENS, W. U.: a. a. O. S. 290.

<sup>3</sup> BEHRENS, W. U.: a. a. O. S. 284 ff.

<sup>4</sup> BOUYOUCOS, C. G.: Die Benetzungswärme als ein neues Verfahren zur Bestimmung des Kolloidgehalts des Bodens. Soil Sci. 19, 153 (1925). — KAPP, L. C.: Die ungefähre Größe der Bodenteilchen, die die Erscheinung der Benetzungswärme zeigen. Soil Sci. 29, 401 (1930). Nach Ref. in Z. Pflanzenernährg A 21, 318 (1931).

<sup>5</sup> DUMANSKI, A., u. M. W. TSCHAPEK: Über die Benetzungswärme. II. Einfluß der adsorbierten Luft auf die Benetzungswärme. Kolloid-Z. 72, 55 (1935).

<sup>6</sup> VAGELER, P., u. F. ALTEN: Böden des Nil und Gash. VI. Z. Pflanzenernährg A 23, 240 (1932).

<sup>7</sup> JANERT, H.: Kationenaustausch und Wasseradsorption von Böden. Z. Pflanzenernährg A 34, 107 (1934).

<sup>8</sup> ALTEN, F., u. B. KURMIES: Die physikalisch-chemischen Gesetzmäßigkeiten beim Kationenumtausch im Mineralboden. Beih. z. Z. Ver. dtsh. Chemiker 1935, Nr 21, 1.

<sup>9</sup> JANERT, H.: a. a. O. S. 103.

<sup>10</sup> BAVER, L. D.: J. amer. Soc. Agronomy 20, 921 (1928) — Bei H. JANERT: a. a. O. S. 104.

<sup>11</sup> ALTEN, F., u. B. KURMIES: a. a. O. S. 8.

H. JANERT<sup>1</sup> stellt die Benetzungswärme des Bodens einen bestimmten Anteil der Hydratationswärme der angelagerten Kationen dar. Aus dem Verhältnis der Hydratationswärmen der Kationen zur Benetzungswärme derselben Kationen in austauschfähiger Bindung leitet H. JANERT eine Gleichung für die Berechnung der Benetzungswärme aus der Kationenbelegung ab:

$$Bw = \frac{1}{100} \cdot \left( \frac{H \cdot 247}{11,5} + \frac{Mg/2 \cdot 229,5}{9,0} + \frac{Ca/2 \cdot 174,5}{7,0} + \frac{K \cdot 75}{5,1} + \frac{Na \cdot 94}{4,9} \right). \quad (29)$$

Ein etwaiger Salzgehalt des Bodens wirkt sich bei der Entwicklung der Benetzungswärme je nach der Art und Menge der Salze verschieden aus<sup>2</sup>. Von P. J. ANDRIANOW<sup>3</sup> wurde die physikalische Bedeutung der Konstanten in der bekannten Gleichung von H. RODEWALD für die Abhängigkeit der Benetzungswärme vom Wassergehalt untersucht.

*Beziehungen von Wasseranlagerung und Benetzungswärme zur Oberfläche des Bodens.*

Eine unerläßliche Vorbedingung für die Bestimmung der Bodenoberfläche aus der Wasseraufnahme bei einem bestimmten Dampfdruck ist die Kenntnis der Dicke der Wasserschicht, d. h. der Anzahl der Molekülschichten. Macht man bei wasseranlagernden Bodenmineralen den Unterschied austauschfähiger und nichtaustauschfähiger Stoffe, so wird sofort klar, daß eine allgemeine Abhängigkeit zwischen Oberfläche und Wasseraufnahme nicht abgeleitet werden kann, da die Wasseranlagerung im wesentlichen von der Kationenbelegung beeinflusst wird. Die in der Literatur angegebenen Zahlen für die Anzahl der Molekülschichten sind oft mehr oder weniger spekulativ ermittelt und weichen so stark voneinander ab, daß sich eine Diskussion hierüber beinahe erübrigt. H. KURON<sup>4</sup> legt den Wassergehalt beim Wendepunkt der Wassergehalt-Dampfdruck-Kurve zugrunde und nimmt mit P. EHRENBERG 10 Molekülschichten an. P. VAGELER<sup>5</sup> berechnete aus rein orientierenden Überlegungen für die Anzahl der Moleküllagen beim Wassergehalt  $H_y$  den Wert  $\sim 140$ , der aber nicht als Grundlage zur Berechnung der Oberfläche dienen kann<sup>6</sup>. W. U. BEHRENS<sup>7</sup> kommt zu dem Schluß, daß die Dicke der Wasserhaut, die mit dem Dampfdruck der 10proz. Schwefelsäure im Gleichgewicht ist, 1,2 Moleküldurchmesser beträgt. Stellt man sich ein hydratisiertes Bodenteilchen unendlich vergrößert vor, so würde von einer gleichmäßigen Anordnung von Wassermolekülen über die ganze Oberfläche nichts mehr zu erkennen sein, sondern nur eine stellenweise Anhäufung von Wasserdipolen, und zwar immer da, wo sich ein austauschbares Kation befindet. Die Wahrscheinlichkeit spricht dagegen, daß derartig gebundene Kationen gleichmäßig um das Bodenteilchen verteilt sind. Wie die Dipole um das Kation gruppiert sind, läßt sich nur schwer sagen. Die Anordnung der Wassermoleküle

<sup>1</sup> JANERT, H.: a. a. O. S. 105.

<sup>2</sup> VAGELER, P., u. F. ALTEN: Böden des Nil und Gash. VI. Z. Pflanzenernähr A **23**, 241 (1932). — DAWYDOW, G.: Die Benetzungswärme der Böden. Einfluß neutraler Salze und der Sättigung der Böden mit verschiedenen Kationen. Arb. Zentralinst. Zuckerind. **1**, 24 (1932). Nach Ref. in Z. Pflanzenernähr A **38**, 184 (1935).

<sup>3</sup> ANDRIANOW, P. J.: Die Abhängigkeit der Benetzungswärme von der Feuchtigkeit des Pulvers. Z. Pflanzenernähr A **33**, 12 (1934). — Über die Benetzungswärme und über die physikalische Bedeutung der Konstanten in der Gleichung von RODEWALD. Kolloid-Z. **73**, 328 (1935).

<sup>4</sup> KURON, H.: Versuche zur Feststellung der Gesamtoberfläche an Erdböden, Tonen und verwandten Stoffen. Z. Pflanzenernähr A **18**, 179 (1930).

<sup>5</sup> VAGELER, P.: Der Kationen- und Wasserhaushalt des Mineralbodens. S. 98f. Berlin 1932.

<sup>6</sup> VAGELER, P.: a. a. O. S. 91.

<sup>7</sup> BEHRENS, W. U.: a. a. O. S. 301ff.

bei der Hydratation der Kationen in freier Lösung ist nicht bekannt; hier nimmt man zum Teil koordinative Bindung und zum Teil dielektrische Anziehung an<sup>1</sup>. Bei zunehmender Hydratation werden sich die Anhäufungen der Wassermoleküle sicher berühren und vielleicht sogar ineinander übergehen. Praktisch anschaulich ist es daher, wenn man sich die Wasseranlagerung als einen das ganze Bodenteilchen gleichmäßig umgebenden Wasserfilm vorstellt, dessen Dicke sich mit der Kationenbelegung und dem Dampfdruck bzw. osmotischen Druck ändert. Auch eine Bestimmung der Oberfläche des Bodens aus der Benetzungswärme, wie es neuerdings W. U. BEHRENS wieder vorgeschlagen hat, ist nicht möglich. So würde sich z. B. die Oberfläche eines Bodens, je nachdem derselbe nur mit Kalium oder nur mit Kalzium belegt ist, ungefähr wie 1 : 3 bis 1 : 2 verhalten<sup>2</sup>.

#### b) Wasserkapazität und Wasseraufnahmevermögen.

Die größte Wasserkapazität eines Bodens ohne äußere Druckbeeinflussung und ohne Abströmungsmöglichkeit ist gleich dem Porenvolumen. Ist  $a$  das Trockengewicht des Volumens  $V$  des trockenen Bodens und  $s$  das spezifische Gewicht, so ist der mögliche Wasserinhalt  $W_m$  bzw. das Porenvolumen  $P$  je 100 g Trockensubstanz:

$$W_m = P = \frac{V \cdot 100}{a} - \frac{100}{s} \text{ cm}^3. \quad (30)$$

Das Porenvolumen des natürlich gelagerten Bodens bestimmt W. v. NITZSCH<sup>3</sup> durch Pyknometrieren mit Luft. Hierfür ist ein Verfahren entwickelt worden,

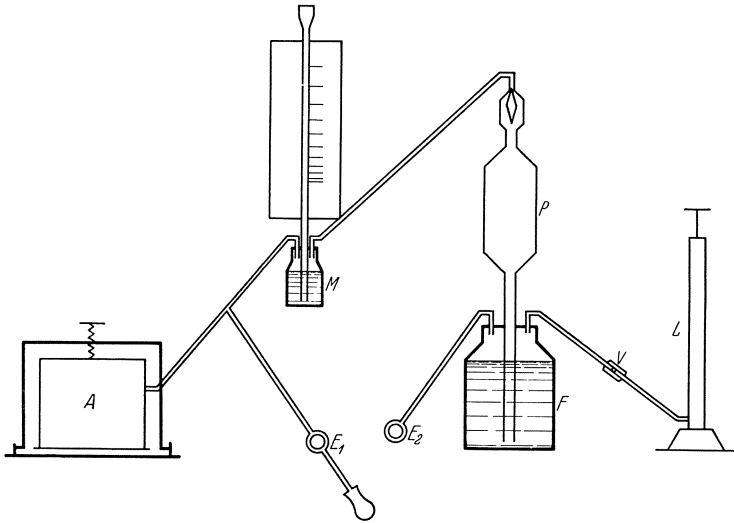


Abb. 8. Schematische Darstellung der Apparatur zur Volumenbestimmung von 1000 cm<sup>3</sup>-Proben durch Pyknometrieren mit Luft (nach W. v. NITZSCH).

das auf dem Prinzip des BOYLE-MARIOTTESchen Gesetzes beruht. Bringt man in einen gegebenen Raum eine bestimmte Menge Luft, so steigt der Druck um einen festen Betrag. Wird der Raum durch Einbringen eines festen Körpers verkleinert und dieselbe Luftmenge zugeführt, so muß die Steigerung des Druckes

<sup>1</sup> NERNST, W.: Theoretische Chemie, S. 452. Stuttgart 1926.

<sup>2</sup> KURMIES, B.: Hydratation, Hygroskopizität und Benetzungswärme in ihrer Beziehung zur Bodenoberfläche. Forsch.dienst 1937, Sonderh. 7 S. 33. — Siehe auch die Zusammenstellung auf S. 173 (Tab. 14).

<sup>3</sup> NITZSCH, W. v.: Der Porengehalt des Ackerbodens — Meßverfahren und ihre Brauchbarkeit. Bodenkd. u. Pflanzenernährg 1 (46), 101 (1936).

einen höheren Wert ergeben. Die Drucksteigerung ist dem festen Volumen des eingebrachten Körpers proportional. Die Apparatur ist in der Abb. 8 schematisch dargestellt.

Die Durchführung der Messung beschreibt W. v. NITZSCH wie folgt: „Die Probe wird unter die Glocke *A* gesetzt und luftdicht eingeschlossen. Nach Öffnen der Entlüftungshähne  $E_1$  und  $E_2$  ist mittels eines hinter dem Hahn  $E_1$  angebrachten Gummiballes der Flüssigkeitsspiegel in der Flasche *F* so einzustellen, daß er sowohl in der Flasche als auch in dem Steigrohr der Pipette gleich hoch steht. Nun werden die Hähne  $E_1$  und  $E_2$  verschlossen. Mit der Pumpe *L* drückt man Luft auf dem Weg über das Rückschlagventil *V* auf den Flüssigkeitsspiegel; die Flüssigkeit strömt dann aus der Flasche in die Pipette ein, bis das Schwimmventil schließt. Die aus der Pipette verdrängte Luft erhöht den Druck in der Glocke *A*, der am Manometer *M* abgelesen wird. Die Teilung der Skala ist so ausgeführt, daß der Druckanstieg nicht in Millimetern, sondern direkt in Kubikzentimetern des in die Glocke eingebrachten Volumens abgelesen werden kann. Eine Umrechnung der Werte erübrigt sich dadurch. Um den Einfluß von Temperatur und Barometerstand auszuschalten, wird die Apparatur vor Beginn der Messungen geeicht. Dazu wird ein bekanntes Volumen unter die Glocke gebracht und die verschiebbare Manometerskala entsprechend eingestellt.“ Als Meßergebnis erhält man das Volumen der festen Masse der eingebrachten Bodenprobe, woraus das Porenvolumen berechnet wird. Neben der Möglichkeit, die Untersuchung auf dem Felde vorzunehmen und der Schnelligkeit der Ausführung der Messungen soll das Verfahren den Vorzug haben, daß es die Ausschaltung der Fehlermöglichkeit durch Lufteinfluß bei der Bestimmung durch Unterwasser-Wägung ermöglicht. Zur Bestimmung des Volumens der festen Bodensubstanz und damit des Porenvolumens unter Anwendung größerer Bodenvolumina (30–70 Liter), gibt W. v. NITZSCH<sup>1</sup> eine vereinfachte Methode an, die im freien Felde durchgeführt werden kann. Von M. CH. PIGULEWSKI und E. F. SEBERG<sup>2</sup> wird das Porenvolumen durch Fixierung der Bodenprobe mittels Tränkung von unten her mit einem erwärmten Gemisch von Paraffin, Naphthalin und Spermazeti ausgeführt. Nach dem Erkalten wird aus einem bestimmten Volumen der fixierten Probe die Fixiermasse durch Extraktion mit Schwefelkohlenstoff oder Petroläther entfernt. Dieses Verfahren ist nach den eigenen Angaben der Autoren umständlich, soll aber sehr genaue Werte ergeben.

Zur Bestimmung der „minimalen Wasserkapazität“ wurde von P. VAGELER und F. ALTEN<sup>3</sup> eine dem Verfahren von F. ZUNKER<sup>4</sup> ähnliche Absaugmethode angewendet<sup>5</sup>. Die minimale Wasserkapazität umfaßt hier das von der zufälligen Lagerung der Bodenteilchen ziemlich unabhängige hygroskopische Wasser, das Häutchen- und Porenwinkelwasser und das Wasser in den

<sup>1</sup> NITZSCH, W. v.: Eine vereinfachte Methode zur Untersuchung der Bodenstruktur an großen und sehr großen Bodenproben ohne Abhängigkeit vom Laboratorium. Fortschr. Landw. **5**, 4 (1930). Siehe auch: Bessere Bodenbearbeitung. RKTL.-Schrift **70**. Berlin 1936.

<sup>2</sup> PIGULEWSKI, M. CH., u. E. F. SEBERG: Porosität und spezifisches Gewicht des Bodens. Arb. Agro-phys. Lab., Abt. Maschinenkde, Staatl. Inst. Exper. Landw. Ges. **1925**, H. 1, 123. Nach Ref. Z. Pflanzenernährg A **26**, 384 (1932).

<sup>3</sup> VAGELER, P., u. F. ALTEN: Böden des Nil und Gash. II. Z. Pflanzenernährg A **21**, 338 (1931) — Böden des Nil und Gash. III. Z. Pflanzenernährg A **22**, 45 (1931).

<sup>4</sup> Dieses Handbuch **6**, 137 (1930).

<sup>5</sup> Siehe auch G. J. BOUYOUCOS: Eine neue, einfache und rasche Methode zur Bestimmung des Feuchtigkeitsäquivalentes eines Bodens und der Einfluß, welchen die Bodenkolloide auf das Feuchtigkeitsäquivalent ausüben. Soil Sci. **27**, 233 (1929). Nach Ref. in Z. Pflanzenernährg A **17**, 400 (1930) — A comparison between the suction method and the centrifuge method for determining the moisture equivalent of soils. Soil Sci. **40**, 165 (1935).

Kapillaren, deren Saugspannung größer ist als die bei der Bestimmung angewandte, und dürfte da, wo keine undurchlässigen Schichten zum Wasserstau führen, sondern sich das Wasser im Boden frei verteilen kann, gleichbedeutend mit der maximalen Wasserkapazität im Felde sein. G. J. BOUYOUCOS<sup>1</sup> benutzt zur Ermittlung des Feuchtigkeitswertes („moisture equivalent“) die Dilatometermethode. Mit dieser Methode kann neben dem Feuchtigkeitswert des Bodens auch zugleich der Welkungspunkt bestimmt werden. Um die Wasserkapazität des Bodens in natürlicher Lagerung im Laboratorium zu bestimmen, wurde von F. SEKERA<sup>2</sup> ein Verfahren ausgearbeitet, nach dem die Bestimmung an Bodenschollen von willkürlichem Volumen durchgeführt werden kann. Die unter bestimmten Vorsichtsmaßnahmen auf dem Felde entnommenen Bodenschollen werden, um Zerstörung beim Transport zu vermeiden, in Korkschröten gebettet. Vor der Untersuchung werden die anhaftenden Korkteilchen vorsichtig entfernt. Die durch Kapillarität des Bodens aufnehmbare Wassermenge ist nicht nur durch die Größe und Gestalt des Porenvolumens bestimmt, sondern auch von der Art der Wasserzuführung abhängig; die Bestimmung muß deshalb unter Einhaltung bestimmter Versuchsbedingungen durchgeführt werden. Im Prinzip erfolgt die Wassersättigung der Bodenscholle genau wie auf dem Felde beim Transport von Grundwasser durch Kapillarwirkung der darunterliegenden Schichten. Die Bodenscholle wird auf eine mit Wasser gesättigte Sandschicht, deren Höhe 70 mm über dem Grundwasserspiegel liegt, gelegt. Als Sandbehälter dienen einfache Blumentöpfe, die in einer flachen Wanne stehen, in der für einen gleichmäßig bleibenden Grundwasserspiegel gesorgt werden muß (Abb. 9). Durch kapillaren Aufstieg des Wassers aus dem Grundwasser ist der Sand ständig mit Wasser gesättigt, so daß das Wasser auch in die aufgelegte Bodenscholle eindringen kann. Die Wassersättigung der Scholle ist je nach der Bodenart in 1—4 Tagen erreicht. Um Verdunstungsverluste zu vermeiden, bleibt die Scholle während dieser Zeit von einer Glasglocke bedeckt. Der Gleichgewichtszustand der Wassersättigung ist erreicht, wenn an zwei aufeinanderfolgenden Tagen das Gewicht der wassergesättigten Bodenscholle gleich bleibt. Den zeitlichen Verlauf der Wassersättigung verschiedener Bodenarten zeigt die folgende Zusammenstellung:

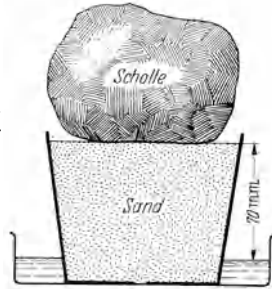


Abb. 9. Versuchsanordnung zur Bestimmung der Wasserkapazität nach F. SEKERA.

Tabelle 15. Zeitlicher Verlauf der Wassersättigung verschiedener Bodentypen. (Nach F. SEKERA.)

Bodenart	Gewicht nach Stunden						
	0	22	48	70	96	120	148
Feinsand . . . . .	100	112,7	112,9	112,9	—	—	—
Lehmiger Sand . . . . .	100	121,0	123,8	123,9	124,1	124,2	124,2
Lehm . . . . .	100	129,4	129,8	130,0	130,9	131,0	131,0
Ton . . . . .	100	123,4	128,0	129,8	130,9	131,1	131,2

Unmittelbar nach der Gewichtsbestimmung der wassergesättigten Scholle wird das Volumen derselben bestimmt, da die Wasserkapazität in Volumenprozenten ausgedrückt werden soll. Mit dem Trocknen des Bodens ist eine Volumenvermin-

<sup>1</sup> BOUYOUCOS, G. J.: The dilatometer method for determining the moisture equivalent of soils. Soil Sci. **43**, 385 (1937) — The dilatometer method as an indirect means of determining the permanent wilting point of soils. Soil Sci. **42**, 217 (1936).

<sup>2</sup> SEKERA, F.: Die nutzbare Wasserkapazität und die Wasserbeweglichkeit im Boden. Z. Pflanzenernährg A **22**, 87 (1931).



derung verbunden, und es muß deshalb die Volumenbestimmung an der wasser- gesättigten Scholle vorgenommen werden. Das Volumen wird mittels der Ver- drängungsmethode bestimmt. Die wasser- gesättigte Scholle wird in Petroleum eingetaucht und das verdrängte Flüssigkeitsvolumen in einem Meßzylinder gemessen. Nach der Volumenbestimmung wird die Bodenscholle bei 110° C getrocknet. Aus der Differenz des Gewichtes der gesättigten Scholle und ihres Trockengewichtes ergibt sich die dem Sättigungsgrad entsprechende Wasser- menge, die in Prozenten des Schollenvolumens als Wasserkapazität des Bodens WK angegeben wird. Die Höhe der Sandschicht mit 70 mm wird von F. SEKERA besonders begründet. Die kapillare Steighöhe des Wassers ist vom Kapillar-

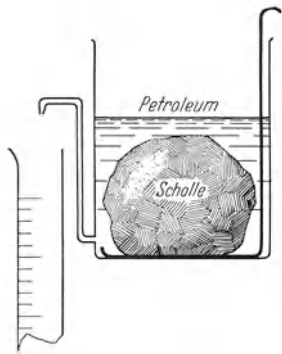


Abb. 10. Bestimmung des Volumens der Bodenscholle (nach F. SEKERA).

durchmesser abhängig (Abb. 11). Der Verlauf der Kurve zeigt einen flach verlaufenden und einen steil ansteigenden Teil. Der „Wendepunkt“ der Kurve entspricht einem Kapillardurchmesser von 0,4 mm<sup>1</sup> und einer Steighöhe von 70 mm. Da das Porenvolumen des Bodens aus verschiedenen großen Kapillaren besteht, wird die kapillare Wasser- sättigung des Bodens von der Höhe der Sand-

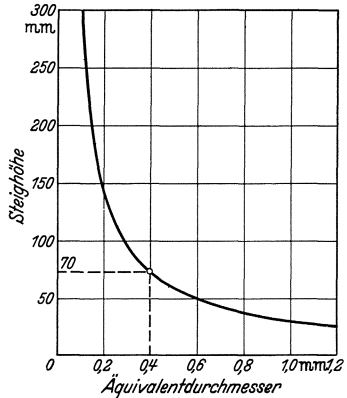


Abb. 11. Abhängigkeit der kapillaren Steighöhe des Wassers vom Kapillardurchmesser.

schicht beeinflusst. Diese Abhängigkeit ist bei einer Höhe der Sandschicht unter 70 mm deutlicher ausgeprägt als oberhalb dieser Höhe. F. SEKERA bezeichnet die Steighöhe von 70 mm und den entsprechenden Äquivalentdurchmesser der Bodenkapillaren von 0,4 mm als einen charakteristischen Punkt der Kapillaritätskurve. Eine weitere Erhöhung der Sandschicht verschiebt die Verhältnisse nur wenig. Die Unterschiede in der wasserhaltenden Kraft des Bodens treten um so deutlicher hervor, je mehr man aus dem flachen Bereich der Kapillaritätskurve herausrückt.

Tabelle 16. Abhängigkeit der Wassersättigung von der Höhe der Sandschicht. (Nach F. SEKERA.)

Höhe der Sandschicht über dem Grundwasser in mm	Maximaler Äquivalentdurchmesser der Kapillaren in mm*	Wasserkapazität in Volumprozenten				
		Ton	Lehm	Sandiger Lehm	Lehmiger Sand	Sand
20	1,50	44,6	48,2	42,0	41,0	34,3**
40	0,75	42,0	45,0	37,8	34,6	22,6
70	0,40	41,8	43,6	34,5	31,4	16,2
100	0,30	41,8	43,3	34,4	30,9	15,2

\* Abgerundet. — \*\* Die Wassersättigung der Sandscholle hatte die Fließgrenze erreicht, wodurch die Scholle zusammensank und der angegebene Wert nur ungefähr ermittelt werden konnte.

<sup>1</sup> Aus der Gleichung für die Steighöhe in Kapillaren ergibt sich für eine Steighöhe von 70 mm ein Kapillardurchmesser von 0,4 mm, da r in der Gleichung den Radius der Kapillare bedeutet, was von SEKERA wahrscheinlich übersehen worden ist.

Die kapillare Steighöhe, die durch eine 70 mm hohe Sandschicht verwirklicht wird, läßt die Wasserkapazität des Bodens deutlicher unterscheiden als eine niedrigere Sandschicht. Die Wasserkapazität nach F. SEKERA bezeichnet also die Wassermenge, die der Boden in seinen Kapillaren, deren Äquivalentdurchmesser kleiner als 0,4 mm ist, zu fassen vermag, und ist damit eigentlich nur ein Maß für den Anteil des Porenvolumens, dessen wirksamer Querschnitt der Bodenkapillaren einem Kapillardurchmesser von weniger als 0,4 mm entspricht. Bei einem Vergleich der im Felde gefundenen Wasserkapazität mit der Schollenmethode nach F. SEKERA fand G. ROTHE<sup>1</sup>, daß die Schollenmethode zum Teil erheblich niedrigere Werte ergab. Auch die nach der Gleichung von H. JANERT<sup>2</sup> berechneten Werte konnten nicht befriedigen. Die Wasserkapazität des Bodens in natürlicher Lagerung im Felde wurde von G. PIEPER<sup>3</sup> studiert. Zu diesem Zwecke wurden in verschiedenen bearbeiteten Parzellen abends je 4—5 Stahlringe mit 500 cm<sup>3</sup> Fassungsvermögen eingetrieben, darauf Blechröhren mit 1 Liter Inhalt aufgesetzt und je Ring 2 Liter Wasser, für schwere Böden 3 Liter, hinzugesetzt. 12 Stunden nach erfolgter Absättigung wurden die Ringe ausgegraben, oben und unten abgeschnitten, mit Deckeln verschlossen und gewogen. Nach Bestimmung des absoluten Trockengewichtes läßt sich der Wassergehalt und daraus die Gewichtskapazität berechnen. Die Speicherleistung des Bodens für den nutzbaren Wasservorrat in der durchwurzelten Schicht bezeichnet F. SEKERA<sup>4</sup> als nutzbare „Regenkapazität“. Auf weitere Untersuchungen über die Wasserkapazität sei nur hingewiesen<sup>5</sup>.

Tiefer liegende, d. h. einem Außendruck ausgesetzte Schichten von Böden, die eine merkbare Quellung zeigen, können im äußersten Falle nur so weit mit Wasser gesättigt sein, als ihrem minimalen Porenvolumen bei festester Lagerung — zuzüglich der Restschrumpfung<sup>6</sup> unter den gegebenen Druckverhältnissen — entspricht. Je geringer die Bodentiefe — also der Druck — ist, der auf den Schichten lastet, desto größer ist die mögliche Quellung der Böden und damit das für die Wasseraufnahme in Frage kommende Porenvolumen. Mit steigender Bodentiefe muß die Quellungsmöglichkeit, und damit das Porenvolumen, wegen des Aufdruckes der darüberliegenden Bodenschichten abnehmen. Bereits in relativ geringen Bodentiefen beträgt das Porenvolumen wenig mehr als das minimale Porenvolumen in festester Lagerung; in noch größerer Tiefe ist schließlich nur noch das minimale Porenvolumen als solches für die Wasseraufnahme vorhanden<sup>7</sup>. Das in den einzelnen Bodenschichten mögliche Wasser läßt sich berechnen. Diese Rechnung bezieht sich natürlich nur auf solche Böden, deren im Laboratorium bestimmte minimale Wasserkapazität das minimale Porenvolumen übersteigt. Bei gröberen Sandböden kann die nach der Absaugmethode bestimmte

<sup>1</sup> ROTHE, G.: Über den Wasserhaushalt der Marschböden im niederelbischen Obstbaugebiet. Arb. biol. Reichsanst. Land- u. Forstw. **20**, 603 (1933).

<sup>2</sup> JANERT, H.: Neue Methoden zur Bestimmung der wichtigsten physikalischen Grundkonstanten des Bodens. Landw. Jb. **66**, 471 (1927).

<sup>3</sup> PIEPER, G.: Der Einfluß der Lockerung auf die Wasserführung und Durchlüftung verschiedener Böden. Wiss. Arch. Landw. A **1**, 161 (1929).

<sup>4</sup> SEKERA, F.: Die Düngerbemessung in Trockengebieten. Ernährg Pflanze **28**, 21 (1932).

<sup>5</sup> SIEGRIST, R.: Zur Praxis der physikalischen Bodenanalyse. Kulturtechniker **36**, 37 (1933). — OLMSTEAD, L. B.: Bestimmung der minimalen Wassersättigung. Transact. 3. Internat. Congr. Soil Sci. **1**, 4 (1935). — VEIHMEYER, F. J., u. A. H. HENDRICKSON: The moisture equivalent as a measure of the field capacity of soils. Soil Sci. **32**, 181 (1931). — NOSTITZ, A. v.: Zur Frage der Wasserkapazitätsbestimmung bei Mineralböden. Bodenkd u. Pflanzenernährg **8** (53), 257 (1938).

<sup>6</sup> Über „minimales Porenvolumen“ und „Restschrumpfung“ s. S. 193 ff. dieses Bandes.

<sup>7</sup> VAGELER, P., u. F. ALTEN: Böden des Nil und Gash. VI. Z. Pflanzenernährg A **23**, 270ff. (1932).

minimale Wasserkapazität kleiner als das minimale Porenvolumen sein, wobei ein Teil des Porenvolumens mit Luft erfüllt ist; hier ist dann die minimale Wasserkapazität gleich dem möglichen Wasser. Nach Untersuchungen im Sudan findet in 150 cm Tiefe eine Quellung der Bodensubstanz unter dem Drucke der überlagernden Bodenschichten praktisch nicht mehr statt. Von hier aus nach oben zu muß der mögliche Wassergehalt über das minimale Porenvolumen hinaus zunehmen, und zwar bis zur minimalen Wasserkapazität, die in der obersten Bodenschicht erreicht wird.

Die Zunahme des möglichen Wassergehaltes über das minimale Porenvolumen hinaus folgt einer einfachen Potentialgleichung<sup>1</sup>. Bezeichnet man die Zunahme mit  $y$  und den Abstand in cm von der betrachteten Bodentiefe bis 150 cm mit  $x$ , so ist

$$y = a \cdot x^2. \quad (31)$$

Die Konstante  $a$  für jede betrachtete Bodenschicht ist

$$a = \frac{\text{minimale Wasserkapazität minus minimales Porenvolumen}}{22500}. \quad (32)$$

Nimmt man z. B. bei der Berechnung als maßgebend für jede Schicht ihre Mittellage an, so erhält man für  $x$  folgende Werte:

Für die Schicht	0— 30 cm:	$x = 150 - 15 = 135,$
„ „ „	30— 60 cm:	$x = 150 - 45 = 105,$
„ „ „	60— 90 cm:	$x = 150 - 75 = 75,$
„ „ „	90—120 cm:	$x = 150 - 105 = 45,$
„ „ „	120—150 cm:	$x = 150 - 135 = 15.$

Den möglichen Wassergehalt  $W$  der einzelnen Schichten, bezogen auf 100 g Trockensubstanz, ergeben, wenn man die minimale Wasserkapazität mit  $C$  und das minimale Porenvolumen mit  $P$  bezeichnet, die Gleichungen:

Für die Schicht	0— 30 cm:	$W = P + 0,81 (C - P),$
„ „ „	30— 60 cm:	$W = P + 0,49 (C - P),$
„ „ „	60— 90 cm:	$W = P + 0,25 (C - P),$
„ „ „	90—120 cm:	$W = P + 0,09 (C - P),$
„ „ „	120—150 cm:	$W = P + 0,01 (C - P).$

Unterhalb 150 cm Tiefe ist der mögliche Wassergehalt gleich dem minimalen Porenvolumen. Die obigen Gleichungen wurden unter der Annahme aufgestellt, daß innerhalb der betrachteten Bodenschichten die Zunahme des möglichen Wassers über das minimale Porenvolumen hinaus linear verläuft. Allgemein ist der mögliche Wassergehalt  $W$  für eine beliebige Bodenschicht oberhalb 150 cm Bodentiefe:

$$W = P + k(C - P). \quad (33)$$

<sup>1</sup> Von F. ALTEN [Die Bestimmung von Wasserhaushalt, Nährstoffzustand und Düngungsbedürfnis der Mineralböden nach den Methoden der Versuchstation Lichterfelde. Landw. Versuchsstat. 115, 322 (1933)] wurde diese Ableitung in einer anderen Betrachtungsweise sinngemäß umgeformt: Mit zunehmender Bodentiefe erfolgt durch den Druck der darüberliegenden Schichten eine Abnahme des möglichen Wassergehaltes unter die im Laboratorium bestimmte minimale Wasserkapazität in einer beliebigen Tiefe. Die Abnahme mit zunehmender Bodentiefe folgt dann, wenn man sie mit  $y$  bezeichnet, der Potentialgleichung  $y = a \cdot (300x - x^2)$ .  $a$  hat hier dieselbe Bedeutung:

$$a = \frac{\text{minimale Wasserkapazität minus minimales Porenvolumen}}{22500},$$

$x$  ist die in Frage stehende Bodentiefe in cm. Der mögliche Wassergehalt in einer bestimmten Bodentiefe ist dann:

$$W = C - k(C - P),$$

$$k = \frac{300x - x^2}{22500}.$$

Welchen Betrag der Faktor  $k$ , der sich aus den Gleichungen (31) und (32) berechnen läßt, für eine beliebige Bodenschicht annimmt, ist aus der Abb. 12 zu ersehen. Der Faktor  $k$  hat an der Oberfläche des Bodens den Wert 1 und nimmt gemäß Gleichungen (31) und (32) ab, um in einer Tiefe von 150 cm den Wert 0 anzunehmen. Wie weit diese Ableitungen den praktischen Ergebnissen entsprechen, zeigt ein Vergleich mit einem Bewässerungsversuch von H. GREEN<sup>1</sup> (Tab. 17). Die Abb. 13 zeigt, daß trotz starker Überschußbewässerung der Wassergehalt der oberflächenschicht nicht höher liegt, als es der minimalen Wasserkapazität dieser Schicht entspricht, die nach dem Mittel der Untersuchungen der betreffenden Felder 45–50% beträgt. Solange eine Verteilung des Wassers nach unten nicht durch undurchlässige Lagen unterbunden ist, kann der Boden nicht mehr Wasser aufnehmen, als seiner minimalen Wasserkapazität entspricht.

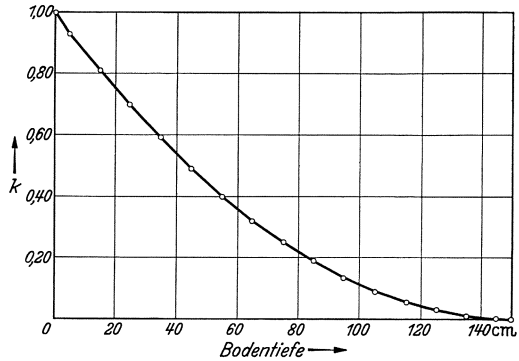


Abb. 12. Diagramm zur Bestimmung des Faktors  $k$  in der Gleichung  $W = P + k(C - P)$  zur Berechnung der minimalen Wasserkapazität des Bodens in der Natur (nach P. VAGELER).

Tabelle 17. Vergleich der berechneten und gefundenen minimalen Wasserkapazität in verschiedener Bodentiefe.

Tiefe cm	Minimale Wasserkapazität %	Minimales Porenvolumen %	Wassergehalt nach Bewässerung	
			gefunden %	berechnet %
0–30	55	14,9	45	45,3
30–60	59	17,4	30	37,9
60–90	48	21,8	22	28,3
90–120	55	19,5	23	22,7
120–150	46	20,4	26	20,7
150–180	51	20,4	22	20,4

Neben der mechanischen Zusammensetzung der Böden übt die Kationenbelegung einen großen Einfluß auf die Höhe der Wasserkapazität aus. In weiten Grenzen ist die minimale Wasserkapazität eine Funktion des Tongehaltes und der Menge der austauschfähigen Kationen. Nach Untersuchungen von G. J. BOUYOUCOS<sup>2</sup> hat das Verhältnis Tongehalt : Feuchtigkeitsäquivalent den mittleren Wert 0,6515.

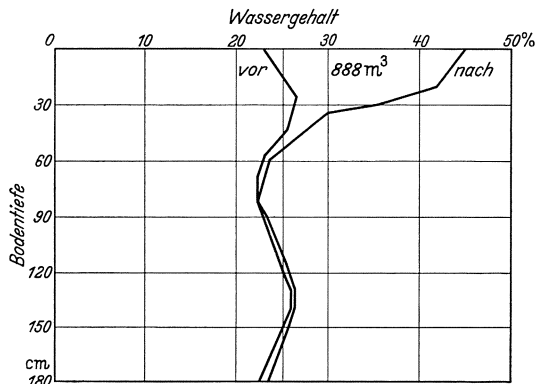


Abb. 13. Wassergehalt eines Baumwollfeldes vor und nach Bewässerung (nach H. GREEN).

<sup>1</sup> GREEN, H.: Soil permeability in the Eastern Gesira. J. agricult. Sci. **18**, Part III, 531 (1928). Bei P. VAGELER u. F. ALTEN: Böden des Nil und Gash. IV. Z. Pflanzenernährg A **23**, 250 (1932).

<sup>2</sup> BOUYOUCOS, G. J.: The indirect determination of various soil characteristics by the hydrometer method. Soil Sci. **30**, 267 (1930). — Siehe auch G. B. BODMAN u. A. J. MAHMUD: The use of moisture equivalent in the textural classification of soils. Soil Sci. **33**, 363 (1932). Nach Ref. in Z. Pflanzenernährg A **31**, 370 (1933).

Für Böden mit hohem Humusgehalt ergaben sich abweichende Werte. Nach A. VON NOSTITZ<sup>1</sup> können jedoch quantitative Zusammenhänge zwischen der Kornzusammensetzung und der Wasserkapazität kaum abgeleitet werden. Die minimale Wasserkapazität kann als die Wassermenge betrachtet werden, die von dem zugeführten Wasser im Boden als Minimum dann verbleibt, wenn keine Kräfte außer der Gravitation auf das System Boden-Wasser einwirken. Nach P. VAGELER<sup>2</sup> ist der Gravitationseinfluß im Schwarmwasser ungefähr dann aufgehoben, wenn der osmotische Druck in der Grenzschicht des Schwarmwassers 0,5 at beträgt. Für die minimale Wasserkapazität als die Wassermenge, die durch die Hydratationskräfte der austauschfähigen Kationen gegen die Wirkung der Gravitation im Boden gehalten wird, ergibt sich aus der Kationenbelegung die Gleichung:

$$C_{\min} = 2,2 \cdot \Sigma \text{Kationen} \quad (34)$$

oder, bezogen auf die Hygroskopizität nach E. A. MITSCHERLICH:

$$C_{\min} = 4,5 \cdot Hy. \quad (35)$$

Die folgenden, von P. VAGELER und F. ALTEN<sup>3</sup> ermittelten Werte zeigen, daß diese Gleichungen praktisch sehr genäherte Ergebnisse liefern:

Tabelle 18. Minimale Wasserkapazität, berechnet aus dem Hygroskopizitätswert.

Boden Nr.	Hy %	Minimale Wasserkapazität		Differenz in % des gefundenen Wertes
		gefunden %	berechnet %	
K 58	3,2	16,8	14,4	- 14,3
K 67	4,8	23,8	21,6	- 9,2
K 56	8,3	43,9	37,3	- 15,0
G 33	11,6	50,7	52,2	+ 2,9
G 19	14,7	71,7	66,1	- 7,8
G 10	16,7	68,2	75,1	+ 10,2

An Hand der Daten von 250 untersuchten Böden ergab sich für das Verhältnis von minimaler Wasserkapazität zur Hygroskopizität der Wert  $4,7 \pm 0,5$ . Die obigen Beziehungen [Gleichungen (34) und (35)] werden nur bei verhältnismäßig hohem Tongehalt erfüllt

sein, und dort auch dann nur, wenn der Kornanteil  $< 2\mu$  sich parallel mit der Menge der austauschbaren Kationen ändert, also die Hydratation die Wasserkapazität ausschlaggebend beeinflusst. Bei leichteren Böden weicht dieses Verhältnis ab. W. U. BEHRENS<sup>4</sup> untersuchte den Zusammenhang zwischen der Hygroskopizität und dem Wassergehalt des gewachsenen Bodens und fand die in der Tab. 19 enthaltenen Verhältniswerte  $V$  für verschiedene humusfreie Bodentypen.

Wie sich ein Salzzusatz durch Düngung und chemische Melioration auf die minimale Wasserkapazität auswirkt, zeigt die Abb. 14<sup>5</sup>. Die durch die Salzzufuhr geförderte Koagulation des Tonanteils bewirkt eine Verminderung der minimalen Wasserkapazität.

<sup>1</sup> NOSTITZ, A. v.: Bodenbewertungsprobleme. III. Spülanalyse, Wasserkapazitäts- und Druckfestigkeitsbestimmung als Mittel zur Bodenbearbeitung. Landw. Jb. **73**, 412 (1931).

<sup>2</sup> VAGELER, P.: Der Kationen- und Wasserhaushalt des Mineralbodens, S. 111. Berlin 1932.

<sup>3</sup> Die Werte sind entnommen aus P. VAGELER u. F. ALTEN: Böden des Nil und Gash. VI. Z. Pflanzenernährg A **23**, 234, Tab. 3 (1932).

<sup>4</sup> BEHRENS, W. U.: Beziehungen zwischen der Hygroskopizität des Bodens, dem Wassergehalt des Feldes und dem Pflanzenwachstum. Z. Pflanzenernährg A **41**, 38 (1936).

<sup>5</sup> VAGELER, P., u. F. ALTEN: Böden des Nil und Gash. VI. Z. Pflanzenernährg A **23**, 316 (1932).

Tabelle 19. Verhältnis von Wassergehalt: Hygroskopizität bei verschiedenen Bodentypen.

Klasse	Bodenart	Hygroskopizität	Anzahl	Durchschnittlicher Wassergehalt	Durchschnittswert von $V$
1	Sand . . . . .	0 — 0,5	34	3,9	11,0
2	Sandboden . . . . .	0,6 — 1,0	29	3,5	5,0
3	Lehmiger Sandboden . .	1,1 — 1,5	8	6,9	5,6
4	Lehmiger Sandboden . .	1,6 — 2,0	15	7,1	3,8
5	Sandiger Lehmboden . .	2,1 — 2,5	53	8,6	3,8
6	Sandiger Lehmboden . .	2,6 — 3,0	24	11,1	4,0
7	Lehmboden . . . . .	3,1 — 3,5	13	11,1	3,4
8	Lehmboden . . . . .	3,6 — 4,0	14	11,1	3,0
9	Lehmboden . . . . .	4,1 — 4,5	3	14,2	3,3
10	Lehmboden . . . . .	4,6 — 5,0	1	16,0	3,5

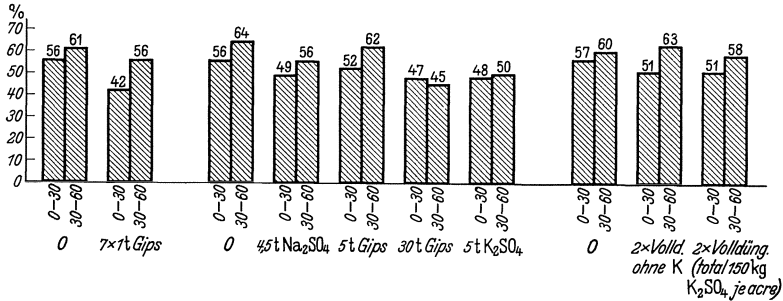


Abb. 14. Änderung der minimalen Wasserkapazität bei chemischer Melioration und Düngung (nach P. VAGELER und F. ALTEN).

Wasserhaltungsvermögen und Wasseraufnahmevermögen.

Von J. G. FALCONER und S. MATTSON<sup>1</sup> wurde untersucht, wie die Art der austauschfähigen Kationen das Wasserhaltungsvermögen von Ton bei verschiedenem Unterdruck beeinflusst. Durch Absaugen auf gesinterten Porzellanfilterplatten wurde der Wassergehalt einseitig gesättigter Tone<sup>2</sup> nach der Gleichgewichtseinstellung bei verschiedenem Saugdruck unter Vermeidung von Verdunstungsverlusten bestimmt. Das Wasserhaltungsvermögen in Abhängigkeit vom Vakuumdruck läßt sich für alle untersuchten Tone durch folgende Gleichung beschreiben:

$$V \cdot \sqrt[3]{P} = \text{konst.}, \tag{36}$$

worin  $V$  die  $\text{cm}^3$  Wasser pro g trockenen Ton und  $P$  den angewandten Saugdruck in cm Hg bedeuten. Der Wert der Konstante ist abhängig von der Natur des austauschbaren Kations. Für mit K, Mg und Ca belegte Tone wurden nachstehende Gleichungen gefunden:

Für K-Ton:  $V \cdot \sqrt[3]{P} = 5,315 \pm 0,108.$

Für Mg-Ton:  $V \cdot \sqrt[3]{P} = 3,011 \pm 0,044.$

Für Ca-Ton:  $V \cdot \sqrt[3]{P} = 2,989 \pm 0,157.$

Wird an Stelle von Wasser eine Elektrolytlösung angewandt, so ergibt 0,5n NaCl-Lösung einen niedrigeren Wert für die Konstante als 0,5n  $\text{Na}_2\text{SO}_4$ -Lösung.

Bei NaCl-Lösung:  $V \cdot \sqrt[3]{P} = 1,886 \pm 0,043.$

Bei  $\text{Na}_2\text{SO}_4$ -Lösung:  $V \cdot \sqrt[3]{P} = 2,325 \pm 0,052.$

<sup>1</sup> FALCONER, J. G., u. S. MATTSON: The laws of soil colloidal behavior: XIII. Osmotic Imbibition. Soil Sci. **36**, 317 (1933).

<sup>2</sup> Als Ausgangsmaterial diente Bentonit.

Der Unterschied der Werte ist auf den verschiedenen osmotischen Druck der beiden Lösungen zurückzuführen. Es wurde gezeigt, daß die Wasseraufnahme durch Hydratation vom osmotischen Druck der Lösung, in der sich der Ton befindet, abhängig ist<sup>1</sup>. Bei der 0,5 n NaCl-Lösung, die einen höheren osmotischen Druck hat als die 0,5 n Na<sub>2</sub>SO<sub>4</sub>-Lösung, ist die durch Hydratation aufgenommene Wassermenge geringer, so daß der Anteil der freien Lösung, der durch die Saugwirkung entfernt werden kann, größer wird. Auch zeigt nach den Versuchen von H. FREUNDLICH, O. SCHMIDT und G. LINDAU<sup>2</sup> die Flüssigkeitsaufnahme von Ton, die hier als Quellung bezeichnet wird, in Salzlösungen dasselbe Verhalten. Bei der Flüssigkeitsaufnahme von elektrodialysiertem Ton aus KCl-Lösungen bzw. LiCl-Lösungen steigender Konzentration erreicht dieselbe bei den mittleren Konzentrationen ein Maximum, um dann bei den höheren stetig abzunehmen. Hierbei ist zu berücksichtigen, daß neben der Flüssigkeitsaufnahme noch ein Kationenumtausch stattfindet; das K-Ion der Lösung wird gegen die Al- und H-Ionen des elektrodialysierten Tones eingetauscht, wodurch ein K-Ton gebildet wird, dessen Flüssigkeitsaufnahmevermögen dadurch zunächst größer wird. Bei höheren KCl-Konzentrationen wird dann durch die Steigerung des osmotischen Druckes der Elektrolytlösung das Wasseraufnahmevermögen, das durch Hydratation des sich bildenden K-Tones hervorgerufen ist, zurückgedrängt, was sich in einer Verminderung der Flüssigkeitsaufnahme auswirkt. Den besten Beweis hierfür ergeben die Versuche desselben elektrodialysierten Tones mit KOH- bzw. LiOH-Lösungen steigender Konzentration. Zunächst tritt derselbe Vorgang des Kationenumtausches in Erscheinung, nur mit dem grundlegenden Unterschied, daß hier bei niederen Konzentrationen die Elektrolyte aus der Lösung vollkommen verschwinden, da für die ausgetauschten Al- und H-Ionen kein tragendes Anion vorhanden ist [H-Al-Ton + KOH = K-Ton + H<sub>2</sub>O + Al(OH)<sub>3</sub>]. Die Wasseraufnahme des K- bzw. Li-Tones durch Hydratation vollzieht sich also zunächst ohne Beeinflussung durch freie Elektrolytlösung, wodurch ein erhöhtes Flüssigkeitsaufnahmevermögen bedingt ist. Bei Steigerung der Konzentration tritt schnell eine Absättigung des Tones mit den Kationen der Elektrolytlösung ein, und der Überschuß der Elektrolyte verringert die Flüssigkeitsaufnahme, denn die Steigerung des osmotischen Druckes wirkt dehydrierend. Hierauf ist auch das Ergebnis zurückzuführen, daß der Unterschied bei der Flüssigkeitsaufnahme zwischen Li- und K-Ion bei den Hydroxyden viel größer als bei den Chloriden ist. Im übrigen wird bei der Steigerung der Elektrolytkonzentration, die eine Verminderung der Wasseraufnahme durch Hydratation bewirkt, das spannungsfreie Porenvolumen im Sinne ZUNKERS vergrößert, was eine Erhöhung der Geschwindigkeit der Flüssigkeitsaufnahme zur Folge hat.

Zur Bestimmung des Wasseraufnahmevermögens von Böden und Tonen als einer charakteristischen Konstante ist die Apparatur nach O. SCHMIDT<sup>3</sup>, die in Abb. 15 dargestellt ist, verwendet worden. „Der Apparat besteht aus einem U-förmig gebogenen Teil *R* und einer 3 cm<sup>3</sup> fassenden Kapillare *M* (mit einer Ablesegenauigkeit von 2 mg Wasser). Beide Teile sind durch einen Dreiwegehahn *D* verbunden, der nach oben zu einem Einfülltrichter *B* führt. Auf der linken Seite trägt das U-Rohr einen Trichter *T* mit einem Glasfritter *F*. Zur Messung werden U-Rohr und Kapillare mittels Dreiwegehahn *D* verbunden, luftblasenfrei mit

<sup>1</sup> Siehe diesen Band S. 159f.

<sup>2</sup> FREUNDLICH, H., O. SCHMIDT u. G. LINDAU: Über die Thixotropie von Bentonit-suspensionen. Kolloid-Beih. **36**, 43 (1932).

<sup>3</sup> ENSLIN, O.: Über einen Apparat zur Messung des Flüssigkeitsaufnahmevermögens von quellbaren und porösen Stoffen und zur Charakterisierung der Benetzbarkeit. Chem. Fabrik **6**, 147 (1933).

Wasser gefüllt, Hahn *H* geschlossen und die Substanz auf das Glasritter gebracht. Die Menge aufgesaugten Wassers wird an der Teilung der Kapillare abgelesen. Der Wassergehalt ist ausgedrückt in Prozent der Einwaage.“ Die Wasseraufnahme von Böden und Tonen im beschriebenen Gerät wurde von K. ENDELL und Mitarbeitern<sup>1</sup> untersucht. Die Ergebnisse sind von verschiedenen Versuchs-

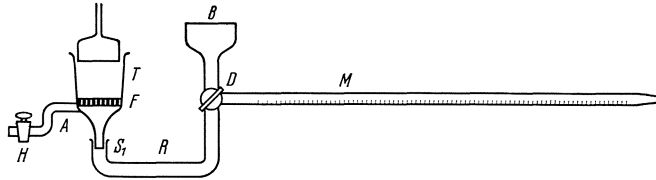


Abb. 15. Vorrichtung zur Messung der Flüssigkeitsaufnahme quellbarer und poröser Stoffe (Enslin-Gerät.)

bedingungen abhängig. Abb. 16 zeigt am Beispiel eines Na-Tones den Einfluß der eingewogenen Tonmenge auf den zeitlichen Verlauf der Wasseraufnahme.

Über den Einfluß der Teilchengröße auf die im Sättigungszustand aufgenommene Wassermenge vgl. H. FREUNDLICH, O. ENSLIN und G. LINDAU<sup>2</sup>. Mit dem Abnehmen der Korngröße steigt die im Sättigungszustand aufgenommene Wassermenge und die Geschwindigkeit der Wasseraufnahme nimmt ab. — Bei nicht quellbaren, pulverförmigen Stoffen ist das aufgenommene Flüssigkeitsvolumen gleich dem Porenraum<sup>3</sup>.

Um den Verlauf der Wasseraufnahme von Böden und Tonen im Enslin-Gerät vergleichen zu können, müssen folgende Bedingungen gleichgehalten werden:

1. Die Art des Einfüllens der Probe, 2. die Größe der Einwaage, 3. der ursprüngliche Wassergehalt. Am zweckmäßigsten ist es, von absolut trockenen Proben auszugehen. Um die das Wasseraufnahmevermögen beeinflussenden Faktoren zu bestimmen, wurden die Versuche an Gemengen von definierten Tonmineralen mit Quarz und an natürlichen Tonböden durchgeführt, die zeigten, daß die an künstlichen Gemengen ermittelten Meßergebnisse den an natürlichen Böden gewonnenen Ergebnissen entsprechen. Bei den nicht quellenden Stoffen, wie Quarz,

ist die im Sättigungszustand aufgenommene Wassermenge  $w_{\infty}$  klein und von der Korngröße abhängig. Mit steigender Feinheit werden die Kapillaren kleiner; damit wird die Wasserbeweglichkeit geringer, wodurch die Zeit bis zur Erreichung

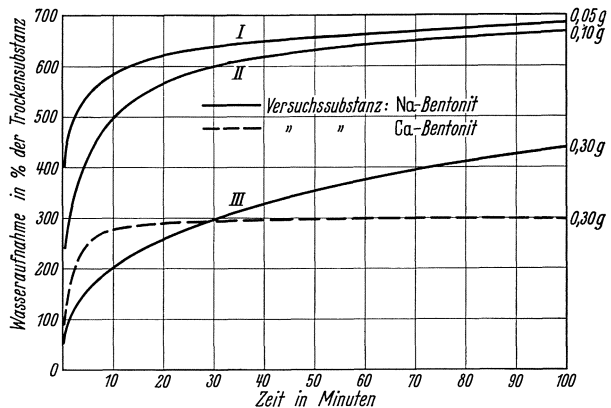


Abb. 16. Abhängigkeit des Verlaufes der Wasseraufnahme von der Größe der Einwaage (nach K. ENDELL, W. LOOS, H. MEISCHEIDER u. V. BERG).

<sup>1</sup> ENDELL, K., W. LOOS, H. MEISCHEIDER u. V. BERG: Über Zusammenhänge zwischen Wasserhaushalt der Tonminerale und bodenphysikalischen Eigenschaften bindiger Böden. Veröff. dtsh. Forsch.ges. Bodenmechanik, Berlin 1938, H. 5.

<sup>2</sup> FREUNDLICH, H., O. ENSLIN u. G. LINDAU: Über den Einfluß von Fremdstoffen auf die Flüssigkeitsaufnahme von nichtquellbaren Pulvern. Kolloid-Beih. 37, 242 (1933).

<sup>3</sup> ENSLIN, O.: a. a. O. S. 147.



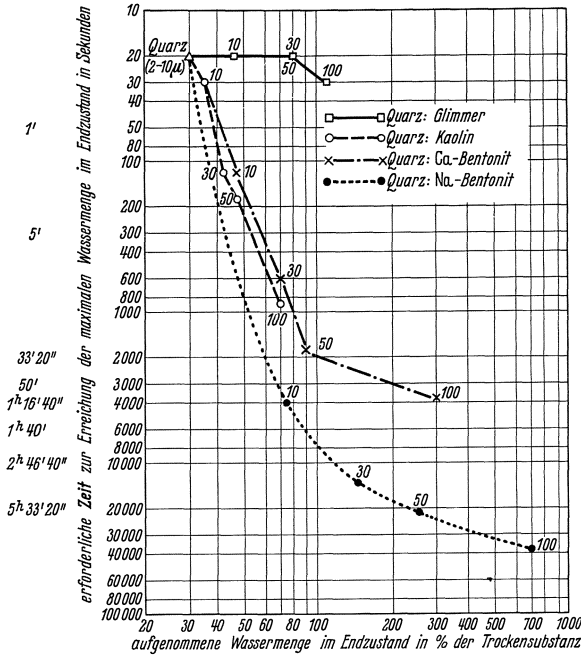
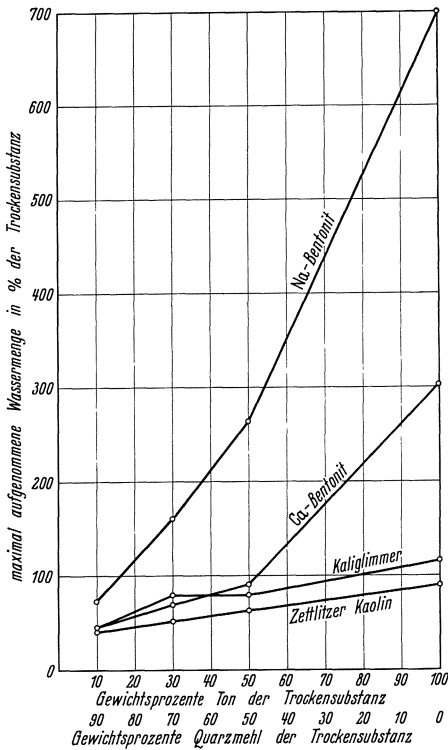


Abb. 17. Abhängigkeit des Wasseraufnahmevermögens und der Ansauggeschwindigkeit von der Natur des Tonminerals und der Quarzmenge (nach K. ENDELL, W. LOOS, H. MEISCHIEDER u. V. BERG).



des Endzustandes verlängert wird. Bei Tonen, Kaolinit und Bentonit sind zwei gleichzeitig nebeneinander verlaufende Arten der Wasseraufnahme zu unterscheiden, und zwar die durch Benetzung der Oberfläche vor sich gehende und die durch Hydratation der austauschbaren Kationen erfolgende Wasseraufnahme. Der Quarzzusatz bewirkt in allen Fällen eine Beschleunigung der Wasseraufnahme (Abb. 17), die auf der Vergrößerung der Durchlässigkeit beruht. Bei Tonen ist die im Sättigungszustand aufgenommene Wassermenge von der Natur der austauschfähigen Kationen abhängig (Abb. 18). Den Verlauf der Wasseraufnahme bei natürlichen Böden zeigt Abb. 19.

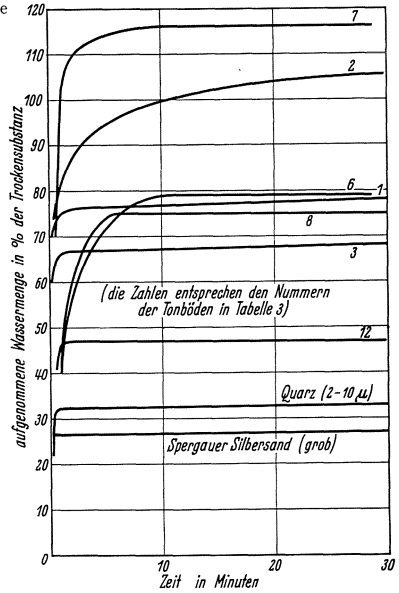


Abb. 18. Verlauf der Wasseraufnahme bei natürlichen Tonböden und bei nichtquellenden Mineralen (nach K. ENDELL, W. LOOS, H. MEISCHIEDER u. V. BERG).

Abb. 19. Abhängigkeit der im Sättigungszustand aufgenommenen Wassermenge von der Natur des Tonminerals und der Quarzmenge (nach K. ENDELL, W. LOOS, H. MEISCHIEDER u. V. BERG).

Die untersuchten Böden sind Gemische der Tonminerale Montmorillonit und Kaolinit bzw. Glimmertone mit den nichtquellenden Stoffen, feinem und grobem Quarz. Auf das verschiedene Wasserbindungsvermögen der Tonminerale sind alle wichtigen bodenphysikalischen Eigenschaften, wie Reibungswert, Verdichtungsziffer und Durchlässigkeit zurückzuführen<sup>1</sup>.

#### *Wassergehalt bei der Fließgrenze.*

Zur Bestimmung des Wassergehaltes bei der Fließgrenze nach A. ATTERBERG hat A. CASAGRANDE<sup>2</sup> eine Vorrichtung entwickelt (Abb. 20), die den persönlichen Einfluß des Beobachters ausschaltet, der bei der manuellen Bestimmung der Fließgrenze zu großen Fehlern führen kann. Der Apparat wird wie folgt beschrieben<sup>3</sup>: Er besteht aus einer Messingschale von 95 mm Durchmesser und 200 g Gewicht. In diese Schale wird die Untersuchungsprobe (z. B. Kaolin-, Ton- oder Bodenprobe) eingetragen. Mit einem Furchenzieher von bestimmten Abmessungen wird in den mit einem Spatel gut durchgekneteten Tonkuchen eine Furche eingegraben. Durch die Form des Furchenziehers sind die Abmessungen der Furche, die Breite und Höhe, und die Höhe der eingetragenen Paste festgelegt. Die obere Weite der Furche beträgt 11 mm, die untere Weite der Furche 2 mm und die Höhe 8 mm. Die Messingschale trägt: 1. einen Haken, mit dem sie in das Gestell eingehakt werden kann, 2. einen Nockenanschlag. Mit Hilfe einer Nockenwelle in Verbindung mit einer Kurbel wird die Schale auf eine justierte Höhe von genau 10 mm gehoben und auf einen polierten Ebonitblock fallen gelassen. Die Kurbel wird nun mit einer Geschwindigkeit von ungefähr 2 Umdrehungen in der Sekunde gedreht, und die Anzahl der Schläge, bei der die beiden Hälften der Tonprobe sich längs einer Strecke von ungefähr  $1\frac{1}{4}$  cm berühren, sowie der Wassergehalt der Proben bestimmt. Diese Bestimmung wird bei mindestens drei verschiedenen Wassergehalten in ein Diagramm derart eingetragen, daß die Anzahl der Schläge auf einer logarithmischen Skala, die Wassergehalte auf einer arithmetischen Skala aufgetragen werden. Die Verbindungslinie die Fließkurve, ist eine gerade Linie. Aus dieser Geraden wird der Wert des Wassergehaltes bei 25 Schlägen extrapoliert; dieser Wert des Wassergehaltes ist identisch mit der Fließgrenze. G. J. BOUYOCOS<sup>4</sup> bestimmt den Fließpunkt dadurch, daß der Boden in einem Becherglas mit einer elektrisch angetriebenen

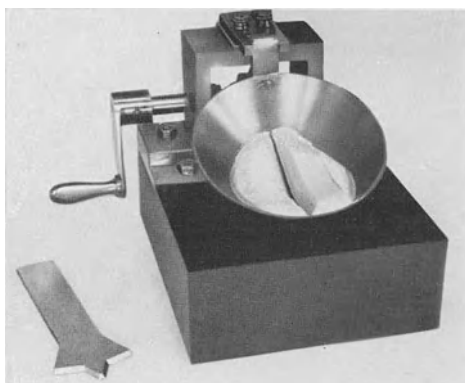


Abb. 20. Apparat zur Ermittlung der Fließgrenze nach ATTERBERG VON A. CASAGRANDE.

<sup>1</sup> Siehe auch R. SEIFERT, J. EHRENBURG, B. TIEDEMANN, K. ENDELL, U. HOFMANN u. D. WILM: Bestehen Zusammenhänge zwischen Rutschneigung und Chemie von Tonböden? Mitt. preuß. Versuchsamt. Wasserbau u. Schiffb. H. 20. Berlin 1935.

<sup>2</sup> CASAGRANDE, A.: Beitrag zur Entwicklung von Untersuchungsmethoden für Böden. Diss. 1933. Harvard Engineering School Cambridge Mass., USA.

<sup>3</sup> ENDELL, K., H. FENDIUS u. U. HOFMANN: Basenaustauschfähigkeit von Tonen und Formgebungsprobleme in der Keramik (Gießen, Drehen, Pressen). Ber. dtsh. keram. Ges. 15, 602 (1934).

<sup>4</sup> BOUYOCOS, G. J.: Weitere Studien über die Beziehungen zwischen den feineren Bestandteilen der Böden und ihren physikalischen Eigenschaften. Soil Sci. 33, 27 (1932).

Rührvorrichtung mit Wasser durchgearbeitet wird; das Wasser wird nach und nach in gemessenen Mengen zugegeben. Der Fließpunkt ist erreicht, wenn die Masse beim Neigen des Becherglases zu fließen beginnt.

### c) Quellung und Schrumpfung.

Die Volumenvergrößerung oder Quellung des Bodens ist bekanntlich dadurch bedingt, daß sich feste Wasserschichten um die einzelnen Bodenteilchen unter der Einwirkung der Kräfte des elektrischen Feldes der Oberflächenmoleküle lagern. Dadurch werden die Einzelteilchen an ihren Berührungsstellen auseinandergedrängt, und es wird sofort klar, daß, wenn sich viel austauschbare, zur Hydratation befähigte Kationen im System befinden, die Quellung beträchtliche Werte annehmen kann, wobei die Natur der austauschbar gebundenen Kationen eine besondere Rolle spielt<sup>1</sup>.

Die Tonteilchen werden durch die orientierten Dipole des Wassers zusammengehalten. Die Wassermoleküle schieben sich zwischen die adsorbierten Kationen und die negativ geladene Teilchenoberfläche, so daß zwischen den Teilchen folgende Bindung entsteht: Negative Oberfläche — orientierte Wassermoleküle — Kation — orientierte Wassermoleküle — negative Oberfläche<sup>2</sup>. Erfahrungsgemäß zeigen Sande, die ja keine nennenswerte Fähigkeit zur Wasseradsorption besitzen, keine, und Kaoline, die einen geringen Kationenumtausch aufweisen, nur eine verhältnismäßig geringe Quellung. Wieweit die Quellung bei stark austauschfähigen Bodenmineralien gehen kann, wird am besten durch die Erscheinung der Thixotropie charakterisiert<sup>3</sup>. Auf ein diesbezügliches Beispiel in der Natur weist P. VAGELER<sup>4</sup> hin. Die sehr viel Na-Ton enthaltenden Schlamme der Mangrovenbestände an tropischen Meeresküsten, die infolge des großen Hydratationsvermögens eine starke Quellung zeigen, sind so locker gelagert, daß man darin wie im Wasser versinkt. Die Möglichkeit dieser starken Quellung ist darin begründet, daß, bei Verhinderung des Wasserabflusses durch undurchlässige Schichten, durch den Auftriebseffekt<sup>5</sup> der hydrationsfähige Ton viel größere Wassermengen binden kann und dadurch die Lagerungsdichte vermindert wird; es tritt ein vollkommener Zerfall der Bodenaggregate ein.

<sup>1</sup> MATTSON, S.: Die Gesetze über das Verhalten der Bodenkolloide. VIII. Die Formen und die Funktionen des Wassers. *Soil Sci.* **33**, 301 (1932). Nach Ref. in *Z. Pflanzenernährg A* **26**, 238 (1932). — OCHOTIN, W., u. O. SMIRNOWA: Die physikalisch-mechanischen Eigenschaften von Alkaliböden und ihre Veränderung unter dem Einfluß von Salzen. *Pedology* **29**, 237 (1934). Nach Ref. in *Z. Pflanzenernährg A* **39**, 247 (1935).

<sup>2</sup> RUSSELL, E. W.: Die Bindungskräfte zwischen Tonteilchen in einem Bodenkrümel. *Trans. 3. Internat. Congr. Soil Sci.* **1**, 26 (1935). Nach Ref. in *Z. Pflanzenernährg A* **45**, 371 (1936).

<sup>3</sup> FREUNDLICH, H., O. SCHMIDT u. G. LINDAU: Über die Thixotropie von Bentonit-suspensionen. *Kolloid-Beih.* **36**, 43 (1932). — P. BARY: [Über die Ursachen der Thixotropie gewisser Böden. *C. r. Acad. Sci. Paris* **196**, 183 (1933), nach Ref. in *Z. Pflanzenernährg A* **45**, 377 (1936)] will die Erscheinung der Thixotropie nicht auf die Schichten gerichteter Wassermoleküle an der Oberfläche der Bodenteilchen zurückgeführt wissen, sondern schreibt die Ursache dieser Erscheinung der Anwesenheit einer hydrophilen Masse zu, die z. B. von Eisenoxymolekülen gebildet werden kann und die Bodenteilchen umgibt. — Aus der Arbeit von FREUNDLICH, SCHMIDT und LINDAU geht aber eindeutig hervor, daß die Thixotropie durch die Hydratation der austauschfähigen Kationen bedingt ist. — Siehe auch K. ENDELL, H. FENDIUS u. U. HOFMANN: Basenaustauschfähigkeit von Tonen und Formgebungsprobleme in der Keramik. *Ber. dtsh. keram. Ges.* **15**, 600 (1934).

<sup>4</sup> VAGELER, P.: Der Kationen- und Wasserhaushalt des Mineralbodens, S. 113. Berlin 1932.

<sup>5</sup> Das spezifische Gewicht von Bodenmineralen wird bei starker Hydratationsfähigkeit wesentlich beeinflusst, so daß Bodenteilchen mit einer Wasserhülle ein viel geringeres spezifisches Gewicht haben und der Auftriebseffekt eine Steigerung erfährt.

Ein Maß für die Bodenfestigkeit gegen die schwemmende Wirkung des Wassers ist nach P. J. ANDRIANOW<sup>1</sup> die Zeit des Zerfalls eines Bodenaggregates in Wasser. Die Zeit  $t$  steht im umgekehrten Verhältnis zur Hygroskopizität und zur Kapillargröße des Bodens, so daß

$$t = C \cdot \frac{1}{D \cdot \Phi} \quad (37)$$

wird.  $D$  ist der mittlere Durchmesser der Kapillaren und  $\Phi$  das Maß für die Hydrophilie des Bodens. Für  $D$  wird als Charakteristik der Kapillardimensionen

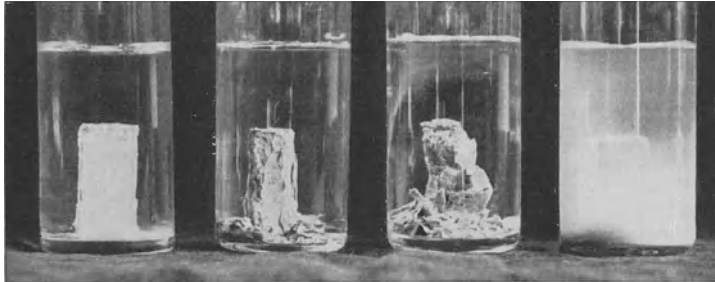


Abb. 21. Zerfall verschiedener Tone und Böden nach 15' Lagerung in Leitungswasser (nach K. ENDELL).

das Verhältnis von Porenvolumen zur ganzen Oberfläche eingesetzt:

$$D = \frac{d - g}{d \cdot S}, \quad (37a)$$

worin  $g$  Volumengewicht und  $d$  spezifisches Gewicht bedeuten. Die Hydrophilie wird durch die Benetzungswärme  $(r_0 + i)$  pro  $\text{cm}^2$  der spezifischen Oberfläche  $S$  ausgedrückt:

$$\Phi = k \cdot \frac{(r_0 + i)}{S}. \quad (37b)$$

Die Zerfallszeit ist dann:

$$t = C \cdot \frac{d}{\left(\frac{k}{S}\right)^2 \cdot (r_0 + i) \cdot (d - g)} \quad (38)$$

oder

$$t \cdot \frac{\left(\frac{k}{S}\right)^2 \cdot (r_0 + i) \cdot (d - g)}{d} = C = \text{konst.} \quad (38a)$$

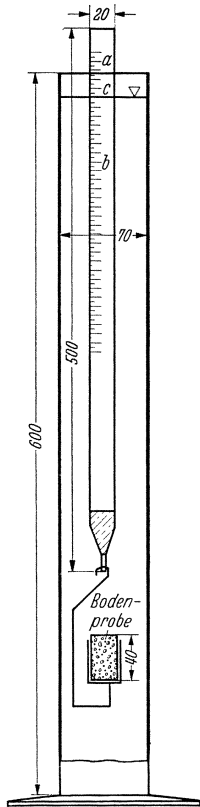
Da die Benetzungswärme bei wesensgleichen Böden eine der Hygroskopizität proportionale Größe ist, so kann man den Zerfall von Bodenaggregaten als eine vom Hygroskopizitätswert oder, wenn man will, von der Austauschkapazität abhängige Größe betrachten. Diese Ableitungen werden durch einen qualitativen Versuch von K. ENDELL<sup>2</sup> illustriert. Nach 15 Minuten Beobachtungszeit zeigt sich, daß mit steigendem Gehalt an austauschfähigen Kationen die Aggregate stärker zerfallen. Die Art und Geschwindigkeit des Zerfalls bei der Quellung wurde von K. ENDELL und Mitarbeitern<sup>3</sup> untersucht, wozu ein besonderer Apparat zur Ermittlung des Zerfallsvorganges entwickelt wurde (Abb. 22). Die Vorrichtung besteht aus einem

<sup>1</sup> ANDRIANOW, P. J.: Bedingungen der Bildung und Festigkeit der Bodenstruktur. Z. Pflanzenernährg A 36, 26 (1934).

<sup>2</sup> ENDELL, K.: Beitrag zur chemischen Erforschung und Behandlung von Tonböden. Bautechn. 1935, H. 18, 226.

<sup>3</sup> ENDELL, K., W. LOOS und H. BRETH: Zusammenhang zwischen kolloidchemischen sowie bodenphysikalischen Kennziffern bindiger Böden und Frostwirkung. Schriftenreihe d. Forsch. ges. f. d. Straßenwesen e. V. Bd. 16. Volk und Reich Verlag Berlin 1939.

Meßzylinder von 60 cm Höhe und 7 cm Durchmesser. Der Meßzylinder wird fast bis zum Rand mit Leitungswasser gefüllt, in dem ein Aräometer von 50 cm Länge und 2 cm Durchmesser eingetaucht ist. An dem Aräometer ist eine Millimeterskala angebracht. Ferner ist das Aräometer unten durch Bleikugeln beschwert, um eine stabile Lage des Schwimmkörpers zu sichern. An dem unteren Ende des Aräometers ist ein aus Drähten verfertigter Käfig angebracht, in dem



sich der Boden — ein Probezylinder von 2,5 cm Durchmesser und 4 cm Höhe — befindet. Beim Einbringen des Aräometers mit der Bodenprobe in den mit Wasser gefüllten Meßzylinder ergibt sich auf Grund der Wasserverdrängung und des Gewichtes des Aräometers und der Bodenprobe bei Versuchsbeginn eine bestimmte Eintauchtiefe *a*. Beim Zerfall des Bodens tritt eine Gewichtsabnahme ein, so daß sich die Eintauchtiefe verringert (Ablesung *c*). Bei vollkommenem Zerfall erhält man die Ablesung *b*. Bezeichnet die Ablesung *a* die Eintauchtiefe, bei der noch kein Zerfall des Bodens eintritt, also die Probe noch zu 100% im Käfig vorhanden ist, und die Ablesung *b* den vollkommenen Zerfall, bei dem der Rückstand 0 ist, so ergibt sich die während des Zerfallsvorganges zerfallene Menge des Bodens zu:

$$s = \frac{a - c}{a - b} \cdot 100\%$$

ein Wert, der als „scheinbare“ Zerfallsziffer bezeichnet wird. Die Zerfallsziffer ist deshalb eine „scheinbare“, weil der Auftrieb des Aräometers nicht nur durch die Gewichtsabnahme infolge Abbröckelns der Bodenprobe, sondern auch durch Quellung und Volumenzunahme erhöht werden kann. Bei natürlichen Böden überwiegt die Gewichtsabnahme durch Zerfall bei weitem den Auftriebseffekt durch Quellung, so daß hier die „scheinbare“ Zerfallsziffer der wahren sehr nahekommt. Die Versuche zeigten eine Abhängigkeit des Zer-

<i>a</i> = Ablesung bei Versuchsbeginn,	Scheinbare Zerfallsziffer $s = \frac{a - c}{a - b} \cdot 100\%$ .
<i>b</i> = Ablesung bei vollkommenem Zerfall,	Grenzwerte:
<i>c</i> = jeweilige Ablesung.	Vollkommener Zerfall . . . . . <i>c</i> = <i>b</i>
	Kein Zerfall . . . . . <i>c</i> = <i>a</i> .

Abb. 22. Apparat zur Ermittlung des Zerfallsvorganges von Böden (nach K. ENDELL, W. LOOS u. H. BRETH).

fallsvorganges: 1. vom Wassergehalt des Bodens vor dem Versuch, 2. von der Natur des anwesenden Tonminerals, 3. von dem Mengenverhältnis zwischen dem Tonmineral und dem (nichtquellenden Bodenmineral) Quarzanteil, 4. von der Korngröße des (nichtquellenden Bodenminerals) Quarzes.

Da die Quellung auf der Hydratisierung der austauschfähigen Kationen und der Oberflächenmoleküle beruht, entspricht die Quellungswärme nach P. VAGELER<sup>1</sup> der Hydratationswärme oder Benetzungswärme. Die Entwicklung der Quellungswärme ist um so größer, je weiter das System vom Endpunkt der Quellung entfernt ist. Für die Abhängigkeit der entwickelten Quellungswärme von der zugefügten Wassermenge gibt VAGELER die Gleichung von J. R. KATZ<sup>2</sup> an:

$$Q = \frac{\alpha \cdot a}{\beta + a}, \tag{39}$$

<sup>1</sup> VAGELER, P.: a. a. O. S. 106 ff.

<sup>2</sup> KATZ, J. R.: Kolloid-Beih. 9, 62 ff. (1918). — Eine zusammenfassende Darstellung über Quellungswärme und Quellungsdruck befindet sich bei H. FREUNDLICH: Kapillarchemie, S. 926 ff. Leipzig 1923.

worin  $Q$  die Wärmemenge bedeutet, die bei Zusatz von  $a$  g Wasser zu einer Mengeneinheit quellbarer Substanz frei wird,  $\alpha$  und  $\beta$  sind Konstanten. Wenn man  $\alpha$  mit  $T$  und  $\beta$  mit  $q \cdot T$  gleichsetzt und  $x$  für  $a$  setzt, so entspricht die Gleichung (39) der allgemeinen Hyperbelgleichung von VAGELER:

$$Q = \frac{x \cdot T}{x + q \cdot T}. \tag{40}$$

Hiernach wird der Endpunkt der Quellungswärme und damit auch der Benetzungswärme erst nach Zusatz einer unendlich großen Wassermenge erreicht, was aber zu den bekannten Anschauungen über die Hydratation und die Benetzungswärme des Bodens in Widerspruch steht. Bei Böden wird der Endpunkt der Benetzungswärme, und damit der Quellungswärme, beim Zusammenbringen des Bodens mit einer bestimmten Wassermenge erreicht<sup>1</sup>, trotzdem ist eine beträchtliche Steigerung der Quellung durch weitere Wasseradsorption, die von keiner merklichen Wärmeentwicklung begleitet ist, möglich. Die differentielle Quellungswärme  $dQ$  — das ist der Zuwachs der Wärmeentwicklung bei weiterem Zusatz einer unendlich kleinen Wassermenge zum System — ist:

$$\frac{dQ}{dx} = \frac{q \cdot T^2}{(x + q \cdot T)^2}. \tag{41}$$

Die maximale differentielle Quellungswärme  $Q_{\max}$  beim ersten Zusatz einer unendlich kleinen Wassermenge  $x$  zum völlig trockenen System ergibt sich, indem man in Gleichung (41) für  $x$  den Wert 0 einsetzt:

$$Q_{\max} = \frac{dQ}{dx} = \frac{q T^2}{q^2 T^2} = \frac{1}{q}. \tag{42}$$

Für die maximalen differentielle Benetzungswärmen von Böden berechnet VAGELER folgende Werte:

Nach J. R. KATZ<sup>2</sup> läßt sich bei der Flüssigkeitsaufnahme quellender Stoffe die Änderung der Gesamtenergie praktisch vollständig in mechanische Arbeit umwandeln, und zwar unmittelbar durch den Quellungs-

Tabelle 20. Maximale differentielle Benetzungs- bzw. Quellungswärme verschiedener Bodentypen.

Bodenart	$T =$ Integrale Benetzungswärme	$q \cdot 10^3$	$Q_{\max}$
Sand . . . . .	100—250	45,0	22
Sandiger Lehm . .	250—350	23,6	42
Lehm . . . . .	350—400	11,3	88
Lehmiger Ton . . .	400—500	5,67	176
Ton . . . . .	500—750	3,50	263
Humusboden . . . .	750—1500	1,60	625

druck, wodurch die große Arbeitsleistung bei der Quellung von Tonböden erklärt werden kann, die sich in einer beträchtlichen Hebung der Bodenhorizonte bei der Sättigung mit Wasser auswirkt.

Der Quellungsdruck  $D_q$  ist nach KATZ:

$$D_q = - \frac{R \cdot T}{M \cdot V_0} \cdot \ln h, \tag{43}$$

worin  $R$  allgemeine Gaskonstante,  $T$  absolute Temperatur,  $M$  Molekulargewicht der Flüssigkeit und  $V_0$  das spezifische Volumen der Flüssigkeit bedeuten;  $h$  ist der relative Dampfdruck des gequollenen Stoffes. Es läßt sich also aus dem relativen Dampfdruck der gequollenen Substanz der Quellungsdruck berechnen. Die Gleichung (43) für den Quellungsdruck stimmt weitgehend mit der Gleichung (2) für den osmotischen Druck überein, so daß man, übertragen auf das System Boden—Wasser, geneigt ist zu sagen, daß der osmotische Druck in der Grenzschicht des Schwarmwassers dem Quellungsdruck entspricht. Die Arbeits-

<sup>1</sup> Siehe diesen Band S. 157 u. 164.

<sup>2</sup> KATZ, J. R.: a. a. O. S. 106.

leistung des quellfähigen Tonbodens beruht auf der starken Anziehung von Wassermolekülen. Die Gleichung (43) für den Quellungsdruck ist der Ausdruck potentieller Energie. Die volle Auswirkung des Quellungsdruckes von Böden wird nur bei Vermeidung jedes Aufdruckes zustande kommen. Im Boden treten die zu vermutenden sehr hohen Quellungsdrucke der Einzelteilchen infolge der punktförmigen Berührung dieser Teilchen nicht in Erscheinung, da der Gegen- druck der überlagernden Bodenschichten sich dadurch in viel stärkerem Maße bemerkbar macht<sup>1</sup>. Die durch Hydratation bedingte Quellung von Tonböden wird sich also so weit auswirken, als der Druck der überlagernden Bodenschichten dem Quellungsdruck — das wäre hier die Hydratationskraft der austauschfähigen Bodenteilchen — die Waage hält. Es ist deshalb in verschiedenen Tiefen nur ein ganz bestimmter Betrag von Quellungswasser möglich, und schon in verhältnis- mäßig geringer Tiefe wird, da die überlagernden Schichten durch ihre Auflast eine weitgehende Annäherung der Einzelteilchen anstreben, die dichteste Lagerung, bei der das Hohlraumvolumen dem minimalen Porenvolumen entspricht, erreicht sein. In den höher liegenden Schichten werden die Bodenteilchen durch die infolge der Hydratation sich zwischen die Teilchen schiebenden Wassermoleküle aus- einandergedrängt, wodurch das Porenvolumen erhöht wird. Unterhalb einer bestimmten Tiefe ist eine Quellung des Bodens nicht mehr möglich. Über einen praktischen Versuch von A. F. JOSEPH<sup>2</sup>, der die Hebung von Bodenhorizonten durch Quellungsdruck in verschiedener Tiefe untersuchte, berichten P. VAGELER und F. ALTEN<sup>3</sup>. Nach dreiwöchiger Überstauung zeigten sich die folgenden Niveauezunahmen der einzelnen Bodenschichten:

Tiefe der Bodenschicht	Niveauezunahme
0— 30 cm	12,5 cm
30— 60 cm	7,3 cm
60— 90 cm	3,8 cm
90— 120 cm	1,8 cm
120— 150 cm	1,0 cm
150— 180 cm	0,2 cm
180— 210 cm	0 cm

Das heißt, schon in 150 cm Tiefe ist die Quellung praktisch gleich Null und damit das minimale Porenvolumen erreicht. Daß auch die längste Irrigation trotz einer das minimale Porenvolumen übersteigenden — im Laboratorium bestimmten — minimalen Wasserkapazität keine Möglichkeit zur Wasseranreicherung im tieferen Untergrund hat, zeigen die Untersuchungen von H. GREEN<sup>4</sup>, deren Ergebnisse Tab. 21 enthält.

Tabelle 21. Anreicherung des Wassergehaltes in verschiedenen Bodentiefen durch Überstauung.

Schicht	Wassergehalt in Proz.				
	Vor Über- stauung	Nach 3 Tagen Überstauung	Zunahme	Nach 14 Tagen Überstauung	Zunahme gegen- über nach 3 Tagen
0— 30 cm	13,8	35,6	+ 21,8	33,5	— 2,1
30— 60 cm	17,9	32,2	+ 14,3	33,4	+ 1,2
60— 90 cm	18,8	26,0	+ 7,2	32,0	+ 6,0
90— 120 cm	21,6	23,1	+ 1,5	26,2	+ 3,1
120— 150 cm	22,2	22,2	0,0	22,0	— 0,2
150— 180 cm	21,3	21,4	+ 0,1	21,1	— 0,3

In rund 1 m Tiefe ist die Grenze der möglichen Wasseranreicherung erreicht. Zwischen 60 und 90 cm Tiefe ist die Anreicherung nach 14 Tagen wahrscheinlich nur durch den Auftriebseffekt noch etwas gestiegen.

<sup>1</sup> VAGELER, P.: a. a. O. S. 110 f.

<sup>2</sup> JOSEPH, A. F.: Report Government Chemist, S. 4. 1927.

<sup>3</sup> VAGELER, P., u. F. ALTEN: Böden des Nil und Gash. VI. Z. Pflanzenernährg A 23, 251 (1932).

<sup>4</sup> GREEN, H.: Soil permeability in the Eastern Gezira. J. agricult. Sci. 18, part. III (1928).

Die Menge des im Boden vorhandenen Quellungswassers ist in erster Linie vom Tonmineral mit seinen nach Art und Menge verschiedenen, austauschbar gebundenen Kationen abhängig. Das einwertige Kation Na ist in besonderem Maße befähigt, Wassermoleküle anzulagern, wodurch bei Na-haltigen Böden eine besonders starke Quellung bedingt ist<sup>1</sup>. Die Quellungsfähigkeit des Ca- und Mg-haltigen Tonbodens ist wesentlich geringer, aber immer noch beträchtlich. Das einwertige H-Ion und die dreiwertigen Al- und Fe-Ionen vermögen in austauschfähiger Bindung nur verhältnismäßig wenig Wasser anzulagern; derartig belegte Tone zeigen deshalb nur eine geringe Quellung. Die starke Quellungsfähigkeit der Tonböden hat oft Setzungen von Bauwerken zur Folge, oder Böschungen kommen ins Rutschen. Die praktische Folgerung, die Entquellung von Tonböden und damit die Verfestigung des tonigen Baugrundes durch die Entfernung der austauschfähigen Basen der Tonminerale herbeizuführen, wurde von L. CASAGRANDE<sup>2</sup> gezogen. Das Verfahren, das von K. ENDELL<sup>3</sup> kurz beschrieben wird, beruht darauf, daß mittels Elektrolyse eine Entbasung des Tones erreicht wird, der dann, seiner stark hydrationsfähigen Basen beraubt, praktisch keine Quellung mehr zeigt. Wird durch mechanischen Druck oder durch Verdunstung das Wasser aus dem gequollenen System Boden + Wasser entfernt, so tritt eine Volumenverminderung oder Schrumpfung ein.

Die Bestimmung der linearen Schrumpfung und des minimalen Porenvolumens geschieht wie folgt<sup>4</sup>: Etwa 300 g Boden werden mit einer Wassermenge, die 80% der minimalen Wasserkapazität entspricht, versetzt, gründlich durchgeknetet und im geschlossenen Gefäß 12 Stunden sich selbst überlassen. Dann wird der Boden in ein Aluminiumschälchen von genau 10 cm lichtigem Durchmesser mit genau senkrechten Wänden fest eingepreßt und die Oberfläche sorgfältig geglättet. Das gefüllte Schälchen, das vor dem Füllen leicht eingefettet wird, wird gewogen, bei 105° C unter langsamem Anheizen bis zur Gewichtskonstanz getrocknet und wieder gewogen. Das Maß der Schrumpfung wird am Durchmesser der Scheibe mit einer Schublehre gemessen. Die Berechnung erfolgt auf Grund:

a) Prozent lineare Schrumpfung =  $100 - \frac{\text{Durchmesser der trockenen Scheibe}}{\text{Durchmesser der eingekneteten Scheibe}} \cdot 100$ ;  
in mm;

b) Vol.-% feste Substanz =  $\frac{\text{Gewicht der trockenen Scheibe} \cdot 100}{\text{Schälchenvolumen} \cdot \text{Spez. Gewicht}}$ ;

c) Vol.-% Wasser =  $\frac{(\text{Gew. d. eingeknet. feucht. Masse} - \text{Gew. d. trock. Scheibe}) \cdot 100}{\text{Schälchenvolumen}}$ ;

d) Vol.-% Luft =  $100 - (\text{Vol.-% feste Substanz} + \text{Vol.-% Wasser})$ .

Die Bestimmung der linearen Schrumpfung ermöglicht die Berechnung des minimalen Porenvolumens aus der Differenz: Volumen geschrumpfter Boden minus  $\frac{\text{Masse}}{\text{spez. Gew.}}$ .

<sup>1</sup> MATTSON, S.: a. a. O. S. 308. — OCHOTIN, W., u. O. SMIRNOWA: a. a. O., s. S. 188, Anmerkung 1. — WINTERKORN, H., u. L. D. BAVER: Sorption of liquids by soil colloids: I. Liquid intake and swelling by soil colloidal materials. Soil Sci. **38**, 291 (1934).

<sup>2</sup> Das Verfahren ist patentrechtlich geschützt.

<sup>3</sup> ENDELL, K.: Beitrag zur chemischen Erforschung und Behandlung von Tonböden. Bautechn. **1935**, H. 18, 226.

<sup>4</sup> VAGELER, P., u. F. ALTEN: Böden des Nil und Gash. III. Z. Pflanzenernährg A **22**, 46 (1931). — Siehe auch das Resumé von F. ALTEN: Die Bestimmung von Wasserhaushalt, Nährstoffzustand und Düngungsbedürfnis der Mineralböden nach den Methoden der Versuchstation Lichterfelde. Landw. Versuchsstat. **115**, 315 (1933).



## Minimales Porenvolumen

$$= \frac{100 \cdot \left[ \frac{(100 - \text{lineäre Schrumpfung})^3}{10^4} - \text{Vol.-% feste Substanz} \right]}{\text{Vol.-% feste Substanz}}$$

oder umgeformt:

$$\text{Minimales Porenvolumen} = \frac{(100 - \text{lineäre Schrumpfung})^3}{260 \cdot \text{Vol.-% feste Substanz}} - 38.$$

Zur physikalischen Kennzeichnung der Bodenarten wird von A. TILL<sup>1</sup> neben der linearen Schwindung an den geschrumpften lufttrockenen Bodenformlingen die Zugfestigkeit (Zerreißbarkeit) bestimmt. Zur Bestimmung der linearen Schwindung wird das Bodenwassergemisch, das zu einer möglichst homogenen Masse durchgearbeitet wurde, in eine Messingform (Abb. 23) mit den lichten Abmessungen  $a - b = 4$  cm,  $e - f = 2$  cm,  $c - d = 1$  cm vollständig dicht eingestrichen. Nachdem der Formling lufttrocken geworden ist, wird die Schwindung durch Ausmessen bestimmt. Die Zugfestigkeit, unter der die Kraft verstanden wird, die erforderlich ist, um den lufttrockenen Probekörper im Querschnitt von  $1 \text{ cm}^2$  zu zerreißen, wird mit dem abgebildeten Apparat (Abb. 24) ermittelt<sup>2</sup>. Als von besonderem Interesse wurde von A. TILL der Einfluß des Ausgangswassergehaltes und der Art des Trocknens der Formlinge untersucht. Die Versuche wurden an Proben mit dem Wassergehalt bei der Fließgrenze nach ATTERBERG, beim Volumen-

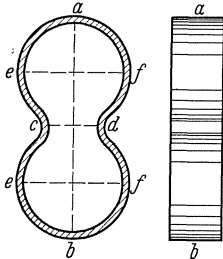


Abb. 23. Messingform nach A. TILL.

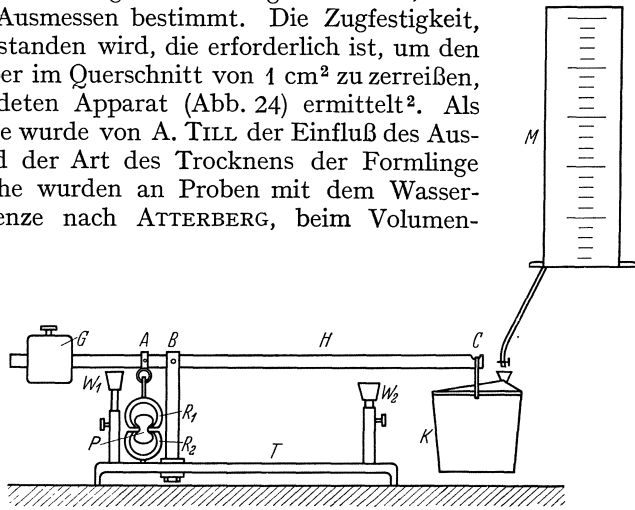


Abb. 24. Apparat zur Messung der Zugfestigkeit. (P = Probekörper.) (Nach A. TILL.)

verhältnis Boden : Wasser = 1 : 3, bei der „minimalen Wasserkapazität“ nach P. VAGELER<sup>3</sup> und bei der „absoluten Wasserkapazität“ bestimmt. Die Unterschiede im Ausgangswassergehalt wirkten sich bei der linearen Schrumpfung sehr stark und bei der Zugfestigkeit nur in geringem Maße aus. Die „minimale Wasserkapazität“ ist bei manchen Bodenarten so niedrig, daß die Proben zur Formung der Probekörper zu trocken sind, und wurde deshalb nicht in Betracht gezogen. Am besten geht man vom Wassergehalt bei der ATTERBERGSchen Fließgrenze aus. Die Art des Trocknens des feuchten Probekörpers — Trocknen an der Luft und Trocknen im Ofen bei  $103^\circ$  bis zur Gewichtskonstanz — hat auf die lineare Schwindung praktisch keinen Einfluß; die Zugfestigkeit nimmt dagegen beim Trocknen im Ofen beträchtlich zu. Die Bestimmung der Zugfestigkeit wird zweckmäßig an den lufttrockenen geschrumpften Bodenformlingen durch-

<sup>1</sup> TILL, A.: Methoden zur Bestimmung der Bodenarten. Teil I und II. Fortschr. Landw. 6, 738 (1931); 8, 361 (1933).

<sup>2</sup> Beschreibung des Apparates und Durchführung der Messung siehe A. TILL: Methoden zur Bestimmung der Bodenarten. Fortschr. Landw. 6, 741 (1931).

<sup>3</sup> Siehe diesen Band S. 176.

geführt. Die Zugfestigkeit ist von der Anzahl der Berührungspunkte, also vom Dispersitätsgrad der feinsten Teilchen, abhängig und dürfte damit ein Ausdruck für die Art und Menge der kolloidalen Bodenteilchen sein<sup>1</sup>.

Nach P. J. ANDRIANOW<sup>2</sup> ist der Widerstand der Böden im lufttrockenen Zustand gegen mechanische Zerstörung proportional dem Produkt aus Berührungsfläche und der Hygroskopizität der Bodensubstanz. Es ist die mechanische Festigkeit  $R$ , wenn man die Berührungsfläche mit  $P$  und die Hydrophilie mit  $\Phi$  bezeichnet:

$$R = K \cdot P \cdot \Phi. \quad (44)$$

$K$  ist eine Konstante.  $P$  soll der spezifischen Oberfläche  $S$  der Bodenteilchen und der Kompaktheit ( $g/d$ ) des Bodens proportional sein ( $g$  = Volumengewicht,  $d$  = spezifisches Gewicht).

$$P = K_2 \cdot S \cdot \frac{g}{d}. \quad (44a)$$

Als Maß der Hydrophilie  $\Phi$  wird die Benetzungswärme ( $r_0 + i$ ) pro  $\text{cm}^2$  der spezifischen Oberfläche des Bodens angegeben:

$$\Phi = k \cdot \frac{r_0 + i}{S}. \quad (44b)$$

Die mechanische Festigkeit ist dann:

$$R = C \cdot \frac{g}{d} \cdot (r_0 + i) \quad (45)$$

oder

$$R \cdot \frac{d}{g \cdot (r_0 + i)} = C = \text{konst.} \quad (45a)$$

Auch die mechanische Festigkeit kann als eine der Hygroskopizität oder der Austauschkapazität proportionale Größe angesehen werden<sup>3</sup>.

Beim Schwindungsvorgang nasser Böden handelt es sich um zwei ineinandergreifende Vorgänge, die von W. B. HAINES<sup>4</sup> als „normale Schrumpfung“ und „Restschrumpfung“ unterschieden werden. Die „normale Schrumpfung“ der Böden ist dadurch charakterisiert, daß die Volumenabnahme bei der Schwindung des Systems Boden + Wasser genau dem Volumen des verdunsteten oder durch Aufdruck entfernten Wassers entspricht. Im Bereich der „Restschrumpfung“ ist die Volumenabnahme des Systems geringer als das entzogene Wasservolumen. Da die Schrumpfung der der Quellung entgegengesetzte Vorgang ist, gilt für die Abhängigkeit der Schrumpfung dasselbe, wie das über die Quellung Gesagte. Bei der normalen Schrumpfung verhalten sich die Bodenteilchen wie starre Massenpunkte. Die Schrumpfung bei nichtaustauschfähigen Bodenmineralien erfolgt so weit, bis sich die Bodenteilchen, die bei der Quellung durch die sich zwischen die Teilchen schiebenden Wasserschichten auseinandergedrückt wurden, berühren, da die geringe Dicke der hygroskopischen Wasserschichten, die an der Oberfläche dieser Substanzen festgehalten werden, keine Rolle spielt. Je mehr Teilchen ein Boden in der Volumeinheit enthält, desto zahlreicher sind die eingeschobenen Wasserschichten, und damit sind diese Wasserschichten in ihrer Summe dicker. Die Schrumpfung muß also mit der

<sup>1</sup> TILL, A.: a. a. O. S. 743.

<sup>2</sup> ANDRIANOW, P. J.: Die mechanische Festigkeit des Bodens. Z. Pflanzenernährg A 33, 38 (1934).

<sup>3</sup> Siehe diesen Band S. 189.

<sup>4</sup> HAINES, W. B.: The volume changes associated with variation of water content in soil. J. agricult. Sci. 13, 296 (1923). Zitiert von P. VAGELER u. F. ALTEN: Böden des Nil und Gash. VI. Z. Pflanzenernährg A 23, 242ff. (1932). — VAGELER, P.: Der Kationen- und Wasserhaushalt des Mineralbodens, S. 109ff. Berlin 1932. — Siehe auch die zusammenfassende Darstellung von H. KEEN: The physical properties of the soil, S. 129ff. London 1931.

Feinheit des Bodens steigen. Bodensubstanzen, wie Quarz und Kaolin, zeigen praktisch nur normale Schrumpfung. Bei stark austauschfähigen Tonböden, bei denen die Wasserschichten dick sind und mit großer Kraft festgehalten werden, verläuft der Schrumpfungsvorgang nur anfangs als normale Schrumpfung. Die Volumenabnahme des Systems Boden + Wasser ist gleich dem Volumen des verdunsteten Wassers bis zu dem Zustand, bei dem nur die unter Druck stehenden Wasserschichten zwischen den Teilchen den Abstand derselben zu bedingen beginnen. Der Vorgang sei an einem Beispiel erläutert<sup>1</sup>: Die Kräfte, die die Nachbarpartikel einander näher zu bringen trachten, sind der mechanische Druck und der Meniskenzug zwischen den Bodenteilchen (Abb. 25a). Diesen Kräften stehen die wasserhaltenden Kräfte der Oberfläche der Teilchen und der austauschfähigen Kationen gegenüber. Die zwischen die Bodenteilchen eingeschobenen Wasserschichten sind um so dünner, je geringer die Fähigkeit zur Wasseranlagerung, also die Hygroskopizität, ist und je mehr sich die Berührungsfläche der Teilchen der Punktform nähert, da hierbei die aus Schwere und Meniskenzug sich ergebende Kraft pro Flächeneinheit größer wird. Ein aus zwei Teilchen bestehendes System kann nur eine ganz bestimmte Wassermenge bei voller

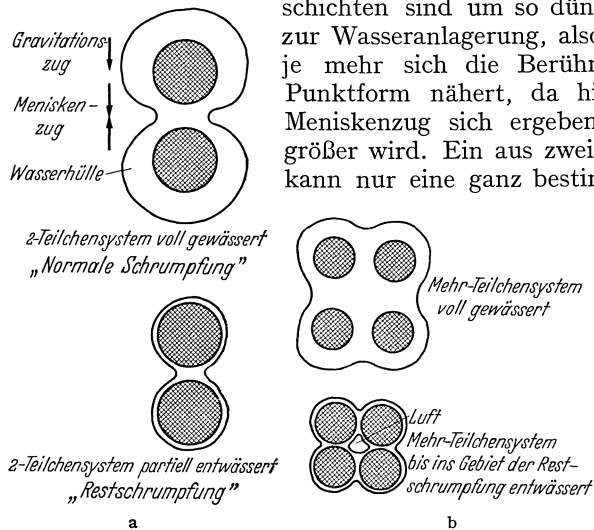


Abb. 25. Schematische Darstellung des Schrumpfungsvorganges. a) Zweiteilchensystem. b) Mehrteilchensystem. (Nach P. VAGELER u. F. ALTEN.)

Wassersättigung halten. Bei Wasserabgabe wird zunächst die Volumenabnahme des Systems gleich dem Volumen des abgegebenen Wassers sein; auch das Zweikörpersystem zeigt im Anfang normale Schrumpfung. Ein Zweiteilchensystem ist nicht realisierbar, da eine Volumeneinheit Boden aus einer Vielzahl von Einzelteilchen besteht. Der Schrumpfungsvorgang bleibt jedoch beim Mehrteilchensystem derselbe, nur daß die mit Wasser gefüllten Poren als Wasserreservoir den Anteil der normalen Schrumpfung und dann der Restschrumpfung verlängern (Abb. 25b). Abb. 26 zeigt einen Vergleich des Schrumpfungsvorganges wenig austauschfähiger und stark austauschfähiger Bodensubstanzen in graphischer Darstellung. Trägt man das Wasservolumen des Systems Boden + Wasser in  $\text{cm}^3$  als Abszisse und das Volumen des ganzen Systems mit dem Ausgangspunkt  $100 \text{ cm}^3$  als Ordinate auf, so wird der Verlauf der Schrumpfung bei schwach austauschfähigen Bodenmineralen (Abb. 26a) durch eine Kurve beschrieben, die bis zum Erreichen des minimalen Porenvolumens — dem Endpunkt der Schrumpfung — als eine um  $45^\circ$  gegen die Abszisse geneigte Gerade verläuft, d. h. daß im ganzen Bereich die Schwindung als normale Schrumpfung vor sich geht, also das Volumen des abgegebenen Wassers gleich der Volumverminderung des ganzen Systems ist. Nach Erreichen des minimalen Porenvolumens hört die Schrumpfung auf, die weitere Wasserabgabe des Systems bis zur vollkommenen Trockenheit erfolgt ohne Volumänderung. Ganz anders verläuft die Schrumpfungskurve bei stark austauschfähigen Tonböden, die ein großes Wasseranlagerungsvermögen aufweisen

<sup>1</sup> VAGELER, P., u. F. ALTEN: Böden des Nil und Gash. VI. Z. Pflanzenernähr A 23, 244 (1932).

(Abb. 26b). Zunächst zeigt das System auch hier normale Schrumpfung; die Kurve ist im ersten Teil eine Gerade. In dem Moment, in dem der Abstand der Teilchen durch die Hydratationswasserschichten bedingt wird, ist bei der weiteren Schwundung die Volumabnahme des ganzen Systems kleiner als die verdunstete Wassermenge, so daß sich die Schrumpfungskurve bei diesem Punkt, bei dem also die Restschrumpfung beginnt, konvex zur Abszisse krümmt. Die Restschrumpfung setzt in dem Augenblick ein, in dem sich ein luftgefülltes Porenvolumen zu bilden anfängt. Bei dem Zustand des Systems, bei dem die Restschrumpfung einsetzt, dürfte das maximale Porenvolumen vorhanden sein. Nach Ablauf der Restschrumpfung ist auch hier das minimale Porenvolumen erreicht.

Theoretisch müssen sämtliche Bodenminerale — auch die nichtquellenden, wie Quarz — beim natürlichen Schrumpfungsvorgang, d. h. bei der Wasserabgabe

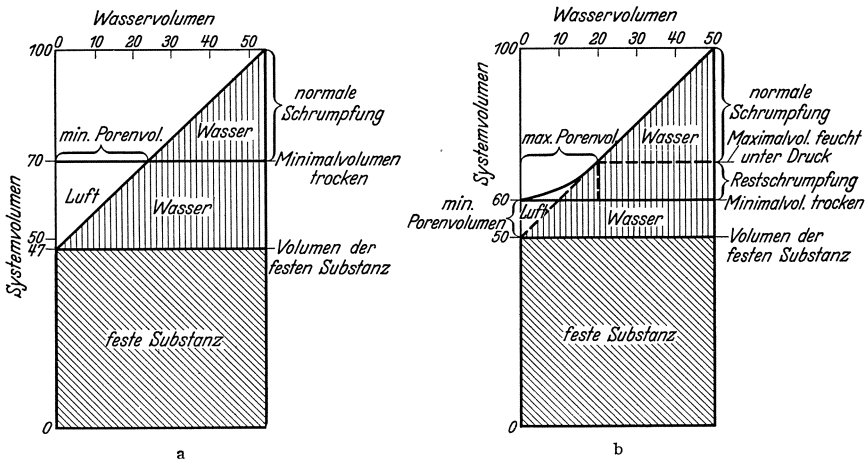
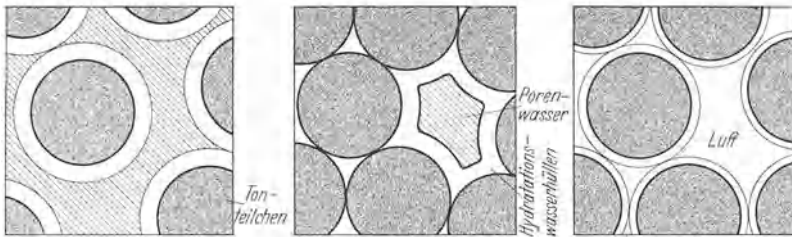


Abb. 26. Graphische Darstellung des Schrumpfungsverlaufes (nach W. B. HAINES). a) Schrumpfung von Kaolin: nur normale Schrumpfung. b) Schrumpfung eines Tonbodens: normale Schrumpfung und Restschrumpfung. (Aus Z. Pflanzenernähr. A 23, 245 [1932].)

durch Verdunstung, Restschrumpfung aufweisen. Nur ist der Bereich der Restschrumpfung so klein, daß er praktisch nicht in Erscheinung tritt, so daß also nichtquellende Bodensubstanzen nur normale Schrumpfung zeigen. Bei der Entfernung des Wassers durch plötzlichen hohen Druck und der Möglichkeit eines schnellen Wasserabflusses würde der dabei auftretende Schwundvorgang in jedem Falle nur normale Schrumpfung aufweisen. Das System Boden + Wasser würde sich durch Druck auf das kleinste Volumen zusammenpressen lassen, und zwar schon bei Drucken, die erheblich unter den Quellungsdrucken des Systems liegen, da durch die punktförmigen Berührungsstellen der Aufdruck pro Einheit Berührungsfläche eine enorme Steigerung erfährt<sup>1</sup>. Beim Endpunkt der Schrumpfung wird das minimale Porenvolumen mit Wasser gefüllt bleiben, da sich durch die gegenseitige Abstützung der Einzelteilchen das Wasser aus den Poren durch Druck nicht herausbringen läßt. Das geschrumpfte System würde sich bei stark hydrationsfähigen Böden dann jedoch in einem labilen Gleichgewichtszustand befinden. Bei Druckentlastung würden sich nämlich die Bodenteilchen nach Maßgabe des in dem minimalen Porenvolumen verbliebenen Wassers wieder mit einer gleichmäßigen Wasserhülle umgeben, wobei die Einzel-

<sup>1</sup> Eine Erklärung der Spitzenwirkung an den Berührungsstellen befindet sich bei P. VAGLER: Der Kationen- und Wasserhaushalt des Mineralbodens, S. 110. Berlin 1932.

teilchen auseinandergedrückt werden, also wieder Quellung bis zu einem bestimmten Betrag auftritt. An Hand der schematischen Abbildung 27 sei der



Volle Wassersättigung, ohne Druckbelastung.

Bei Druckbelastung.

Nach Druckentlastung.

Abb. 27. Schrumpfungsvorgang bei Entwässerung durch Druck und der Möglichkeit eines schnellen Wasserabflusses

Vorgang erläutert. Bei ganz allmählicher Steigerung der Druckbelastung wird die Entfernung des Wassers aus dem gequollenen System der Entfernung durch Verdunstung entsprechen, so daß auch der Schrumpfungsverlauf derselbe ist, d. h. stark austauschfähige Bodensubstanzen werden auch bei allmählicher Ent-

quellung durch Druck Restschrumpfung zeigen. A. N. PURI, E. MCKENZIE TAYLOR u. A. G. ASGHAR<sup>1</sup> verfolgten den Schrumpfungsverlauf von Böden, die mit verschiedenen Kationen (Na, K, Ca und Ba) gesättigt waren, mit Hilfe eines hierfür besonders konstruierten Apparates, der in Abb. 28 dargestellt ist.

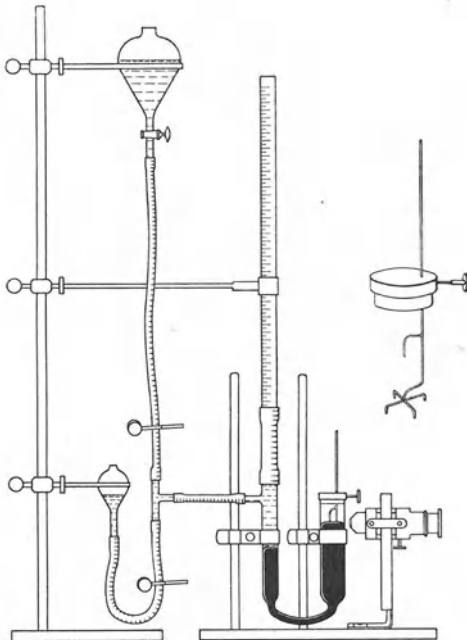


Abb. 28. Schematische Darstellung des Apparates zur Messung des Schrumpfungsvorganges. (Nach A. NATH PURI, E. MCKENZIE TAYLOR u. A. G. ASGHAR.)

30–40 g lufttrockener Boden werden mit destilliertem Wasser bis zum „Klebspunkt“ befeuchtet und, nachdem die Masse zu einer homogenen Paste durchgearbeitet worden ist, zu Kugeln bestimmter Größe geformt. Das Volumen wird durch Eintauchen in Quecksilber bestimmt. Der Apparat beruht auf dem Prinzip des Gleichgewichts einer Quecksilbersäule und einer Wassersäule und ist derart geeicht, daß die Änderung von 1 mm des Quecksilberspiegels einer Verschiebung des Wasserspiegels um 21,3 cm entspricht. Die Bodenkugeln werden zunächst langsam an der Luft bei gewöhnlicher Temperatur

und dann im Vakuum über konzentrierter Schwefelsäure getrocknet; alle 2–3 Stunden wird das Gewicht und das Volumen der Bodenkugeln bestimmt. Die Messungen zeigten für den Schrumpfungsverlauf die von W. B. HAINES gefundenen charakteristischen Kurven (Abb. 29) mit dem Kennzeichen der Restschrumpfung. Die Natur der austauschfähigen Kationen hat nach A. N. PURI

<sup>1</sup> PURI, A. NATH, E. MCKENZIE TAYLOR u. A. G. ASGHAR: A new apparatus to measuring soil shrinkage. *Soil Sci.* **37**, 59 (1934).

und Mitarbeitern keinen merklichen Einfluß auf den Charakter der Schrumpfkurven. Wohl aber muß sich der absolute Betrag des Schrumpfungswertes wegen der Verschiedenheit des Wasseraufnahmevermögens ändern.

Der Einfluß der Natur der Bodenminerale auf das Porenvolumen und die Verdichtung durch Druck von quellenden und nichtquellenden Bodensubstanzen in wassergesättigtem Zustand wurde von K. ENDELL und Mitarbeitern<sup>1</sup> im Verdichtungs-Durchlässigkeits-Apparat von A. CASAGRANDE<sup>2</sup> (Abb. 30) untersucht. Der zu untersuchende Boden wird mit einem der Fließgrenze entsprechenden Wassergehalt in den Apparat eingebracht und mit steigenden Drucken belastet. Die Zusammendrückung oder Verdichtung der Probe wird an einer Meßuhr abgelesen. Die Verdichtungsziffer  $a = -\frac{\Delta\varepsilon}{\Delta p}$ , als Maß der Setzung, wird durch die Neigung der Belastungskurve ausgedrückt ( $\varepsilon$  = Porenziffer, Verhältnis von Poren-

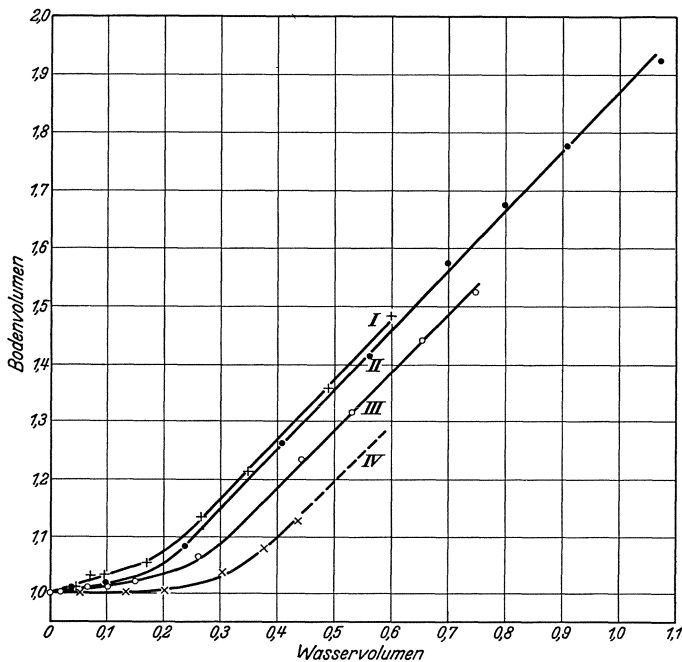


Abb. 29. Verlauf des Schrumpfungsvorganges verschiedener Tonböden. (Nach A. NATH PURI, E. MCKENZIE TAYLOR u. A. G. ASGHAR.)

volumen zu fester Bodensubstanz,  $p$  = Druckbelastung). Da bei der Versuchsanordnung ein seitliches Ausweichen des Bodens unmöglich ist, muß die Setzung, abgesehen von der elastischen Zusammendrückung der Teilchen, die nur gering ist, durch Auspressen von Porenwasser erfolgen. Die Setzung bei gleicher Drucklast muß um so größer sein, je mehr Wasser ein Boden aufzunehmen in der Lage ist. Mit steigender Austauschkapazität und der Änderung der Natur der austauschfähigen Kationen der Bodensubstanz, bei der dann auch das Wasseraufnahmevermögen wächst, wird der absolute Wert von  $a$  für die Verdichtung

<sup>1</sup> ENDELL, K., W. LOOS, H. MEISCHEIDER u. V. BERG: Über Zusammenhänge zwischen Wasserhaushalt der Tonminerale und bodenphysikalischen Eigenschaften bindiger Böden. Veröff. Inst. dtsh. Forsch.ges. Bodenmechanik (Degebo) T. H. Berlin H. 5. Berlin 1938.

<sup>2</sup> Vgl. K. ENDELL u. Mitarbeiter a. a. O. S. 11.

zunehmen (Abb. 31). Abb. 32 zeigt die Abhängigkeit der Porenziffer von Quarz-Ton-Gemengen bei verschiedener Druckbelastung. Beim reinen Quarzmehl verläuft die Kurve fast senkrecht, da kein Wasser herausgepreßt wird. Eine selbst-

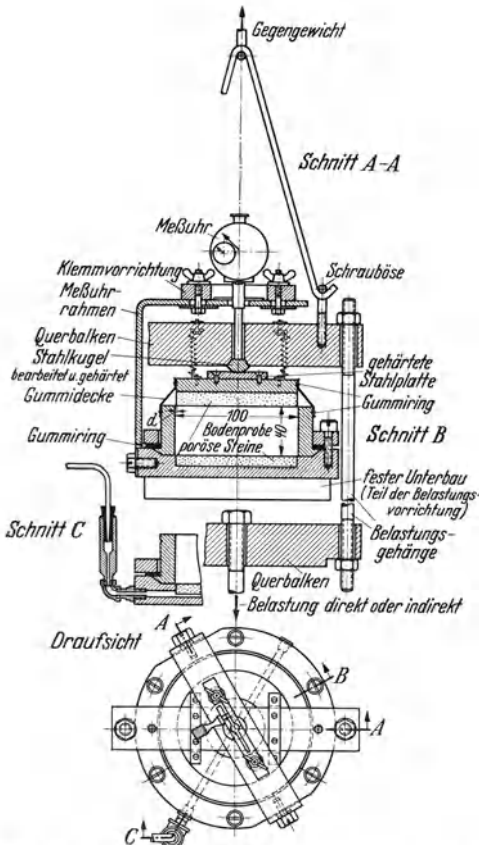


Abb. 30. Verdichtungs-Durchlässigkeits-Apparat nach A. CASAGRANDE.

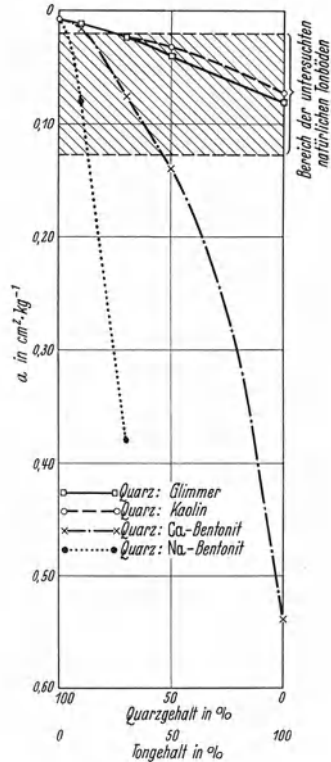


Abb. 31. Abhängigkeit der Verdichtungsnummer  $a$  (gemessen bei einer Laststeigerung von 1,5 auf 2,0 kg/cm<sup>2</sup>) vom Quarzgehalt und der Natur des Tonminerals. (Nach K. ENDELL, W. LOOS, H. MEISCHIEDER u. V. BERG.)

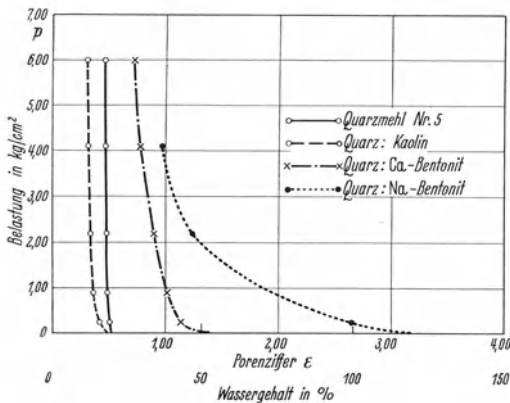


Abb. 32. Druck-Porenziffer-Kurven von Quarz-Ton-Gemengen (7:3). (Nach K. ENDELL, W. LOOS, H. MEISCHIEDER u. V. BERG.)

verständliche Forderung ist hier erfüllt: Wegen der gegenseitigen Abstützung der Massenteilchen wirkt die Masse wie ein starrer Körper, so daß das in dem Porenvolumen befindliche Wasser durch Druck nicht entfernt werden kann. Da die Porenziffer  $\epsilon$  das Verhältnis von Porenvolumen zum Volumen der festen Substanz ausdrückt, geben die Kurven bei quellfähigen Tonsubstanzen auch zugleich den Wassergehalt bei den verschiedenen Belastungsstufen an.

### Das dynamische Verhalten des Bodenwassers.

Die Erscheinungen der Wasserbewegung im Boden, unter welchem Begriff die Auswirkungen der Kapillarität, Steighöhe, Durchlässigkeit, Wasserwanderung usw. zusammengefaßt werden müssen, werden ebenso wie das statische Verhalten des Bodenwassers wesentlich durch die Kationenbelegung beeinflusst. Ergab die Anwendung der klassischen Kapillaritätstheorie schon bei den einfachsten Bodensubstanzen, den Sanden, die größten Schwierigkeiten und Widersprüche, so hat sie bei den austauschfähigen Böden vollkommen versagt, so daß diese Betrachtungsweise dann auch zu einer gewissen Stagnation in der Fortentwicklung der Gesetzmäßigkeiten der Kinetik des Bodenwassers geführt hat; und erst die in den letzten Jahren unter Berücksichtigung der physikalisch-chemischen Eigenschaften des Bodens durchgeführten Versuche scheinen geeignet zu sein, die noch undurchsichtigen Zusammenhänge der Wasserbewegung weiter zu klären. Schon bei Sanden sind die auf Grund der Gleichung für den kapillaren Hub des Wassers

$$H = \frac{a^2}{r} \text{ mm}$$

berechneten Steighöhen praktisch niemals gemessen worden, und bei feindispersen Böden, bei denen sich, bedingt durch die Teilchengröße und damit der Feinheit ihrer Kapillaren, rechnerisch die größten Steighöhen ergeben, ist sogar das Gegenteil zu beobachten. Zum Teil kann man hier noch verhältnismäßig hohe Steighöhen feststellen, wie z. B. beim Kaolin, aber bei schwersten Tonböden, die ein großes Austauschvermögen aufweisen, können teilweise selbst nach sehr langer Beobachtungszeit nur Steighöhen von ganz geringem Ausmaß (einige Millimeter) festgestellt werden, trotzdem, wie P. VAGELER<sup>1</sup> besonders betont, eine Nichtbenutzbarkeit ausgeschlossen ist. Da die Porenräume des Bodens alles andere als Kapillaren im Sinne der Kapillarthorie sind, ist P. VAGELER<sup>2</sup> der Ansicht, „daß irgendwie durch physikalische Rechnung faßbare Kapillaritätserscheinungen selbst in den gleichmäßigst zusammengesetzten Böden überhaupt nicht existieren“. Ein Ausweg aus dem Dilemma wurde durch die Einführung der Begriffe der „spezifischen Oberfläche“ und des „spannungsfreien“ Porenvolumens durch F. ZUNKER<sup>3</sup> gesucht, und von F. SEKERA<sup>4</sup> wurde zur Differenzierung der Porenstruktur der Ausdruck „Äquivalentdurchmesser“ der Bodenkapillare — die Bezeichnung Kapillare soll hier beibehalten werden — geprägt. Kapillarwirkungen im eigentlichen Sinne sind nur im vollkommen mit Wasser gesättigten Boden zu erwarten, also im Gebiet des Grundwassers, wie es auch in der Definition des Kapillarwassers von ZUNKER ausgesprochen worden ist. Besondere Schwierigkeiten bei der Betrachtung der Wasserbewegung werden sich also dann ergeben, wenn das Porenvolumen nicht nur mit Wasser, sondern auch zu einem Teil mit Luft erfüllt ist; hier kann von einer reinen Kapillarwirkung bei der Wasserbewegung keine Rede mehr sein. VAGELER weist darauf hin, daß, wenn nur kapillare Kräfte die Ursache der Wasserbewegung sein würden, die Pflanzen in dem Zustand des Wassergehaltes, in dem im Boden nur noch „funikuläres“ Wasser, d. h. die Bodenteilchen gürtelförmig umgebende Wasserringe, vorhanden sind, nicht mehr gedeihen können, da dann der Wasserstrom zu den Wurzeln unterbunden ist. Es konnte gezeigt werden, daß Salzwanderungen im Boden auch dort möglich sind, wo kein Grund- bzw. Kapillarwasser vorhanden ist<sup>5</sup>. Was sich bei

<sup>1</sup> VAGELER, P.: Der Kationen- und Wasserhaushalt des Mineralbodens, S. 115. Berlin 1932.

<sup>2</sup> VAGELER, P.: a. a. O. S. 117.

<sup>3</sup> Vgl. dieses Handbuch 6, 82 (1930).

<sup>4</sup> SEKERA, F.: Die Strukturanalyse des Bodens. Bodenkunde und Pflanzenernährg 6 (51), 259 (1938).

<sup>5</sup> ERLLENMEYER, H.: Über das Wandern von Salzen im Boden. Chem. Erde 8, 317 (1933/34).



der Steighöhenbestimmung des Bodens im Glasrohr scheinbar auf Kapillarkapillarwirkung zurückführen läßt, ist neben der Kapillarität, die nur zu einem geringen Teil im Gebiet des geschlossenen Kapillarwassers wirksam ist, das Ergebnis des Ausgleiches des osmotischen Druckgefälles in den Wasserhüllen der austauschfähigen Tonteilchen und der Wasserwanderung, wie es bei elektrochemischer Betrachtungsweise der Vorgänge klar wird. Hierbei lösen sich auch zum großen Teil die Widersprüche, die sich bei der Behandlung der Frage der Wasserbewegung im Boden ergeben haben.

### a) Kapillarität und Steighöhe.

Die von F. ZUNKER<sup>1</sup> seinerzeit für die Kapillarität des Bodens abgeleitete Gleichung zeigt nur bei Sanden Übereinstimmung mit den praktischen Beobachtungen. Mit zunehmender Feinheit des Bodens ergeben sich bei Tonen,

deren spezifische Oberfläche bei etwa 40000 beginnt, nach der genannten Gleichung zu hohe Werte, die weit über den bisher beobachteten liegen. Mit den gewöhnlichen Kapillarmetern können für die Kapillarität nur Werte bis zu 1000 cm gemessen werden, da der geschlossene Kapillarwasserspiegel unter normalen Verhältnissen nur unter einem Saugdruck bis zu einer Atmosphäre stehen kann. Bei einer Saugspannung etwa in der Höhe dieses Wertes reißt die Wassersäule in der Regel ab. Von ZUNKER<sup>2</sup> wurden daher Versuche zur Nachprüfung und Klärung der Kapillarität von Tonböden durchgeführt.

In einem Kapillarmeter (Abb. 33) wurde ein Tonboden<sup>3</sup> mit Wasser im Vakuum entlüftet und zur Vermeidung von erneuter Luftadsorption mit etwas Toluol überschichtet. Nach Entfernung der Luft aus dem Dreivegehahn kann durch Senken des Quecksilbergefäßes die Durchlässigkeit und die Kapillarität des Bodens bestimmt werden. Aus dem Bodenquerschnitt  $F$  cm<sup>2</sup>, der Höhe der Bodensäule  $l$  cm, dem auf cm Wassersäule umgerechneten Druck und Zug der Flüssigkeiten (Xylol, Wasser und Quecksilber)  $h = h_w + h_q \cdot s$  ( $s$  = spez. Gewicht des Quecksilbers), der Zähigkeit des Wassers  $\eta$ , dem Volumen  $Q$  des Quecksilberfadens zwischen den Horizonten 1 und 2 und der Zeit  $t_1$  sec, in der nach Senken des Quecksilbergefäßes der Quecksilberfaden von Horizont 1 auf Horizont 2 sinkt,

läßt sich die Durchlässigkeitsziffer berechnen. Die Durchlässigkeitsziffer beim Flüssigkeitsdruck  $h = h_1$  ist:

$$k_0 = \frac{Q \cdot l \cdot \eta}{t_1 \cdot h_1 \cdot F} \quad (46)$$

<sup>1</sup> Vgl. dieses Handbuch 6, 98 (1930).

<sup>2</sup> ZUNKER, F.: Über die Kapillarität des Bodens. Ernährg Pflanze 28, 437 (1932).

<sup>3</sup> Der Tonboden hatte 48,2% Teile kleiner als 0,002 mm, eine Hygroskopizität von 7,53%, ein spezifisches Gewicht von 2,677, eine spezifische Oberfläche von  $U_{cm} = 35500$ . Das Porenvolumen konnte nicht genau ermittelt werden, es betrug aber über 50%.

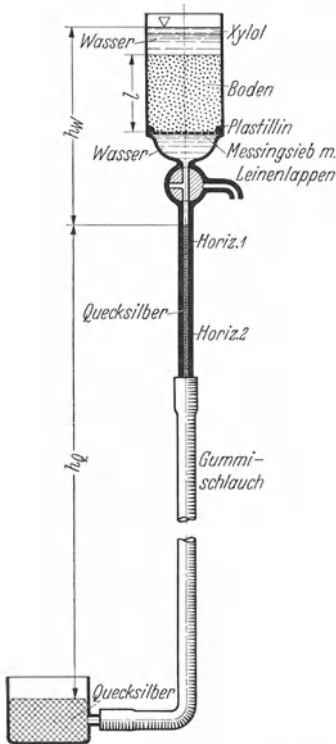


Abb. 33. Kapillarmeter aus Glas nach F. ZUNKER.

In dem Augenblick, in dem die freie Wasseroberfläche im Boden verschwindet, tritt der Gegenzug der sich bildenden Menisken in der Größe  $H$  auf. Die Durchlässigkeit ist dann bei der Länge  $l_2$  der mit Kapillarwasser gefüllten Bodensäule, der Zähigkeit  $\eta_2$ , der Druckhöhe  $h = h_2$  und der Fallzeit  $t_2$  des Quecksilberfadens:

$$k_0 = \frac{Q \cdot l_2 \cdot \eta_2}{t_2 (h_2 - H) \cdot F} \quad (47)$$

Bei der Annahme, daß keine Veränderung des Porenvolumens stattgefunden hat, ist Gleichung (46) gleich Gleichung (47). Daraus ergibt sich die Kapillarität zu:

$$H = h_2 - \frac{t_1 \cdot l_2 \cdot \eta_2}{t_2 \cdot l \cdot \eta} \cdot h_1 \quad (48)$$

Für den untersuchten Tonboden wurde somit eine Kapillarität von  $H = 900$  cm Wassersäule ermittelt. Um das Abreißen der Wassersäule zu umgehen und Werte für die Kapillarität des Bodens von mehr als 1000 cm messen zu können, verwendete ZUNKER den in Abb. 41 wiedergegebenen metallenen Druckluft-Filterapparat, indem das Wasser nicht wie bei den üblichen Kapillarimetern durch den Boden gesaugt, sondern durch Preßluftdruck auf die freie Wasseroberfläche bzw. die sich bildenden Menisken durch den Boden gepreßt wird. Die durchströmende Wassermenge wurde durch Wiegen und Zählen der Tropfen sowie durch Beobachten der Tropfenfallzeit bestimmt. Solange ein freier Wasserspiegel vorhanden ist, ist die Durchlässigkeitsziffer  $k_0 = \frac{Q \cdot l \cdot \eta}{t \cdot h \cdot F}$ . Beim Verschwinden der freien Wasseroberfläche im Boden und der Bildung der Kapillarmenisken vergrößerte sich die Tropfenfallzeit von  $t_1$  auf  $t_2$  Sekunden. Bei der zugehörigen Dicke der Bodenschicht  $l_2$  und der von der Temperatur abhängigen Zähigkeit des Wassers  $\eta_2$  ist dann, unter der Voraussetzung, daß das Porenvolumen gleichbleibt, die Kapillarität  $H$  nach Gleichung (48) für einen gleichbleibenden Druck  $h = h_1 = h_2$ :

$$H = h \left( 1 - \frac{t_1 \cdot l_2 \cdot \eta_2}{t_2 \cdot l \cdot \eta} \right) \quad (49)$$

Die Tropfenfallzeit betrug beim Vorhandensein einer freien Wasseroberfläche über der Bodenschicht 113 sec und nach Bildung der Kapillarmenisken 144 sec. Bei 2,04 cm Dicke der Bodenschicht mußte der Kapillarwasserspiegel um 0,12 cm sinken. Der angewandte Preßdruck betrug 6,15 at, entsprechend einer Wassersäule von 6150 cm, so daß sich bei gleichbleibender Temperatur für den untersuchten Tonboden eine Kapillarität von

$$H_0 = 6150 \left( 1 - \frac{113}{144} \cdot \frac{1,92}{2,04} \right) = 1600 \text{ cm}$$

ergab. Nach der früher von ZUNKER<sup>1</sup> angegebenen Gleichung müßte, bei einem Porenvolumen von 45,8%, die Kapillarität 35 700 cm betragen. Die Abweichung wird damit erklärt, daß mit dem Kapillarimeter die Kapillarität der größeren Poren bestimmt wird, die kleiner ist als die mittlere Kapillarität aller Poren.

Das in Abb. 34 dargestellte Kapillarimeter nach JÜRGENSON<sup>2</sup> eignet sich besonders für sandige Böden. Der zu untersuchende Boden wird mit dem der Fließgrenze entsprechenden Wassergehalt in den Apparat eingebracht und stufenweise mit Druckluft belastet, bis die Luft durch die Probe hindurchdringt, da dann die Kapillarkraft überwunden ist. Die auf cm Wassersäule umgerechnete Druckhöhe beim Luftdurchbruch gibt die kapillare Steighöhe des Wassers im

<sup>1</sup> Vgl. dieses Handbuch 6, 98 (1930).

<sup>2</sup> Vgl. W. Loos: Praktische Anwendung der Baugrunduntersuchungen, S. 50. Berlin 1937.

Boden an. Mit diesem Verfahren wird nur die Steighöhe der vollkommen kapillaren Füllung gemessen.

Mit einer wesentlich einfacheren, im Prinzip genau gleichen Versuchsanordnung bestimmt M. HIELSCHER<sup>1</sup> die Kapillarität des Bodens. Der in einen Glaszylinder von 5 cm Durchmesser eingefüllte Boden wird durch Eintauchen des unten mit Gaze verschlossenen Zylinders in ein mit Wasser gefülltes Gefäß vollkommen mit Wasser gesättigt. Nach der Wassersättigung wird die Wasseroberfläche so weit gesenkt, daß sie gerade mit dem unteren Zylinderrand abschneidet. Durch einen Überdruck, der an einem Quecksilbermanometer abgelesen werden kann, werden die Kapillarmeniskn so lange zurückgedrängt, bis an der Grenzfläche

Boden—Wasser Luftblasen austreten. Hierbei erhält man zwei Druckwerte. Einen Druckwert, bei dem die ersten Luftblasen aufsteigen, und einen zweiten, niedrigeren Wert, bei dem sich das Gleichgewicht zwischen Kapillarität und Luftdruck

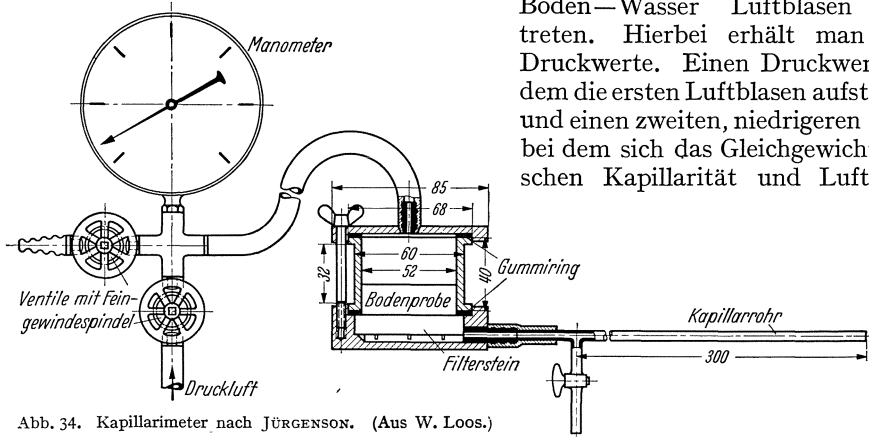


Abb. 34. Kapillarimeter nach JÜRGENSON. (Aus W. Loos.)

wieder eingestellt hat, bei dem also die Luftblasenbildung gerade aufhört. Diese Druckdifferenz ergibt sich aus der Kraft, die notwendig ist, um die kleineren Menisken zu zerstören. Für die Kapillarität ist daher der kleinere Druckwert maßgebend, der, mit dem spezifischen Gewicht des Quecksilbers multipliziert, die kapillare Steighöhe des Wassers im Boden ergibt. Bei einer dieser Kapillarspannung entsprechenden Wassersäule wird sich die Steighöhe des geschlossenen Kapillarwassers einstellen. Die Untersuchungsergebnisse, die an drei Sandböden gemessen wurden, enthält die Tab. 22. Zum Vergleich wurde die Steighöhe in Glasröhren bestimmt. Als Steighöhe wurde die Höhe des geschlossenen Kapillarwasserspiegels abgelesen. Diese Methode läßt sich nur bei Sandböden anwenden, da tonreichere Böden zur Rißbildung neigen.

Tabelle 22.

	I. Druck cm Hg	II. Druck cm Hg	Steighöhe Kapillarimeter cm	Steighöhe in Glasröhren cm
Hohenbocker Glassand .	2,6 ± 0,06	1,6 ± 0,04	21,76	22,00
Fraktion I* . . . . .	0,4	0,4	5,44	6,00
Fraktion II* . . . . .	0,7	0,7	9,52	9,30

\* Aus Seesand hergestellte Fraktionen.

Im Prinzip ist das genannte Verfahren schon seit langem als „Blasendruckverfahren“ zur Bestimmung der Porengröße von Filtern<sup>2</sup> bekannt. Man mißt mit

<sup>1</sup> HIELSCHER, M.: Untersuchungen über die Wasserbewegung im Boden. Bodenkd. u. Pflanzenernährg **7** (52), 257 (1938).

<sup>2</sup> BECHHOLD, H.: Z. physik. Chem. **64**, 328 (1908). — Siehe auch H. BECHHOLD, M. SCHLESINGER u. K. SILBEREISEN: Porenweite von Ultrafiltern. Kolloid-Z. **55**, 172 (1931).

dieser Methode den Druck, der erforderlich ist, um die mit Wasser erfüllte weiteste Pore zu entleeren. Der gemessene Druck in cm Wassersäule ist der kapillaren Steighöhe proportional. Daraus ergibt sich ohne weiteres, daß man auf diese Weise, übertragen auf die Kapillarität des Bodens, nur die Steighöhe des geschlossenen Kapillarwasserspiegels bestimmen kann. Läßt man bei dem Blasendruckverfahren den Druck konstant bis zum Auftreten von Luftblasen ansteigen, so ergibt sich ein Wert, der höher liegt als der, den man dann erhält, wenn man die weitere Luftzufuhr sperrt und wartet, bis keine Luftblasen mehr austreten. Dieser zweite Druckwert ist von der Länge der Kapillaren unabhängig<sup>1</sup>, was für die Messung der Kapillarität des Bodens nach diesem Verfahren von besonderer Wichtigkeit ist.

Von M. TRÉNEL<sup>2</sup> wird vorgeschlagen, die wasserhaltende Kraft des Bodens durch die Bestimmung seiner Kapillarkraft zu kennzeichnen, wozu ein nach dem von J. VERSLUYS und H. WEILAND angewandten Prinzip<sup>3</sup> entwickeltes Kapillarmeter beschrieben wird. Die Vorrichtung besteht im wesentlichen aus einem Glasrohr von 3 m Länge und 50 mm lichter Weite, das in ein mit Wasser gefülltes Standrohr von 85 mm lichter Weite eintaucht. Durch ein bis auf den Grund des Standrohres reichendes Heberrohr werden beide Gefäße bis zum Rand des inneren Rohres mit Wasser gefüllt. Auf das innere Rohr wird ein mit einem Gummiring versehenes 85 mm langes und 40 mm weites Glasgefäß mit durchlöchertem Boden aufgesetzt. Der zu untersuchende, im luftfreien Zustande zu einem eben fließenden Brei angerührte Boden wird bis zu einer Schichthöhe von 40 mm in das Glasgefäß eingefüllt. Wenn das über dem Bodenbrei stehende Wasser, dessen Höhe nicht größer sein darf als etwa 4—5 mm, durch den Unterdruck abgesaugt ist, beginnt die Messung. Der äußere Wasserspiegel wird so langsam wie möglich weiter gesenkt und dabei beobachtet, wann die Luft in die Hohlräume einzutreten beginnt. Die Meßergebnisse, die an definierten Korngrößenklassen erhalten wurden, zeigt in einem Vergleich mit den von A. ATTERBERG bestimmten Steighöhen und den nach F. ZUNKER berechneten Werten die Tab. 23.

Tabelle 23. Vergleich von Steighöhe und Kapillarität.

Fraktion	Korngröße mm	Steighöhen		Mit dem Kapillari- meter nach TRÉNEL gef. Unterdruck cm
		nach ATTERBERG cm	berechnet nach ZUNKER cm	
0	1,0—0,5	13,1	9,0	14
I	0,5—0,2	24,6	21,5	25
II	0,2—0,1	42,8	47,4	49
III	0,1—0,05	105,5	93	110
IV	0,05—0,01	244,7	439	297

Bei der Untersuchung der funktionellen Beziehung zwischen Kapillarkraft des Bodens und Korngrößenverteilung wurde gefunden, daß die Kapillarkraft eines Bodens bis zu maximal 3 m aus seiner Korngrößenzusammensetzung mit gewisser Annäherung bestimmt werden kann. Da M. TRÉNEL die Versuche mit künstlichen Schlammfraktionen von verhältnismäßig grobem Korn (bis 10  $\mu$ ) durchgeführt hat, die also keine kolloidalen Eigenschaften besitzen, so betont

<sup>1</sup> KNÖLL, H.: Kapillarsysteme an der Grenzfläche Gas—Flüssigkeit. Kolloid-Z. **86**, 1 (1939).

<sup>2</sup> TRÉNEL, M.: Über die Bestimmung der wasserhaltenden Kraft des Bodens. Trans. 3. Internat. Congr. Soil Sci. **1**, 15 (1935).

<sup>3</sup> Vgl. dieses Handbuch **6**, 101f. (1930).

P. VAGELER<sup>1</sup>, daß nur hier die Gleichsetzung von Unterdruck in cm Wassersäule mit der Steighöhe berechtigt ist. Diese Versuchsergebnisse berechtigen nicht zur Übertragung auf natürliche Böden mit normalem Gehalt an Tonsubstanz. H. GREEN<sup>2</sup> hat versucht, die verschiedenen voneinander unabhängigen Auffassungen der Kapillarfunktion zusammen zu fassen. Bei der Messung der Kapillarität des Bodens unterscheiden F. KÖGLER, A. SCHEIDIG und H. LEUSSINK<sup>3</sup> zwischen aktiver und passiver Kapillarität. Mit den gebräuchlichen Verfahren, nach denen die Kapillarität bei sinkendem Meniskus bestimmt wird, wird die passive kapillare Steighöhe gemessen, wobei man einen Wert erhält, der für das weiteste Porensystem der Probe maßgebend ist und somit nur der Steighöhe des geschlossenen Kapillarwasserspiegels entspricht. Mit diesem Verfahren erhält man aber nicht

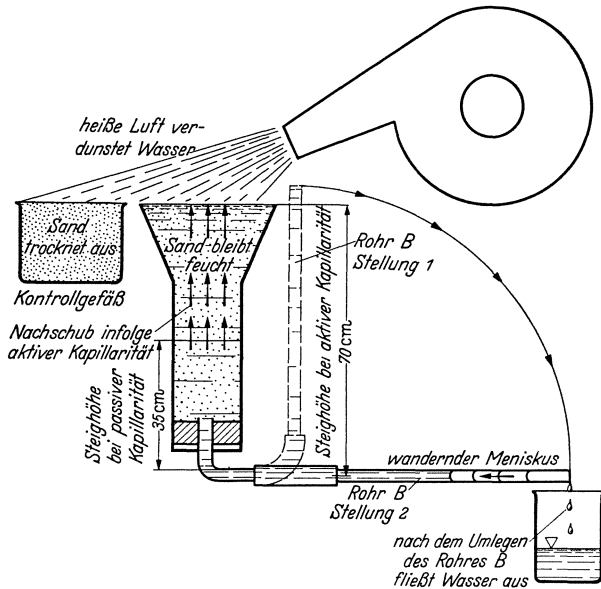


Abb. 35. Schematische Darstellung der Apparatur zur Bestimmung des Unterschiedes zwischen aktiver und passiver Kapillarität. (Nach F. KÖGLER, A. SCHEIDIG u. H. LEUSSINK.)

kapillare Steighöhe (geschlossener Kapillarwasserspiegel) von 35 cm hatte, wurde wassergesättigt in den Trichter (Abb. 35) bei hochstehendem Rohr B eingefüllt. Das Beobachtungsrohr B, das ebenfalls voll Wasser stand, wurde nun um 90° nach unten gedreht, und das ausfließende Wasser gemessen. Der geschlossene Kapillarwasserspiegel stellte sich auf etwa 35 cm ein. Nach Einstellung des Gleichgewichtes wurde die Oberfläche mit Heißluft angeblasen, wobei die Sandoberfläche dauernd feucht blieb, während der in einem daneben aufgestellten Kontrollgefäß im wassergesättigten Zustand eingebrachte Sand austrocknete, und im Beobachtungsrohr B der Meniskus von rechts nach links wanderte. Das Wasser wurde also bis auf eine Höhe von

<sup>1</sup> VAGELER, P.:  $pF$ -Wert und osmotischer Spannungsgradient als Mittel zur Beurteilung des Wasserhaushaltes des Bodens und Grundlage der Berechnung einer „effektiven mittleren Korngröße“. Ernährg Pflanze **32**, 230 (1936).

<sup>2</sup> GREEN, H.: Studies in soil capillarity. Bodenkundl. Forsch. **2**, 233 (1931).

<sup>3</sup> KÖGLER, F., A. SCHEIDIG u. H. LEUSSINK: Beiträge zur Frostfrage im Straßenbau. Schriftenreihe der „Straße“, H. 3, S. 33f. (Bodenmechanik und neuerzeitlicher Straßenbau). Berlin 1936.

<sup>4</sup> Zitiert von F. KÖGLER, A. SCHEIDIG u. H. LEUSSINK: a. a. O. S. 34.

die größte Steighöhe. Die Bestimmung dieser Größe in einem mit dem zu untersuchenden Boden angefüllten Steigrohr erfordert trockenes Material, um die Steighöhe am Farbumschlag erkennen zu können. Überdies ist die Benetzungsarbeit so groß, daß unendlich lange Zeiten zur Erreichung der Endsteighöhe erforderlich sind.

Durch eine Versuchsanordnung (Abb. 35), die auch schon von G. BESKOW<sup>4</sup> angewandt wurde, wird der Vorgang, daß die größte kapillare Steighöhe bei der Messung der Kapillarität bei sinkendem Meniskus nicht erreicht wird, veranschaulicht. Ein feinkörniger Sand, der eine

70 cm kapillar angesaugt. Es mußten daher im Sand Porengänge vorhanden sein, die eine größere kapillare Steighöhe als die bei sinkendem Meniskus gemessene besitzen. Diese größere Steighöhe der engeren Poren kann nur bei einem vorwärtswandernden Meniskus, als aktive Kapillarität bezeichnet, gemessen werden. Zur Bestimmung der aktiven Kapillarität wird deshalb dieses Verfahren vorgeschlagen. Wird die geförderte Wassermenge und die Durchlässigkeitsziffer  $k$  bestimmt, so kann nach dem Gesetz von DARCY die Hubkraft berechnet werden. Eine Bodensäule, die unten im Wasser steht, wird oben mit einem Heißluftstrom angeblasen, wobei der Luftstrom so geregelt wird, daß die Verdunstung dem kapillaren Nachschub das Gleichgewicht hält. In einem horizontalen Kapillarrohr, das an den unteren Wasservorrat angeschlossen ist, wird die in bestimmter Zeit verdunstete Wassermenge gemessen. Aus der Durchlässigkeitsziffer  $k$ , der Wassermenge  $Q$  und dem Abstand  $d$  zwischen Oberfläche und Wasserspiegel wird die Hubkraft  $H$  in cm Wassersäule nach folgender Gleichung berechnet:

$$Q = k \cdot \frac{H - d}{d}. \quad (50)$$

Die so ermittelten  $H$ -Werte waren immer größer als die bei sinkendem Meniskus bestimmten Werte.

Über den in dem System Boden + Wasser maximal auftretenden Kapillardruck liegen Untersuchungen von K. ENDELL, W. LOOS und H. BRETH<sup>1</sup> vor. Hierbei wurde von folgenden Überlegungen ausgegangen: Durch die Veränderung der Dicke der um die Tonteilchen gelagerten Wasserhüllen ist das Quellen und Schrumpfen der Böden bedingt. Das Maß der Quellung bzw. Schrumpfung ist durch die Stärke der Wasserhüllen bestimmt. Eine Veränderung der Dicke der Wasserhüllen kann durch Änderung des mechanischen Druckes, durch Änderung des Kapillardruckes und durch Änderung des Porenwasserdruckes hervorgerufen werden. Durch den auf einen voll mit Wasser gesättigten Boden wirkenden mechanischen Druck wird langsam erst alles freie, ungebundene Wasser aus den Poren gepreßt. Von einem bestimmten Druck an, der bereits größer als die Adsorptionskraft der Wasserhüllen ist, geben bei weiterer Drucksteigerung, falls kein reines Wasser mehr vorhanden ist, auch die Adsorptionswasserhüllen nach und nach ihr Wasser ab, was mit einer Zusammendrückung bzw. Schrumpfung des Systems verbunden ist. Der gleiche Vorgang vollzieht sich, wenn der voll mit Wasser gesättigte Boden der Verdunstung unterworfen ist. Zunächst verdunstet nur freies Wasser, das durch die sich bildenden Menisken als Kapillarswasser aus dem Innern des Systems nachgeliefert wird. Durch die Kraft der Kapillarmenisken entsteht ein Zug nach innen, der bestrebt ist, die Bodenteilchen aneinander zu nähern. Diesen Kräften der Kapillarmenisken wirken die Adsorptionskräfte der Wasserhüllen entgegen. Bei fortschreitender Verdunstung nimmt mit dem Kleinerwerden der Kapillaren die Krümmung und damit die Zugkraft der Menisken zu. Der sich bildende Unterdruck erzwingt ein Abfließen von Wasser von den Adsorptionswasserhüllen, womit ein Druckausgleich geschaffen ist. Durch weiteren wechselseitigen Ausgleich werden die Wasserhüllen immer lünnere — die Schrumpfung des Systems Boden + Wasser schreitet damit fort — bis zu einem Zeitpunkt, bei dem die wachsende Kapillarkraft die Adsorptionskräfte, die mit dem Abnehmen der Dicke der Adsorptionswasserhüllen steigen, nicht mehr überwinden kann. In diesem Augenblick reißen die Kapillar-

<sup>1</sup> ENDELL, K., W. LOOS u. H. BRETH: Zusammenhang zwischen kolloidchemischen sowie bodenphysikalischen Kennziffern bindiger Böden und Frostwirkung. Schriftenreihe d. Forsch.Ges. f. d. Straßenwesen e. V. 16. Berlin: Volk und Reich Verlag 1939.

menisken ab. Diese beiden Parallelerscheinungen, Verdichtung durch mechanischen Druck und Schrumpfung durch Verdunstung, wurden in Beziehung zu einander gebracht, um so die Kapillarkraft des Bodens zu bestimmen<sup>1</sup>.

Bei einem vollkommen mit Wasser gesättigten Boden nimmt mit fortschreitender Verdunstung die Porosität ab. Bis zum Beginn der Restschrumpfung<sup>2</sup> ist die Porosität gleich dem im System verbleibenden Wassergehalt. Beim Abreißen der Kapillaren ist der Porenraum nur noch teilweise mit Wasser erfüllt. Aus der fortlaufenden Bestimmung des Porenvolumens aus dem jeweiligen Wassergehalt und der Ermittlung des Volumens des Probekörpers läßt sich der Zeitpunkt des Abreißen der Kapillaren bestimmen. Diese Versuche wurden wie folgt durchgeführt: Ein geformter Probekörper von 2,5 cm Durchmesser und 4 cm Höhe mit einem der Fließgrenze entsprechenden Wassergehalt wurde der Verdunstung bei Zimmertemperatur überlassen. In gewissen Zeitabständen wurde das Gewicht und das Volumen des Probekörpers durch Eintauchen in Quecksilber bestimmt, woraus sich die Porenziffer berechnen läßt. In dem Augenblick, in dem die Kapillaren abreißen, wird die aus dem Wassergehalt ermittelte Porenziffer zu klein. Man erhält in diesem Zeitpunkt, in dem die Restschrumpfung beginnt, die Porenziffer  $\varepsilon_k$ , die dem Knickpunkt der Schrumpfungskurve (Abb. 36)

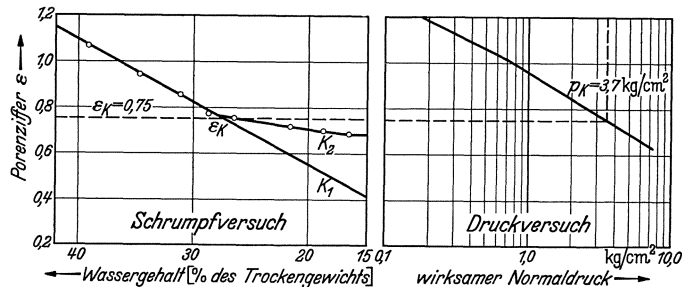


Abb. 36. Ermittlung des maximalen Kapillardruckes durch Schrumpf- und Druckversuch.  
(Nach K. ENDELL, W. LOOS u. H. BRETH.)

entspricht. Der gleiche Boden mit dem Wassergehalt der Fließgrenze wurde in einer Höhe von 10 mm in einen Verdichtungsapparat eingebracht und langsam steigend belastet. Die der jeweiligen Belastung entsprechende Porenziffer wurde in einem Druck-Porenziffer-Diagramm (Abb. 36) aufgetragen. Aus dem Diagramm ist der Druck  $p_k$  zu entnehmen, dem die gleiche Porenziffer, wie sie beim Schrumpfungsversuch gefunden wurde, entspricht. Dieser Druck wird der Kapillarkraft gleich gesetzt. Der bei der Porenziffer  $\varepsilon_k$  abgelesene Druck entspricht dem „maximalen“ Kapillardruck.

Die Tab. 24 enthält auszugsweise<sup>3</sup> die Ergebnisse, die an natürlichen Böden und künstlichen Quarz-Tonmineral-Gemengen ermittelt wurden. Abb. 37 zeigt, in welchem Maße der maximale Kapillardruck — wie auch andere physikalische Bodeneigenschaften — nicht nur von der Korngröße, sondern auch von der Natur des Bodenminerals und seiner Kationenbelegung beeinflusst wird. B. KURMIES<sup>4</sup> machte darauf aufmerksam, daß sich der angewandte Druck infolge der punktförmigen Berührung der Einzelteilchen vervielfachen kann, weil dadurch die Berührungsfläche verkleinert und somit der pro Flächeneinheit zur Auswirkung

<sup>1</sup> Vgl. auch K. v. TERZAGHI: Erdbaumechanik auf bodenphysikalischer Grundlage. Wien 1925.

<sup>2</sup> Siehe diesen Band S. 195 ff.

<sup>3</sup> ENDELL, K., W. LOOS u. H. BRETH: a. a. O. Tab. 3 und 4.

<sup>4</sup> Siehe K. ENDELL, W. LOOS u. H. BRETH: a. a. O. S. 37.

Tabelle 24.  
Maximaler Kapillardruck, bestimmt aus Schrumpf- und Druckversuch.

Nr.	Künstliche Mineralgemenge		Natürliche Böden	
	Mischung	Maximaler Kapillardruck $p_k$	Nr.	Maximaler Kapillardruck $p_k$
2	Quarz : Kaolin = 9 : 1 . . . . .	0,52	3	3,5
3	7 : 3 . . . . .	0,55	4	1,9
4	1 : 1 . . . . .	1,90	5	5,0
5	0 : 1 . . . . .	6,00	6	3,0
6	Quarz : Ca-Bentonit = 9 : 1 . . . . .	0,25	7	3,5
7	7 : 3 . . . . .	3,00	8	1,8
8	1 : 1 . . . . .	9,50	9	2,8
10	Quarz : Na-Bentonit = 9 : 1 . . . . .	0,75	10	4,0
11	7 : 3 . . . . .	4,20	11	3,7
14	Quarz 0,06 mm : Ca-Bentonit = 7 : 3 . .	0,70?	12	3,2
15	Quarz 0,1 mm : Ca-Bentonit = 7 : 3 . .	1,50	16	9,0
16	Quarz 0,2 mm : Ca-Bentonit = 7 : 3 . .	0,56	17	12,0
			18	10,0
			19	5,0
			20	2,2

kommende Druck vergrößert wird. Der aus dem Verdichtungsdruck ermittelte maximale Kapillardruck — der definiert ist als der Druck, der in den Kapillaren im Augenblick der beginnenden Restschrumpfung herrscht — kann also unter Umständen zu klein sein. Bei Beginn der Restschrumpfung halten sich Kapillardruck und der Druck in den Wasserhüllen der Tonteilchen die Waage, so daß der maximale Kapillardruck dann gleich dem Druck in der Grenzschicht der Wasserhüllen sein muß. Im Gebiet der Restschrumpfung wird das System vollkommen von den Hydratationskräften der Tonteilchen beherrscht. Der maximale Kapillardruck ließe sich daher aus dem Dampfdruck des Systems Boden + Wasser beim Zeitpunkt der beginnenden Restschrumpfung, bei dem die mit Wasser gefüllten Kapillaren abreißen, bestimmen. Eine orientierende Rechnung ergab für das Quarz-Ton-Gemenge vom Verhältnis 1 : 1 (Nr. 8 aus Tab. 24) den Wert 11,5 at.

Die Bestimmung der Kapillarkraft aus der Gegenüberstellung von Schrumpfungsvorgang und Verdichtung im Ödometer wurde schon früher erwähnt<sup>1</sup>. Auch R. HAEFELI<sup>2</sup> weist auf die bedeutenden Kapillarspannungen hin, die in feinkörnigem Bodenmaterial, z. B. Ton, auftreten können und sich feststellen lassen, wenn man die Volumveränderung beim Schrumpfungsvorgang infolge Verdunstung mit der Volumände-

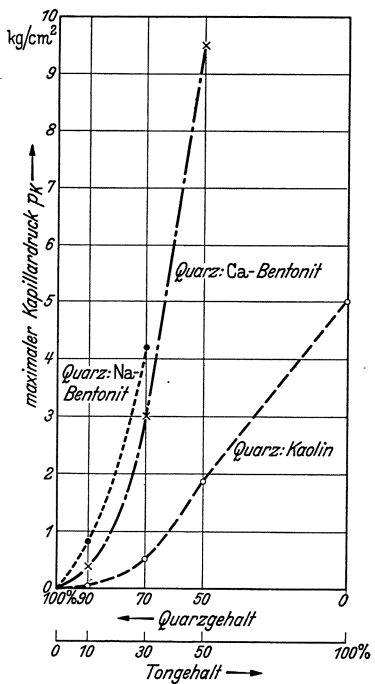


Abb. 37. Abhängigkeit des maximalen Kapillardruckes  $p_k$  vom Quarzgehalt und der Natur des Tonminerals. (Nach K. ENDELL, W. LOOS u. H. BRETH.)

<sup>1</sup> KÖGLER, F., A. SCHEIDIG u. H. LEUSSINK: Beiträge zur Frostfrage im Straßenbau. Schriftenreihe der „Straße“ H. 3, S. 34. (Bodenmechanik und neuzeitlicher Straßenbau) Berlin 1936.

<sup>2</sup> HAEFELI, R.: Mechanische Eigenschaften von Lockergesteinen. Schweiz. Bauztg 111, 299 u. 321 (1938).



rung beim Zusammendrückungsversuch vergleicht. Beim Schrumpfungsvorgang werden zwei Phasen unterschieden<sup>1</sup>. In der ersten Phase nehmen die Kapillarspannungen mit abnehmendem Wassergehalt bei konstanter Verdunstungsgeschwindigkeit allmählich zu, da sich der Querschnitt der Kapillaren durch die Annäherung der Teilchen beim Schrumpfprozeß verengt. Die Druckspannungen in der festen Phase erreichen dabei einen Grenzwert, den man mit Schrumpfdruck bezeichnet<sup>2</sup>. Die zweite Phase des Schrumpfungsvorganges erfolgt unter annähernd konstantem Schrumpfdruck bei abnehmender Verdunstungsgeschwindigkeit. Der mechanische Verdichtungsdruck, der erforderlich ist, um dieselbe Volumveränderung wie bei der Verdunstung zu erreichen, wird als Schrumpfdruckäquivalent bezeichnet und ist ein Maß für die beim Schwinden des Bodenmaterials in der festen Phase auftretenden Druckkräfte. Dieses Schrumpfdruckäquivalent dürfte mit dem „maximalen Kapillardruck“  $p_k$  identisch sein.

Zur Kennzeichnung des Wasserhaushaltes des Bodens und der Wasserbeweglichkeit wurde von R. K. SCHOFIELD<sup>3</sup> ein neuer Begriff, der  $pF$ -Wert, eingeführt. SCHOFIELD will damit zu Werten allgemeiner Gültigkeit hinsichtlich der verschiedenen Feuchtigkeitsgrade des Bodens, wie Welkungspunkt, Feuchtigkeitsäquivalent usw., kommen. Er versteht unter dem  $pF$ -Wert den Logarithmus des in cm Wassersäule ausgedrückten Saugdruckes des Bodens bei dem jeweiligen Wassergehalt, für den E. BUCKINGHAM<sup>4</sup> den Ausdruck „Kapillaritätspotential“ gebraucht. Unter dem BUCKINGHAMschen Kapillaritätspotential ist die Höhe der Wassersäule in cm zu verstehen, die dem betreffenden Saugdruck entspricht. Dieser Wert kann auf jede Flüssigkeit übertragen werden, indem man als  $pF$ -Wert den Logarithmus der Höhe der betreffenden Flüssigkeitssäule bezeichnet. Gemessen wird der Unterschied der freien Energie ohne Rücksicht auf spezielle mechanische Verhältnisse. Bis zu einem Saugdruck von einer Atmosphäre = 1000 cm Wassersäule, entsprechend einem  $pF$  von 3, läßt sich der Saugdruck direkt experimentell nach bekannten Methoden bestimmen. Bei Werten über 1000 cm Wassersäule schlägt R. K. SCHOFIELD indirekte Verfahren vor, und zwar entweder die Ermittlung der Gefrierpunkterniedrigung oder die Bestimmung des Dampfdruckes. Für die Berechnung des  $pF$ -Wertes a) aus der Gefrierpunkterniedrigung<sup>5</sup> bzw. b) aus dem Dampfdruck werden folgende Gleichungen angegeben:

$$a) \quad pF = 4,1 + \log t, \quad (51)$$

$$b) \quad pF = 6,5 + \log(2 - \log h), \quad (52)$$

$t$  = Gefrierpunkterniedrigung in °C,  $h$  = relative Feuchtigkeit in Prozenten (Dampfdruck). Durch die Anwendung des  $pF$ -Wertes können die Saugdruckerscheinungen bei allen Feuchtigkeitsgraden in einem Diagramm dargestellt werden. So entspricht bei allen Böden dem Wassergehalt beim „permanent wilting point“ ein  $pF$ -Wert von 4,2 und beim „Feuchtigkeitsäquivalent“, bestimmt nach der Zentrifugenmethode mit 1000facher Erdbeschleunigung, ein  $pF$ -Wert von ungefähr 2,9. Auch die Kennzahlen von A. ATTERBERG (Fließgrenze, Ausrollgrenze, Plastizität) dürften durch bestimmte  $pF$ -Werte charakterisiert sein. Die

<sup>1</sup> TERZAGHI, K. v., u. O. K. FRÖHLICH: Theorie der Setzung von Tonschichten. Leipzig und Wien 1936.

<sup>2</sup> HAEFELI, R.: a. a. O. S. 302.

<sup>3</sup> SCHOFIELD, R. K.: The  $pF$  of the water in soil. Trans. 3. Internat. Congr. Soil Sci. 2, 37 (1935).

<sup>4</sup> BUCKINGHAM, E.: U. S. Dep. Agricult., Bur. of Soils, Bull. 38 (1907).

<sup>5</sup> SCHOFIELD, R. K., u. J. V. BOTELHO DA COSTA: The determination of the  $pF$  at permanent wilting and the moisture equivalent by the freezing point method. Trans. 3. Internat. Congr. Soil Sci. 1, 6 (1935).

$\phi F$ -Kurven, die bei Austrocknung und Befeuchtung des Bodens erhalten werden, zeigen eine deutlich ausgeprägte Hysteresis, sind also nicht umkehrbar. Diese Hysteresis führt R. K. SCHOFIELD auf mikroplastische Widerstände beim Quellen und Schrumpfen zurück.

In einer kritischen Betrachtung der Ausführungen SCHOFIELDS über den  $\phi F$ -Wert vertritt P. VAGELER<sup>1</sup> den Standpunkt, daß wohl mit der Anwendung des Logarithmus eine neue bequeme Ausdrucksweise geschaffen sei, daß aber die dort vertretenen Anschauungen durchaus nicht neu, sondern lange bekannt und entsprechende Methoden in Gebrauch sind. Was SCHOFIELD aus Dampfdruck, Gefrierpunktniedrigung, Saugdruckbestimmungen usw. berechnet, ist nach VAGELER „der osmotische Totaldruck des aus Bodenlösung und kationenbelegten Komplexen zusammengesetzten Systems Boden“ oder „das für alle physikalischen und chemischen Prozesse maßgebende innere elektrische Potential des Bodens, ausgedrückt in Gravitationsmaß“. Grundlegend für die Anschauungen VAGELERS war die zunächst theoretische<sup>2</sup>, dann auch experimentell<sup>3</sup> bestätigte Erkenntnis, daß der Druckabfall des Wassers im Boden — begründet durch die Hydratation der austauschfähigen Ionen — nach einem Gradienten verläuft, der bei Böden allgemeiner Art mit der dritten Potenz angenommen werden kann, wenn man den Hygroskopizitätswert nach MITSCHERLICH als Einheit benutzt. Für den Wassergehalt, der der Hygroskopizität über 10proz. Schwefelsäure entspricht, ergibt sich beim Dampfspannungsausgleich ein osmotischer Druck von 50 at = 50000 cm Wassersäule. Die Druckänderung<sup>4</sup> beim jeweiligen Wassergehalt des Bodens ergibt sich dann aus der Gleichung:

$$\phi = 50 \cdot \left(\frac{Hy}{W}\right)^3 \text{ at.} \tag{53}$$

Ausgedrückt in cm Wassersäule, durch Multiplikation mit 1000, erhält man das Kapillaritätspotential  $CP$ :

$$\phi = 50 \cdot 10^3 \cdot \left(\frac{Hy}{W}\right)^3 \text{ cm} = CP. \tag{54}$$

Aus dem Hygroskopizitätswert und dem jeweiligen Wassergehalt läßt sich also ohne weiteres der  $\phi F$ -Wert als Logarithmus der Wassersäule in cm im Sinne SCHOFIELDS berechnen. Bei einem Vergleich (Tab. 25) der Druckwerte des Bodenwassers in Atmosphären bzw. cm Wassersäule mit dem  $\phi F$ -Wert ergibt sich bei den verschiedenen Feuchtigkeitsgraden eine völlige Identität.

Tabelle 25.

	VAGELER			SCHOFIELD
	at	cm Wassersäule	$\phi F$	$\phi F$
Hygroskopizität . . . . .	50	50000	4,7	?
Permanent wilting point . . . . .	12,5	12500	4,10	4,2
Wilting point = „Totes Wasser“ . . . . .	6,25	6250	3,80	?
Moisture equivalent = Minimale Wasserkapazität . . . . .	0,55	550	2,74	2,5—3,0

Eine zusammenfassende Darstellung der Beziehungen zwischen  $\phi F$ -Wert und dem pflanzenaufnehmbaren Bodenwasser gibt F. ALTEN<sup>5</sup>. In diesem Zusammen-

<sup>1</sup> VAGELER, P.:  $\phi F$ -Wert und osmotischer Spannungsgradient als Mittel zur Beurteilung des Wasserhaushaltes des Bodens und Grundlage der Berechnung einer „effektiven mittleren Korngröße“. Ernährg Pflanze **32**, 228 (1936).

<sup>2</sup> VAGELER, P.: Der Kationen- und Wasserhaushalt des Mineralbodens. S. 83ff. Berlin 1932.

<sup>3</sup> ALTEN, F., u. B. KURMIES: Die physikalisch-chemischen Gesetzmäßigkeiten beim Kationenumtausch im Mineralboden. Beih. z. Z. Ver. dtsh. Chemiker **21** (1935).

<sup>4</sup> VAGELER, P.: a. a. O. S. 95.

<sup>5</sup> ALTEN, F.: Zur Beurteilung des pflanzenaufnehmbaren Wassers aus dem Boden mit Hilfe des  $\phi F$ -Wertes. Trans. I. Comm. Internat. Soc. Soil Sci. Vol. A, 46 (1938).

hang sei auch auf die Versuche von G. B. BODMAN und N. E. EDLEFSEN<sup>1</sup> verwiesen, mit denen das Verhältnis zwischen Dampfdruck und Kapillaritätspotential untersucht wurde. Neue Untersuchungen von K. SCHULTZE<sup>2</sup> über den kapillaren Aufstieg bestätigten die Anschauungen des Verfassers, daß beim kapillaren Aufstieg eine doppelte Kapillarerscheinung vorliegt: 1. der Aufstieg an offenen Kapillarwänden und 2. der Aufstieg zwischen den durch jene gebildeten Flüssigkeits-Kapillarwänden. Eine besondere „Benetzungsspannung“ erscheint überflüssig.

Die Bewegung des Wassers im Boden als Flüssigkeit läßt sich nach der Auffassung von P. VAGELER<sup>3</sup> nur zum geringen Teil auf reine Kapillarwirkungen zurückführen<sup>4</sup>. Das Aufsteigen des Wassers im mit Boden gefüllten Steigrohr ist neben der Kapillarwirkung ein durch das Druckgefälle im System bedingter osmotischer Vorgang. Über die Zone des geschlossenen Kapillarwasserspiegels hinaus bewegt sich das Wasser als Flüssigkeit durch osmotischen Druckausgleich in den Wasserhüllen der Tonteilchen weiter bis zu dem Punkt, in dem die Saugkräfte der Wasserhüllen durch die Reibung unterwegs kompensiert sind; gegenüber dieser Saugkraft spielt die Gravitation keine Rolle. Eine weitere Bewegung des Wassers über diesen Punkt hinaus findet nur noch in Dampfform statt. Die Bewegung des Wassers im austauschfähigen Boden ist in der Hauptsache in dem Hydratationsbestreben der festen Substanz und besonders der austauschfähigen Kationen begründet. Jedes Teilchen hat also gegenüber seinen Nachbarn eine durch die osmotische Druckdifferenz ihrer Wasserhüllen bedingte Saugkraft. Die experimentell zu beobachtende Steighöhe hängt von der Reibung des sich bewegenden Wassers in den Hohlräumen und in den Hydratationswasserhüllen und von der Größe der Porenräume ab. Eine Bewegung des Wassers als Flüssigkeit ist nur im spannungsfreien Porenvolumen möglich, und zwar steigt das Wasser als geschlossenes Kapillarwasser bis zu einer Höhe, die der Tragkraft der sich bildenden Menisken entspricht, und breitet sich darüber hinaus infolge des Druckgefälles bis zu einer bestimmten Höhe aus. Im Gegensatz zur klassischen Kapillarthorie ist also die Bewegung des Wassers im Boden nur ein durch das Auftreten von Kapillarerscheinungen komplizierter osmotischer Vorgang, der durch das osmotische Druckgefälle im System als treibende Kraft einerseits und durch die Reibung des Wassers auf seinem Wege andererseits gelenkt wird. Dadurch ist aber die Wasserbewegung in einem solchen System von der Richtung im Raum grundsätzlich unabhängig. Das gilt natürlich nur für den Wassergehalt des Systems, der zwischen dem lentokapillaren Punkt<sup>5</sup> und der minimalen Wasserkapazität liegt. Unterhalb des lentokapillaren Punktes bewegt sich das Wasser fast nur in Dampfform; die über die minimale Wasserkapazität hinausgehende Wassermenge unterliegt der Schwerkraft. Nach den Beobachtungen von W. FRECKMANN und H. BAUMANN<sup>6</sup> scheint es, daß auffallender Regen nicht eher in tiefere

<sup>1</sup> BODMAN, G. B., u. N. E. EDLEFSEN: The soil-moisture system. *Soil Sci.* **38**, 425 (1934).

<sup>2</sup> SCHULTZE, K.: Über Kapillarität. XV. Der kapillare Aufstieg in dispersen Systemen. *Kolloid-Z.* **55**, 9 (1931). — Siehe auch H. A. WADSWORTH: Weitere Beobachtungen über die Natur des kapillaren Aufstieges durch den Boden. *Soil Sci.* **32**, 417 (1931). Nach Ref. in *Z. Pflanzenernähr A* **25**, 242 (1932). — SMITH, W. O., P. D. FOOTE u. P. F. BUSANG: Kapillaraufstieg in Sand aus gleichmäßig runden Körnern. *Physics* **1**, 18 (1931). — RICHARDS, L. A.: Kapillaritätsleitungswerte von drei Böden. *J. amer. Soc. Agronomy* **28**, 297 (1936).

<sup>3</sup> VAGELER, P.: Der Kationen- und Wasserhaushalt des Mineralbodens, S. 113ff. Berlin 1932.

<sup>4</sup> Vgl. hierzu auch D. OSSIN: Zur Methodik der Untersuchung der Wasserhebefähigkeit und der Wasserkapazität der Böden. *Počvo edenije* **1**, 101 (1935). Nach Ref. in *Biedermanns Zbl.*, N. F. **6**, 371 (1936).

<sup>5</sup> Siehe diesen Band S. 225.

<sup>6</sup> FRECKMANN, W., u. H. BAUMANN: Zu den Grundfragen des Wasserhaushalts im Boden und seiner Erforschung. *Bodenkde u. Pflanzenernähr* **2** (47), 127 (1937).

Schichten vordringt, ehe nicht die nächsthöhere Schicht auf ihre Wasserkapazität aufgefüllt worden ist. Wird einem Boden, dessen Wassergehalt zwischen dem lentokapillaren Punkt und der minimalen Wasserkapazität liegt, an irgendeiner Stelle, z. B. durch eine Wasser aufnehmende Wurzelspitze mit ihren Saughaaren, Wasser entzogen, so strömt das Wasser dieser Stelle von allen Seiten zu. In welcher Menge, auf welche Entfernung und mit welcher Geschwindigkeit solches geschieht, hängt von dem durch die Austrocknung entstehenden Druckgefälle und von der Reibung, die das zuströmende Wasser auf seinem Wege zwischen den Teilchen zu überwinden hat, ab. Es muß deshalb jeder Boden einen maximalen osmotischen Wirkungsradius für den Bereich eines wasserentziehenden Punktes besitzen, jenseits dessen eine Wasserzufuhr in flüssiger Form zum Punkte des Wasserentzuges wegen der zu groß werdenden Reibung nicht mehr erfolgt. Die Annahme liegt nahe, daß der Wirkungsradius der osmotischen Kräfte gleich dem Abstand zwischen dem geschlossenen Kapillarwasserspiegel im Steigrohr und der bis zum lentokapillaren Punkt gesättigten Wasserzone ist, die an der Verfärbung des Bodens durch Befeuchtung abgelesen werden kann. Daß aber auch die kapillar gesättigte Wasserzone mit berücksichtigt werden muß, wird durch folgenden Versuch klar. Führt man einer in einem Rohr befindlichen Bodensäule nur so viel Wasser zu, daß dieses gerade bis zur Absättigung der Bodensäule bis zum lentokapillaren Punkt reicht, so entwickelt sich überhaupt keine kapillar gesättigte Zone; trotzdem erfolgt die Absättigung bis fast zur gleichen Höhe der Bodensäule<sup>1</sup>. Mit einem anderen Versuch läßt sich noch besser beweisen, daß die geschlossene Kapillarwasserzone relativ belanglos für die Höhe des Wasseraufstieges ist, wenn man die Sättigung der Bodensäule im Steigrohr nicht direkt von einer freien Wasseroberfläche, sondern unter Zwischenschaltung einer im Verhältnis zum betreffenden Boden schwer durchlässigen Membran erfolgen läßt. Verschließt man also das Steigrohr unten mit einer passend gewählten Membran, so steigt das Wasser in der Bodensäule, wenn auch langsamer als bei freiem Zutritt, bis zu praktisch der gleichen Endsteighöhe, wie von einer freien Wasserfläche aus, ohne daß sich im unteren Teil der Säule eine kapillar gesättigte Zone bildet. Erst wenn die größte Steighöhe erreicht ist, fangen die untersten Kapillaren an, sich zu füllen. Es tritt also das Gegenteil ein von dem, was die Kapillarthorie verlangt. P. VAGELER<sup>2</sup> bezeichnet daher als maximalen osmotischen Wirkungsradius den Abstand von der freien Wasserfläche bis zu der bis zum lentokapillaren Punkt gesättigten Wasserzone der Bodensäule; das ist ungefähr die im Steigrohr bestimmte Steighöhe, die man an der Verfärbung der Bodensäule durch Befeuchtung abliest.

Die Steighöhenbestimmung im laboratoriumsmäßig vorbereiteten Boden ist nicht ein Maß der Kapillarkräfte, sondern ein Maß der Bodenschicht, in welcher die Reibung des Wassers so groß geworden ist, daß eine Bewegung von Wasser in flüssiger Form nicht mehr erfolgt. Die „kapillare Steighöhe“ ist nicht nur das Ergebnis der Kapillarercheinungen im Boden — die nur eine untergeordnete Rolle spielen —, sondern im wesentlichen des osmotischen Druckausgleiches in den Adsorptionswasserhüllen und der Wasserwanderung entlang der Oberfläche der Bodenteilchen und ist damit ein Sammelbegriff, der wenigstens bei Tonböden, wenn auch nicht in direkt auf den natürlich gelagerten Boden übertragbarer Weise, ein Maßstab für die Geschwindigkeit der Wasserfortbewegung im Boden ist.

<sup>1</sup> Vgl. auch N. KURTJAKOV: Kapillare Erscheinungen im Boden und in den Erzeugnissen seiner Aufschwemmung. *Pedology* **28**, 27 (1933). Nach Ref. Z. Pflanzenernähr A **36**, 119 (1934).

<sup>2</sup> VAGELER, P.: a. a. O. S. 127.

Da die zur Erreichung der Endsteighöhe<sup>1</sup> erforderliche Zeit theoretisch unendlich groß ist, berechnet VAGELER<sup>2</sup> den Endwert der Steighöhe, der als Funktion der Zeit asymptotisch erreicht wird, nach der Hyperbelgleichung:

$$y = \frac{x \cdot E}{x + q \cdot E}, \quad (55)$$

worin  $x$  die Zeit in Stunden,  $y$  die zur Zeit  $x$  erreichte Steighöhe in mm,  $E$  die Endsteighöhe und  $q$  den Zeitmodul bedeuten. Aus dieser Gleichung läßt sich die Geschwindigkeit berechnen, die das Wasser beim Aufstieg in einem beliebigen Punkt erreicht, oder auch umgekehrt die Schichtdicke, in der sich das Wasser gerade noch mit der Geschwindigkeit  $a$  bewegt. Die Geschwindigkeit ist der Differentialquotient des Weges nach der Zeit. Setzt man also  $a$  in gleichem Maß (mm pro Stunde) in die Differentialgleichung ein:

$$\frac{dy}{dx} = \frac{q \cdot E^2}{(x + q \cdot E)^2} = a, \quad (56)$$

so läßt sich die Zeit  $x$  berechnen, in der die Geschwindigkeit der Wasserbewegung gerade den Wert  $a$  hat:

$$x = E \left( \sqrt{\frac{q}{a}} - q \right). \quad (57)$$

Durch Einsetzen dieser Gleichung in Gleichung (55) erhält man:

$$y = E \left( 1 - \sqrt{a \cdot q} \right) \text{ mm.} \quad (58)$$

Das ist die Bodenschicht, in der sich das Wasser gerade noch mit der Geschwindigkeit  $a$  unter dem Einfluß der osmotischen Saugkräfte bewegt, die von VAGELER als osmotischer Radius bezeichnet wird. Unter der Annahme, daß bei einer ausreichenden Wasserversorgung der Pflanzen die Geschwindigkeit der Wasserbewegung  $a = 0,2$  mm pro Stunde betragen muß<sup>3</sup>, ergibt sich die sog. kritische Schichtdicke zu:

$$Kr = E \left( 1 - 0,447 \sqrt{q} \right) \text{ mm.} \quad (59)$$

Tabelle 26a. Einfluß der Lagerung des Bodens im Steigrohr auf die Steighöhe.

Boden Nr.	Füllungsart	Steighöhe in mm nach Stunden					
		4 $y_1$	8 $y_2$	12 $y_3$	24 $y_4$	48 $y_5$	72 $y_6$
B 9	normal	150	180	198	225	252	265
	lose	143	184	215	268	321	350
	fest	70	102	126	166	203	215
B 18	normal	195	240	276	337	405	450
	lose	192	260	300	358	370	380
	fest	107	167	211	290	395	455
B 12a	normal	12	15	18	22	31	40
	lose	5	9	12	20	30	34
	fest	5	7	8	14	21	24
B 13a	normal	31	45	59	90	138	185
	lose	56	76	91	120	158	198
	fest	29	38	48	70	100	124

<sup>1</sup> Die Bestimmung wird in der üblichen Weise durchgeführt, indem der zu untersuchende Boden in ein unten mit Gaze verschlossenes, etwa 1,5–2 cm weites Glasrohr in stetigem Fluß, zur Vermeidung von Schichtenbildung, gefüllt wird. Nach zwei verschiedenen Zeitabständen wird die Steighöhe abgelesen und der Endwert der Steighöhe berechnet. [Siehe F. ALTEN: Die Bestimmung von Wasserhaushalt, Nährstoffzustand und Düngungsbedürfnis der Mineralböden nach den Methoden der Versuchstation Lichterfelde. Landw. Versuchsstat. **115**, 311 (1933).]

<sup>2</sup> VAGELER, P.: Archief voor de Theecultuur **2** (1928).

<sup>3</sup> VAGELER, P., u. F. ALTEN: Böden des Nil und Gash. IV. Z. Pflanzenernährg A **22**, 230ff. (1931).

Tabelle 26b. Einfluß der Lagerung des Bodens im Steigrohr auf Endsteighöhe und Zeitmodul  $q$ .

Boden Nr.	Berechnet aus	Lose eingefüllt		Normal eingefüllt		Fest eingestampft	
		Endsteighöhe	1000 $q$	Endsteighöhe	1000 $q$	Endsteighöhe	1000 $q$
B 9	$\gamma_5 \gamma_6$	427	37,4	297	28,8	245	40,3
	$\gamma_1 \gamma_6$	383	18,0	278	12,3	245	40,8
B 18	$\gamma_5 \gamma_6$	402	10,1	581	36,0	649	47,6
	$\gamma_1 \gamma_6$	403	10,9	488	12,3	562	30,3
B 12a	$\gamma_5 \gamma_6$	46	562,0	96	1051,0	33	864,0
	$\gamma_1 \gamma_6$	51	722,0	46	246,0	30	672,0
B 13a	$\gamma_5 \gamma_6$	402	184,0	555	259,0	239	279,0
	$\gamma_1 \gamma_6$	233	54,3	262	114,0	155	112,0

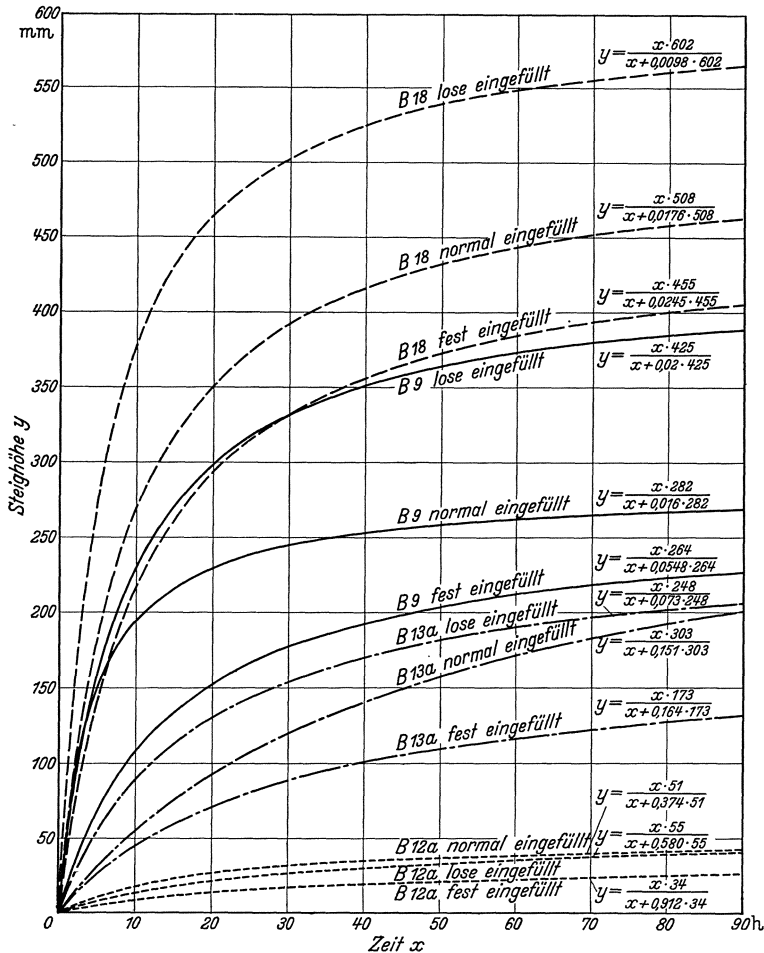


Abb. 38. Zeitlicher Verlauf der Steighöhe bei verschieden dichter Lagerung des Bodens im Steigrohr. (Nach P. VAGELER u. F. ALTEN: Ernährg Pflanze 29.)

Bei der Steighöhenbestimmung sind Ungleichmäßigkeiten der Bodensäule nicht zu vermeiden. Welchen Einfluß die Art der Einfüllung des Bodens in das Steigrohr, also die Lagerung hat, ist aus den Tabellen 26a und 26b und der Abb. 38 zu entnehmen. Die Art des Einfüllens hat bei allen Bodenarten, je nach-

dem es sich um einen leichten oder schweren Boden handelt, einen sich in sehr verschiedener Richtung bewegendem Einfluß<sup>1</sup>, woraus sich die Folgerung ergibt, daß die Steighöhenbestimmung einen mehr qualitativen Charakter hat. Trotzdem behält sie ihren Wert als Beurteilungsmaßstab der Beweglichkeit des Bodenwassers<sup>2</sup>.

Die anderen Faktoren, die für die Höhe des kapillaren Aufstieges des Wassers maßgebend sind, sind der Tongehalt und die Menge und Art der Kationenbelegung, wobei die Einwirkung des austauschfähigen Na bei der Entwicklung der Steighöhe, wie auch bei allen anderen physikalischen Bodeneigenschaften, besonders ausgeprägt ist. Die Abhängigkeit der Steighöhe vom Na-Gehalt, ausgedrückt in Prozenten der Summe der austauschfähigen Kationen, zeigt Abb. 39 für eine Bodengruppe mit einem Tongehalt von mehr als 50%<sup>3</sup>.

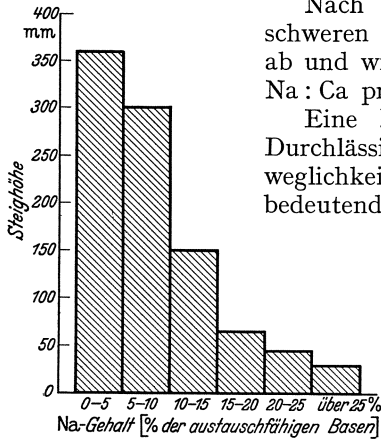


Abb. 39. Endsteighöhe als Funktion des prozentischen Na-Gehaltes der Komplexe (über 50% Ton). (Nach P. VAGELER u. F. ALTEN.)

bei größerem Na-Gehalt im Komplex ein Minimum zu erreichen, wobei der Salzgehalt des Bodens infolge seiner Koagulationswirkung noch eine besondere Rolle spielt. Bei grobdispersen Sandböden wird mit größerer Durchlässigkeit die Wasserbeweglichkeit, gemessen als Steighöhe, kleiner. Hierzu teilen P. VAGELER und F. ALTEN die Tabelle 27 mit.

Nach L. KOTZMANN<sup>4</sup> nimmt die Kapillarität eines schweren Tonbodens mit zunehmendem Na-Gehalt stark ab und wird oberhalb eines bestimmten Verhältnisses von Na : Ca praktisch gleich Null.

Eine Beziehung zwischen Wasserbeweglichkeit und Durchlässigkeit ist nur bedingt vorhanden<sup>5</sup>. Wasserbeweglichkeit und Durchlässigkeit sind nicht immer gleichbedeutend. Die Durchlässigkeit bezieht sich auf den Zustand der vollkommenen Füllung aller Porenräume mit Wasser, während die Wasserbeweglichkeit sich auf den normalen Zustand der nur teilweisen Wassersättigung des Bodens bezieht. Nur bei schweren Tonböden, bei denen die Wasserbeweglichkeit von der Reibung abhängig ist, besteht ein Zusammenhang. Die Durchlässigkeit nimmt bekanntlich mit dem Tongehalt ab, während die Wasserbeweglichkeit, gemessen als Steighöhe — abhängig von der Art der Kationenbelegung — zunimmt, um dann

<sup>1</sup> Vgl. auch J. H. ENGELHARDT: Der Einfluß des Wechsels von Schichten verschiedener Texturen auf das Wasser im Boden, besonders im Falle der Austrocknung des Bodens. Bodenkundl. Forschg 2, 204 (1930/31). — DRAGAN, J. C., u. A. VASILIU: Kapillarwasser und Hohlraumvolumen im Boden. Bul. Acad. Inalte Studii Agron. Cluj 4, Nr. 1 (1933). Nach Ref. in Z. Pflanzenernährg A 38, 184 (1935).

<sup>2</sup> VAGELER, P., u. F. ALTEN: Die Bodenuntersuchung und Bodenbeurteilung nach physikalisch-chemischen Gesichtspunkten. Ernährg Pflanze 29, 121 (1933).

<sup>3</sup> VAGELER, P., u. F. ALTEN: Böden des Nil und Gash. VI. Z. Pflanzenernährg A 23, 263 (1932).

<sup>4</sup> KOTZMANN, L.: Einfluß zunehmender Sättigung mit Natrium auf die physikalischen Eigenschaften von Böden. Mezög. Kutat. 8, 141 (1935). Nach Ref. in Z. Pflanzenernährg A 45, 370 (1936). — BOTTINI, O.: Einfluß der austauschbaren Kationen auf den kapillaren Aufstieg des Wassers im Boden. Rendiconti R. Acc. Lincei 15, H. 11 (1932). Nach Ref. in Z. Pflanzenernährg A 30, 188 (1933) — Über den kapillaren Anstieg von Elektrolytlösungen in Na-Böden. Ann. Tecnica agrar. 6, Nr. 5/6 (1933). Nach Ref. in Chem. Zbl. 105 I, 3253 (1934).

<sup>5</sup> VAGELER, P.: Der Kationen- und Wasserhaushalt des Mineralbodens, S. 132ff. Berlin 1932. — VAGELER, P., u. F. ALTEN: Böden des Nil und Gash. VI. Z. Pflanzenernährg A 23, 259ff. (1932).

Tabelle 27.

Boden Nr.	Ton %	Austauschfähiges Na mval pro 100 g Boden	Salzgehalt mval pro 100 g Boden	Steighöhe mm	Minimale Wasserkapazität %	Durchlässigkeit in cm <sup>3</sup> je Stunde
a) Steighöhe und Durchlässigkeit in Abhängigkeit vom Tongehalt.						
Seesand	—	—	—	128	6,0	5143,0
B 2	4,2	0,15	0,53	256	9,6	400,0
B 7	10,1	0,09	0,68	526	17,4	105,0
G 66	39,4	0,24	0,56	500	22,5	30,0
G 33	52,1	5,39	29,08	833	50,7	18,0
G 63	55,0	1,63	1,39	500	42,5	62,0
G 13	64,2	9,16	4,09	74	62,1	8,0
G 16	68,0	7,91	2,28	27	77,5	2,6
b) Durchlässigkeit, geordnet nach Steighöhen.						
G 63	55,0	1,63	1,39	500	42,5	62,0
G 8	66,3	2,75	1,61	122	53,5	30,0
G 13	64,2	9,16	4,09	74	62,1	8,0
G 10	70,6	8,85	2,54	43	68,2	5,0
G 16	68,0	7,91	2,28	27	77,5	2,6

Aus der Tab. 27a geht das entgegengesetzte Verhalten der Wasserbeweglichkeit, gemessen als Steighöhe, und der Durchlässigkeit deutlich hervor. Als Durchlässigkeit ist hier die Zahl der cm<sup>3</sup> Wasser pro Stunde bezeichnet, die bei 500 mm Unterdruck pro cm<sup>2</sup> Fläche eine Bodenlage von 1 cm Höhe passiert. Nur bei den Tonen, deren Verhalten zum Wasser nicht mehr durch ihre Kornzusammensetzung, sondern durch die Art der Komplexbelegung und den Koagulationszustand des Bodens bestimmt wird, ergibt sich, von Ausnahmen abgesehen, eine Parallelität zwischen Wasserbeweglichkeit und Durchlässigkeit (Tab. 27b). Daraus erklärt sich nach VAGELER<sup>1</sup> auch die Unmöglichkeit, die Gesetze der Wasserbewegung, Kapillarität und Durchlässigkeit, mit theoretisch ableitbaren Formeln zu erfassen. In welcher Weise sich einzelne Kationen hinsichtlich ihrer meliorierenden Wirkung auf die Wasserbeweglichkeit in verschiedenen Böden äußern, zeigt die Tab. 28<sup>2</sup>.

Tabelle 28. Einfluß verschiedener Kationen auf die Veränderung der Steighöhe.

	O	Na	K	Mg	Ca	Ba	Al	Fe	
Nr. 1. Boden, behandelt mit 20 Milliäquivalent Kation als Chlorid.									
Endsteighöhe	mm . .	46	58	108	120	115	149	188	68
	Prozent .	100	127	237	264	253	328	414	150
1000 q . . . . .		132	825	467	567	832	832	867	332
Kr. . . . .		24	34	75	80	68	88	110	51
Nr. 2. Boden, behandelt mit 20 Milliäquivalent Kation als Chlorid.									
Endsteighöhe	mm . .	50	83	80	54	39	53	73	82
	Prozent .	100	106	160	108	78	106	146	164
1000 q . . . . .		712	626	356	580	402	626	636	422
Kr. . . . .		32	34	56	35	28	34	48	57

Nach F. SEKERA<sup>3</sup> kann mit der Bestimmung der kapillaren Steiggeschwindigkeit eine Kennzahl für die Wasserbeweglichkeit gewonnen werden. SEKERA weist aber darauf hin, daß die gewöhnliche Versuchsanordnung — Messung des Wasser-

<sup>1</sup> VAGELER, P.: a. a. O. S. 134.<sup>2</sup> VAGELER, P.: a. a. O. S. 283.<sup>3</sup> SEKERA, F.: Die nutzbare Wasserkapazität und die Wasserbeweglichkeit im Boden. Z. Pflanzenernährg A 22, 87 (1931).



aufstieges im mit Boden gefüllten Steigrohr — die natürlichen Verhältnisse der Wasserbeweglichkeit nicht annähernd wiederzugeben vermag, da die natürliche Bodenstruktur zerstört ist, und schlägt deshalb vor, die Wasserbeweglichkeit durch Bestimmung der Steighöhe an Bodenschollen mit ungestörter Struktur zu messen. Als Charakteristikum der Wasserbeweglichkeit bezeichnet SEKERA<sup>1</sup> die „Wasserergiebigkeit“, die mit einem Gipsauger bestimmt wird. Mit dem Gipsauger kann die Wasserergiebigkeit bei beliebigem Wassergehalt ermittelt werden. Hierzu wird der Gipsauger, d. i. eine Aluminiumhülle, die bis zum Halhydrat entwässerten Gips enthält, mit der Saugfläche auf die zu untersuchende Bodenprobe aufgesetzt und die nach 30 Minuten aufgenommene Wassermenge durch Wägen des Saugers bestimmt. Die Ergiebigkeit wird in g/cm<sup>2</sup>/Stunde angegeben. Aus dem Verlauf der Ergiebigkeitskurven werden vier Feuchtigkeitsbereiche unterschieden: 1. Einen mehr oder minder steil abfallenden Kurvenast im Gebiet der Wassersättigung des Bodens, 2. einen flach absinkenden Kurventeil, der jene Feuchtigkeitsgrade des Bodens umfaßt, die unter den natürlichen Verhältnissen am häufigsten anzutreffen sind, 3. einen sehr engen Bereich, innerhalb dessen die Wasserergiebigkeit sehr steil auf einen minimalen Betrag absinkt, 4. einen Bereich, der durch eine minimale Wasserabgabe gekennzeichnet ist. Ein charakteristischer Kurvenpunkt ist durch den Wassergehalt des Bodens gekennzeichnet, bei dem die Wasserergiebigkeit plötzlich auf einen minimalen Wert absinkt, bei dem die Bewegung des Wassers als Flüssigkeit aufhört, und der von SEKERA als „kritischer Wassergehalt“ bezeichnet wird.

M. HIELSCHER<sup>2</sup> versucht die Vorgänge der Wasserbewegung durch die Untersuchung der Wasserabgabe des bis zur vollen Wasserkapazität gesättigten Bodens als Funktion der Zeit bei Einwirkung einer Saugkraft (Vakuum) zu erfassen. Die Versuche wurden unter möglichster Vermeidung von Ribildungen so durchgeführt, daß der auf einem Filter befindliche, unter gleichen Bedingungen eingefüllte wassergesättigte Boden bei einem Saugdruck von 35,3 cm Quecksilbersäule entwässert wurde. Der Verlauf der Wasserabgabe wurde durch Wägen nach bestimmten Zeitabständen festgestellt. Die Wasserabgabe als Funktion der Zeit wird von folgender Gleichung beschrieben:

$$y = (A - a) \cdot (1 - e^{-cx}) + k \cdot x. \quad (60)$$

Die abgesaugte Wassermenge  $y$  steigt mit der Zeit  $x$  proportional dem am Höchstwert  $A$  fehlenden Betrage,  $c$  ist der Proportionalitäts- oder Wirkungsfaktor, der die Krümmung der Kurve anzeigt,  $a$  ist die Wassermenge, die sich in den groben, Kapillaren festgesetzt hat. Der Wert  $k \cdot x$  gibt die Zunahme der dampfförmigen Wasserabgabe mit der Zeit  $x$  an, der Faktor  $k$  wurde aus dem Verlauf der Tangente  $a$  an den letzten Kurventeil ermittelt. Die Entwässerungskurven zeigten die Unterschiede zwischen der Abgabe von kapillarem, funikulärem und pendulärem Wasser. Die Abgabe des kapillaren Wassers entspricht in der Gleichung dem Wert  $A$ . Das funikuläre Wasser wird langsamer abgegeben; es entspricht dem Betrag  $A - a$ . Die Abgabe des pendulären Wassers geht hauptsächlich in Dampfform vor sich. Diese Unterschiede der Wasserabgabe können bei Tonböden nicht gemacht werden, da der Tonboden beim Absaugen zusammensackt und dadurch eine Verminderung des Hohlraumvolumens eintritt.

<sup>1</sup> SEKERA, F.: Die Nutzbarkeit des Bodenwassers für die Pflanze. I. Fragestellung und Methodik. Z. Pflanzenernährg A 26, 57 (1932) — Statik und Dynamik des Bodenwassers. Bodenkte u. Pflanzenernährg 6 (51), 288 (1938). — KELLER, H.: Beitrag zum Studium des Wachstumsfaktors Wasser. Bodenkte u. Pflanzenernährg 6 (51), 37 (1938).

<sup>2</sup> HIELSCHER, M.: Untersuchungen über die Wasserbewegung im Boden. Bodenkte u. Pflanzenernährg 7 (52), 257 (1938).

## b) Durchlässigkeit.

Für die Durchlässigkeitsziffer  $k$  als eine der wichtigsten physikalischen Kennzahlen des Bodens wurde von F. ZUNKER<sup>1</sup> folgende Gleichung abgeleitet:

$$k = \frac{\mu}{\eta} \cdot \left( \frac{\phi_0}{1 - \phi} \right)^2 \cdot \frac{1}{U_{cm}^2} \text{ cm/sec,} \quad (61)$$

so daß in sinngemäßer Anwendung des Filtergesetzes von H. DARCY sich für den Durchfluß von Flüssigkeiten die Gleichung ergibt:

$$Q = \frac{\mu \cdot h}{\eta \cdot l \cdot U_{cm}^2} \cdot \left( \frac{\phi_0}{1 - \phi} \right)^2 \cdot F. \quad (62)$$

$Q$  ist die durchströmende Flüssigkeitsmenge in  $\text{cm}^3/\text{sec}$ ,  $\eta$  die Zähigkeit der Flüssigkeit in  $\text{cm}^{-1} \text{g sec}$ ,  $h$  der Druckunterschied in  $\text{cm}$  Wassersäule von  $4^\circ \text{C}$  bzw. in  $\text{g je cm}^2$  an den Enden der  $1 \text{ cm}$  hohen Bodensäule,  $F$  der Querschnitt der Bodensäule in  $\text{cm}^2$ ,  $\phi$  das gesamte Porenvolumen,  $\phi_0$  das spannungsfreie Porenvolumen, worunter man das Porenvolumen abzüglich des Volumens der adsorbierten Masse zu verstehen hat:

$$\phi_0 = \phi - \frac{w}{100} \cdot (1 - \phi) \cdot s, \quad (63)$$

$w$  ist der auf  $100 \text{ g}$  trockenen Boden entfallende unwirksame Anteil des Porenraumes, der von ZUNKER zunächst mit dem Hygroskopizitätswert nach MITSCHERLICH gleichgesetzt wurde:  $w = w_h$ , und  $s$  ist das spezifische Gewicht des Bodens. Der Formbeiwert  $\mu$  drückt die Form und Lagerung der Bodenteilchen aus.

Da F. ZUNKER die Ableitungen im CGS-System ausdrücken will, so soll unter der spezifischen Oberfläche die auf  $1 \text{ cm}$  Korngröße bezogene Oberfläche verstanden werden. Es wird dann die spezifische Oberfläche  $U_{cm}$  statt der bisherigen  $U$ :

$$U_{cm} = \frac{1}{d_w} = 10 U = \frac{O \cdot s}{6}. \quad (64)$$

Dabei bedeutet  $d_w$  den wirksamen Korndurchmesser in  $\text{cm}$ ,  $O$  die wahre Oberfläche der Bodenteilchen in  $\text{cm}^2/\text{g}$  bei Kugelgestalt derselben und  $s$  das spezifische Gewicht des Bodens.

A. KOSTJAKOW<sup>2</sup> unterscheidet zwischen „Filtration“ und „Perkolation“. Die Filtration bezeichnet das Fließen des Wassers durch einen Boden, bei dem die Poren vollständig mit Wasser gesättigt sind; hier trifft das Filtergesetz von DARCY zu, der Filtrationskoeffizient hat nur bei wassergesättigten Böden einen konstanten Wert. Unter Perkolation ist das Fließen des Wassers durch einen ungesättigten Boden zu verstehen. Hier trifft das Gesetz von DARCY nicht zu, da innerhalb eines bestimmten Bodenvolumens die Wassermenge während des Fließens zu- oder abnehmen kann. Um diesen Umstand zu berücksichtigen, wird ein „Adsorptionskoeffizient“ eingeführt, worunter die Menge Wasser zu verstehen ist, die vom Boden je Flächeneinheit in der Zeiteinheit aufgenommen wird. Für den Adsorptionskoeffizienten  $K_0$  und seinen Wert  $K_t$  nach der Zeit  $t$  gilt die Beziehung:

$$K_t = \frac{K_0}{t^\alpha},$$

<sup>1</sup> Vgl. dieses Handbuch 6, 157 (1930) — Die Durchlässigkeit des Bodens. Z. Pflanzenernährg A 25, 1 (1932).

<sup>2</sup> KOSTJAKOW, A.: Die Veränderungen der Durchlässigkeitsziffer für Wasser in Böden und die Notwendigkeit, sie unter dynamischen Gesichtspunkten für Meliorationszwecke zu untersuchen. Pedology 27, 293 (1932). Nach Ref. in Z. Pflanzenernährg A 27, 119 (1932). — Siehe auch: Verh. 6. Komm. internat. bodenkdl. Ges. Groningen Vol. B, 1933, 179.

worin  $K_0$  der Adsorptionskoeffizient des luftgetrockneten Bodens und  $\alpha$  ein Wert ist, der von der Art und Beschaffenheit des Bodens abhängt. Mit zunehmendem Wassergehalt des Bodens geht der Wert  $K_0$  allmählich in den DARCYschen Wert  $K_D$  über.

Zur Nachprüfung der Richtigkeit der Funktion  $\left(\frac{p_0}{1-p}\right)^2$  aus Gleichung (61) führte F. ZUNKER Versuche mit einem Tonboden durch, wobei das besondere Interesse der Feststellung galt, ob die Annahme, daß der in Gleichung (63) enthaltene Wert  $w$  gleich  $w_h$  ist, richtig sei. Andeutungsweise war schon ausgesprochen worden, daß der Boden unter Wasser mehr hygroskopisches Wasser bindet als im Dampfraum<sup>1</sup>. Die Durchlässigkeitsversuche wurden mit dem Filterapparat von K. v. TERZAGHI<sup>2</sup> durchgeführt (Abb. 40), dessen Wirkungsweise von F. ZUNKER ausführlich beschrieben wird. Der Tonboden enthielt nach dem Sedimentationsverfahren 48,2% Ton ( $< 0,002$  mm) und hatte einen Hygroskopizitätswert von 7,53%, das spezifische Gewicht betrug 2,677. Die Durchlässigkeit wurde bei verschiedener Belastung der Probe bestimmt. Am Ende des Versuches war die Bodendicke im Filterapparat  $l_e = 2,33$  cm, das Raumgewicht des wasserfrei gedachten Bodens  $\rho_e = 1,490$  und das Porenvolumen  $p_e = 44,34\%$ .

Unter Berücksichtigung der Sackung der Bodenprobe während des Versuches wird die Durchlässigkeitsziffer:

$$k_0 = 0,00035035 \cdot \frac{l \cdot \eta}{t} \cdot [\log h_1 - \log (h_2 - h_A)],$$

worin  $l$  die mittlere Bodendicke,  $\eta$  die mittlere Zähigkeit des Wassers,  $\gamma$  das spezifische Gewicht des Wassers ist und  $t$  die Zeit in sec bedeutet, in der der Wasserstand im Standrohr von  $h_1$  auf  $h_2$  über dem Nullpunkt gesunken ist,  $h_A$  ergibt sich aus der Sackung der Probe.

Die Versuchsergebnisse ent-

hält Tab. 29, aus der entnommen werden kann, daß die Durchlässigkeitsziffer mit abnehmendem Porenvolumen kleiner wird. A. BERTHELOT und G. AMOUREUX<sup>3</sup> stellten fest, daß mit Steigerung des Druckes auf den Boden die Durchlässigkeit bei Tonböden wesentlich stärker abnimmt als bei Sandböden.

Da nach F. ZUNKER während des Versuches die Faktoren  $\mu$  und  $U_{cm}$  in Gleichung (61) konstant bleiben, läßt sich aus je zwei Beobachtungen die Menge  $w$  des adsorbierten Wassers berechnen. Es ist:

$$w = \frac{\sqrt{\frac{k_{01}}{k_{02}}} \cdot \frac{p_2}{1-p_2} - \frac{p_1}{1-p_1}}{s \cdot \left(\sqrt{\frac{k_{01}}{k_{02}}} - 1\right)} \cdot 100. \quad (65)$$

<sup>1</sup> Vgl. dieses Handbuch 6, 157 (1930).

<sup>2</sup> TERZAGHI, K. v.: Erdbaumechanik, S. 114. Leipzig und Wien 1925.

<sup>3</sup> BERTHELOT, A., u. G. AMOUREUX: Zur Untersuchung des Einflusses der Zusammenpressung des Bodens auf seine physikalischen Eigenschaften. C. r. 4. semaine intern. machin. ferme. Inst. Internat. Mécano-Culture, Lausanne 1932, 137. Nach Ref. in Z. Pflanzenernähr A 33, 374 (1934).

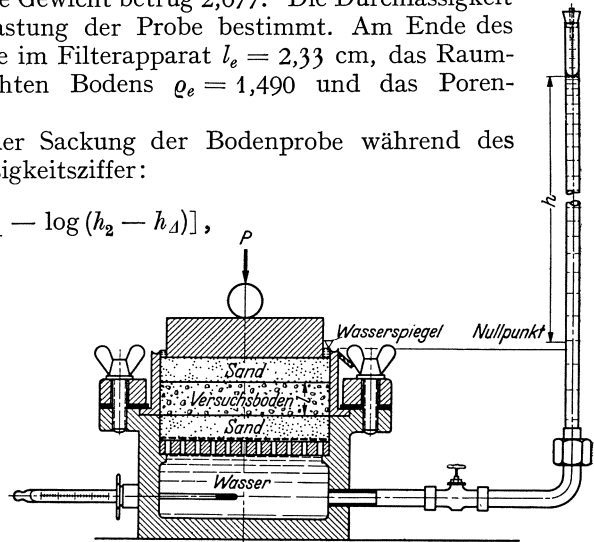


Abb. 40. Filterapparat von K. v. TERZAGHI.

Tabelle 29.

$$l_e = 2,33 \text{ cm}, \rho_e = 1,490, \rho_e = 44,34 \%$$

Be- lastung kg/cm <sup>2</sup>	Beobachtete Druckhöhe $h$ cm	Dicke der Boden- proben $l$ cm	Tempe- ratur ° C	Mittlere Tempe- ratur ° C	Zeitdauer $\frac{t}{60}$ min	Poren- volumen $\phi$ %	Durch- lässigkeit $k_0 \cdot 10^{10}$	Spannungs- freies Poren- volumen $\phi_0$ %	Wirksame spezifische Oberfläche $U_{cm}$
0,12	88,20	3,190	18,9						
0,12	54,78	3,145	18,9	19,3	2549	59,09	9,72	42,60	33400
0,12	48,30	3,130	18,8	18,6	753	58,70	8,94	42,05	34100
0,12	26,48	3,080	18,8	18,7	3353	58,16	9,66	41,29	31800
0,12	94,20	3,050	18,4	18,9	2580	57,34	9,20	40,14	31000
0,12	57,89	3,030	18,2	18,8	2823	57,06	9,17	39,75	30600
0,12	34,02	3,015	18,6						
0,12	97,36	3,012	19,4	18,3	2863	56,91	8,88	39,54	30800
0,12	57,36	3,008	19,4						
0,12	33,91	3,005	18,1	18,1	985	56,84	9,09	39,44	30300
0,12	28,16	3,005	18,1						
0,12	75,59	2,964	14,5	14,6	399	56,24	7,42	38,60	32400
0,12	71,40	2,964	14,7						
0,75	75,97	2,609	16,4	16,6	213	50,29	2,89	30,25	35800
0,75	74,90	2,609	16,7						
1,26	80,80	2,494	17,1	16,8	1244	47,87	2,10	26,85	35600
1,26	76,10	2,484	17,1						
1,90	77,26	2,402	16,0	15,5	6315	46,01	1,65	24,24	35000
1,90	60,01	2,402	15,8						
2,79	81,30	2,330	16,2	16,2	956	44,34	1,23	21,90	35500
2,79	78,89	2,330	16,4						
Mittel aus den letzten 4 Werten									35500

Als Mittel der Tabellenwerte ergibt sich, daß

$$w = \sim 2w_h \quad (66)$$

ist. Das spannungsfreie Porenvolumen ist dann

$$\phi_0 = \phi - \frac{2w_h}{100} \cdot (1 - \phi) \cdot s. \quad (67)$$

Die Werte für die wirksame spezifische Oberfläche, die für den Formbeiwert  $\mu = 1$  aus der Gleichung

$$U_{cm} = \frac{\phi_0}{1 - \phi} \sqrt{\frac{\mu}{k_0}} \quad (68)$$

berechnet sind, sind nahezu konstant, was für die Richtigkeit der Ableitung vorausgesetzt werden muß.

Da der Filterapparat von TERZAGHI Durchlässigkeitsbestimmungen nur bis zu einem Gefälle von etwa  $J = 50$  gestattet, wurde von ZUNKER<sup>1</sup> ein Luftdruck-Filterapparat (Abb. 41) entwickelt, der für schwerste Böden bis zu einem Gefälle von mehreren Tausend anwendbar ist. Der Apparat besteht aus drei vernickelten Gefäßteilen aus Eisen; in den mittleren Teil wird der Boden eingebracht. Die Luftdichtigkeit der zusammenschraubten Teile wird durch mit Glycerin geölte Gummiringe erreicht. Der mittlere Teil ist konisch ausgebildet, um am Ende

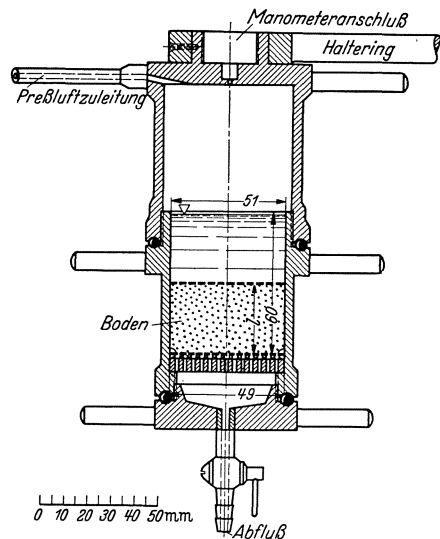


Abb. 41. Metallener Filterapparat nach F. ZUNKER für mittlere und schwerste Böden und Gefälle bis zu mehreren Tausend.

<sup>1</sup> ZUNKER, F.: Die Durchlässigkeit des Bodens. Z. Pflanzenernährg A 25, 11 (1932).

des Versuches den Boden leicht herausdrücken zu können, und hat an der Siebplatte eine Weite von 4,87 cm und am oberen Rand eine solche von 5,07 cm. Der untere Teil, der mit einem gut eingeschliffenen Hahn versehen ist, wird vor dem Versuch bis zum Rand mit destilliertem Wasser gefüllt, mit Siebplatte, Messingdrahtsieb und Leinenlappen versehen und längere Zeit im Exsikkator entlüftet. Die zwischen Leinenlappen und Gefäßwand verbleibende Fuge wird mit Plastilin abgedichtet. Das über dem Leinenlappen befindliche Wasser wird herausgesaugt, dann wird der entlüftete weichplastische Boden in einer Schicht von etwa 3 cm luftfrei eingedrückt. Der Boden wird mit entlüftetem Wasser und einem Leinenlappen bedeckt, auf den eine dünne Siebscheibe zum Messen des jeweiligen Abstandes der Bodenoberfläche vom Gefäßrand kommt; die Siebscheibe wird mit Grobsand überdeckt. Durch Metallplatte und Druckkugel kann der Boden belastet werden. Nach einer ein- bis zweitägigen Belastungsdauer werden die Drucklast und die Sandschicht entfernt, und der Abstand der Siebscheibe vom Gefäßrand gemessen. Dann wird das Gefäß wieder bis zum Rand mit entlüftetem, destilliertem Wasser gefüllt, und der Deckel, der mit Manometer und Luftzuleitung versehen ist, aufgeschraubt. Nach dem Einleiten der Druckluft aus einer Druckluft-Stahlflasche oder Automobilradpumpe wird der Hahn am unteren Gefäßteil geöffnet und die in der Zeiteinheit ausfließende Wassermenge volumen- oder gewichtsmäßig bestimmt. Nach je zwei Beobachtungen wird der Abstand der Siebscheibe vom Gefäßrand gemessen und gegebenenfalls Wasser nachgefüllt. Mit dieser Versuchsanordnung läßt sich feststellen, ob durch den erhöhten Druck die Durchlässigkeit und das Volumen des adsorbierten Wassers beeinflußt wird. Die Durchlässigkeitsziffer  $k_0$  im Luftdruck-Filterapparat ergibt sich aus der Gleichung

$$k_0 = \frac{Q \cdot l \cdot \eta}{h \cdot F} \quad (69)$$

$h$  ist der Überdruck der Preßluft plus Höhe der Wassersäule im Apparat über der Ausflußöffnung, und zwar beides in cm Wassersäule bei 4° C ausgedrückt. Die unter Korrektur der Bodenquerschnittsfläche, die durch den Plastilinring notwendig wird, erzielten Ergebnisse enthält die Tab. 30. Das spannungsfreie

Tabelle 30. Durchlässigkeit  $k_0$ , gemessen im Luftdruckfilterapparat bei verschiedener Vorbelastung.

Druckhöhe $h$ cm	Bodendicke $l$ cm	Durchfluß $10^3 \cdot Q$ cm <sup>3</sup> /sec	° C	Porenvolumen $p$ %	Druckgefälle $J$	Durchlässigkeit $k_0 \cdot 10^{10}$	Spannungsfreies Porenvolumen $p_0$ %	Wirksame spezifische Oberfläche $U_{cm}$
Vorbelastung durch Gewichte mit 0,32 kg/cm <sup>2</sup> .								
2910	2,193	0,447	18,8	49,55	1253	1,95	29,21	41 500
3810	2,173	0,564	20,5	49,09	1654	1,79	28,56	42 000
3330	2,153	0,462	20,5	48,62	1459	1,66	27,90	42 100
Über Nacht durch Gewichte mit 0,81 kg/cm <sup>2</sup> belastet.								
3010	2,140	0,447	19,7	48,30	1326	1,80	27,45	39 600
3040	2,135	0,403	20,1	48,18	1342	1,59	27,29	41 800
3040	2,13	0,406	20,2	48,06	1345	1,60	27,12	41 300
6010	2,12	0,882	20,6	47,82	2671	1,73	26,78	39 000
6010	2,11	0,747	20,4	47,57	2683	1,46	26,43	41 700
6010	2,10	0,683	20,2	47,32	2695	1,34	26,08	42 800
Über Nacht durch Gewichte mit 0,57 kg/cm <sup>2</sup> belastet.								
6010	2,08	0,673	19,5	46,81	2719	1,33	25,36	41 400
6010	2,06	0,610	19,5	46,30	2744	1,19	24,65	42 000
6010	2,04	0,561	19,7	45,77	2770	1,08	23,90	42 400
6010	2,04	0,594	20,0	45,77	2770	1,14	23,90	41 300
6010	2,04	0,584	20,0	45,77	2770	1,12	23,90	41 700
Mittel								41 500

Porenvolumen  $p_0$  und die wirksame spezifische Oberfläche  $U_{em}$  sind wieder nach den Gleichungen (67) und (68) berechnet. Eine Abhängigkeit der Durchlässigkeitsziffer vom Gefälle bzw. der Wassergeschwindigkeit konnte nicht festgestellt werden. Aus der Konstanz der Werte für die spezifische Oberfläche schließt ZUNKER, daß das Volumen des vom Boden adsorbierten Wassers unabhängig vom Porenwasserdruck ist; die Erhöhung der Werte gegenüber den Werten, die mit dem Filterapparat von K. v. TERZAGHI erhalten wurden (Tab. 29), wird auf die Zunahme der Lagerungsdichte durch die Druckerhöhung zurückgeführt. Für eine Berechnung der spezifischen Oberfläche aus der Hygroskopizität, wie sie F. ZUNKER vorschlägt, dürften die Voraussetzungen nicht gegeben sein, da die Hygroskopizität nur sehr wenig mit der Oberfläche des Bodens zu tun hat<sup>1</sup>. Für die Bestimmung der spezifischen Oberfläche des Bodens aus der Korngrößenverteilung gibt ZUNKER<sup>2</sup> eine neue Methode an, die mit Hilfe eines Schwimmwaageverfahrens durchgeführt werden kann.

Von J. KOZENY<sup>3</sup> wird darauf hingewiesen, daß es nicht genügt, Korngrößenbestimmungen im Spül- oder Sedimentationsapparat vorzunehmen oder aus Benetzungsgrößenbestimmungen mittels der Hygroskopizität oder der Benetzungswärme auf die Durchlässigkeit zu schließen. Diese Größen geben nur die Bodentextur wieder; bezüglich der Struktur der Böden können hieraus keine Schlüsse gezogen werden. Zur Kennzeichnung des hydrologischen Verhaltens der Böden ist aber die Kenntnis der Strukturveränderungen von großer Bedeutung. Bei der Ermittlung der Durchlässigkeit von Böden, die sich in gekrümeltem Zustand befinden, hält KOZENY<sup>4</sup> es für unrichtig, die sich aus der mechanischen Schlämmanalyse ergebenden Werte des wirksamen Korndurchmessers bzw. der spezifischen Oberfläche in die Rechnung einzuführen, da diese Werte einem Boden in Einzelkornstruktur zugehören. KOZENY<sup>5</sup> gibt neuerdings die Gleichung für die Durchlässigkeit in der Form wieder:

$$k = \frac{\rho \cdot g}{c \cdot \eta \cdot \Delta^2} \cdot \frac{(p - p_1)^3}{(1 - p)^2} \quad (70)$$

Hierin bedeuten  $\rho$  die Dichte der Flüssigkeit,  $g$  die Schwerebeschleunigung,  $c$  eine Formzahl (reine Zahl),  $\eta$  die Zähigkeit der Flüssigkeit,  $\Delta$  der Dispersitätsgrad des Bodens,  $p$  dessen Porenvolumen und  $p_1$  das infolge adsorptiver Bindung von Wasser und eventuellen Luftgehalten nicht in Betracht kommende Porenvolumen.  $p_1$  ist, wenn man für den für die Wasserbewegung nicht in Frage kommenden Porenraum die in Gewichtsprozenten angegebene Hygroskopizität zugrunde legt, aus folgender Gleichung zu berechnen:

$$p_1 = \frac{n \cdot w_h}{100} \cdot (1 - p) \cdot \rho \cdot g \quad (71)$$

Für  $n$  hat KOZENY den Wert 1,4 ermittelt. Von KOZENY wird die Richtigkeit der ZUNKERSCHEN Gleichung (61) bestritten<sup>6</sup>, da sie hinsichtlich der Dimensionen

<sup>1</sup> Siehe diesen Band S. 174. — VAGELER, P.: Der Kationen- und Wasserhaushalt des Mineralbodens, S. 135. Berlin 1932.

<sup>2</sup> ZUNKER, F.: Schwimmwaageverfahren mit übergeschichteter Flüssigkeit zur Bestimmung der Korngrößen und spezifischen Oberfläche von Böden und anderen pulverförmigen Stoffen. Kulturtechniker **39** (1936).

<sup>3</sup> KOZENY, J.: Über die Strangentfernung bei Dränungen. Kulturtechniker **34**, 231 (1931).

<sup>4</sup> KOZENY, J.: Über Bodendurchlässigkeit. Wasserwirtsch. **1931**, H. 33/34.

<sup>5</sup> KOZENY, J.: Über Bodendurchlässigkeit. Z. Pflanzenernährg A **28**, 54 (1933) — Die Durchlässigkeit des Bodens. Kulturtechniker **35**, 478 (1932).

<sup>6</sup> Es sei hier auf die Auseinandersetzung zwischen ZUNKER und KOZENY verwiesen: ZUNKER, F.: Die Durchlässigkeit des Bodens. Kulturtechniker **35** (1932). — KOZENY, J.: Die Durchlässigkeit des Bodens. Kulturtechniker **35**, 478 (1932). — ZUNKER, F.: Zur Durchlässigkeit des Bodens. Kulturtechniker **36**, 64 (1933). — KOZENY, J.: Zur Durchlässigkeit des Bodens. Kulturtechniker **36**, 301 (1933). — ZUNKER, F.: Zur Durchlässigkeit des Bodens. Kulturtechniker **36**, 307 (1933).

nicht der physikalischen Grundforderung entsprechen soll und nicht die Dichte der Flüssigkeit und die Erdschwere berücksichtigt, und es wird an ZUNKERs eigenen Versuchen zu beweisen versucht, daß insbesondere die Funktion

$$\frac{(\phi - \phi_1)^3}{(1 - \phi)^2}$$

die Verhältnisse besser wiedergibt als die Funktion

$$\left(\frac{\phi_0}{1 - \phi}\right)^2.$$

Was die Dichte der Flüssigkeit betrifft, so dürfte die Berücksichtigung wohl nicht erforderlich und allgemein ausreichend sein, wenn man den Wert 1 einsetzt, denn wenn es sich statt Wasser um Salzlösungen handeln würde, so würden sich für die Durchlässigkeit, besonders bei Tonböden, ganz andere Verhältnisse ergeben, denen dann nicht nur durch die Berücksichtigung des spezifischen Gewichtes der Flüssigkeit Genüge getan wäre. Man denke hierbei an die Veränderung der Adsorptionswasserhüllen durch Salzlösungen. Gewisse Salzlösungen beeinflussen die Bodendurchlässigkeit, wodurch die zur Bewässerung nötige Wassermenge reguliert werden kann<sup>1</sup>. Bei Sanden kann das für den Durchfluß nicht in Betracht kommende Porenvolumen wegen der Kleinheit der Hygroskopizitätswerte wohl vernachlässigt werden, da das die Durchführung der Untersuchung belastende Moment der Hygroskopizitätsbestimmung in keinem Verhältnis zu dem zu erwartenden Erfolg stehen dürfte, so daß für Sande  $\phi_0 = \phi$  gesetzt werden kann. Die Tab. 31 enthält die von KOZENY berechneten Verhältniszahlen der Durchlässigkeitswerte  $k_0$  und der Funktionen

$$\left(\frac{\phi_0}{1 - \phi}\right)^2 \quad \text{und} \quad \frac{(\phi - \phi_1)^3}{(1 - \phi)^2},$$

wie sie sich aus dem Versuch von ZUNKER (Tab. 29) ergeben.

Tabelle 31.

Nr.	$\phi$ %	$\phi_0$ nach ZUNKER	$\phi - \phi_1 =$ $\phi - \frac{1,4 \cdot w_h}{100} (1 - \phi) \rho \cdot g$ $= \phi - 0,7 (\phi - \phi_0)$	Absolute Werte			Verhältniszahlen			Abweichung	
				$k_0 \cdot 10^{10}$	$\left(\frac{\phi_0}{1 - \phi}\right)^2$	$\frac{(\phi - \phi_1)^3}{(1 - \phi)^2}$	$k_0 \cdot 10^{10}$	$\left(\frac{\phi_0}{1 - \phi}\right)^2$	$\frac{(\phi - \phi_1)^3}{(1 - \phi)^2}$	ZUNKER	KOZENY
1	59,09	42,60	47,55	9,72	1,084	0,642	1	1	1	—	—
2	50,29	30,25	36,26	2,89	0,370	0,193	3,36	2,93	3,33	-0,43	-0,03
3	47,87	26,85	33,16	2,10	0,265	0,134	4,63	4,09	4,79	-0,54	+0,16
4	46,01	24,24	30,77	1,65	0,202	0,100	5,89	5,35	6,42	-0,54	+0,53
5	44,34	21,90	28,63	1,23	0,155	0,076	7,90	7,00	8,47	-0,90	+0,57
Summe der absoluten Werte										2,41	1,29

Zweifellos hat ZUNKER<sup>2</sup> recht mit der Feststellung, daß für eine allgemeine Anwendung nur die Formeln zur Berechnung der Durchlässigkeitsziffer brauchbar sind, die das Porenvolumen, und zwar das für den Wasserdurchfluß in Betracht kommende spannungsfreie Porenvolumen berücksichtigen. Doch dürfte es noch nicht einwandfrei geklärt sein, ob sich das spannungsfreie Porenvolumen aus einer so einfachen Beziehung wie Gleichung (63) bzw. (67) ableiten läßt, bei welcher der für den Wasserdurchfluß unwirksame Porenraum der Hygroskopizität des Bodens bzw. einem  $n$ -fachen dieses Wertes gleichgesetzt wird. Ein Hinweis in dieser Richtung wurde von P. VAGELER<sup>3</sup> gemacht, wonach sich der

<sup>1</sup> GANOSSIS, B. G.: Durchlässigkeit des Bodens und Bewässerungen. Annales agronom. 1, 686 (1931). Nach Ref. in Z. Pflanzenernährg A 25, 378 (1932).

<sup>2</sup> Vgl. dieses Handbuch 6, 156 (1930).

<sup>3</sup> VAGELER, P.: a. a. O. S. 134.

spannungsfreie Porenraum beim Durchfluß ständig ändern kann, das spannungsfreie Porenvolumen also zu einer während des Fließvorganges variablen Größe wird. KOZENY<sup>1</sup> spricht hier von der „Ungleichförmigkeit der Hohlraumverteilung“, die zahlenmäßig nicht zu erfassen ist. Daß die Struktur des Bodens für die Durchlässigkeit eine hervorragende Rolle spielt, wurde von ZUNKER<sup>2</sup> wiederholt betont. Da die Kulturböden aus einem Gemenge verschiedener Fraktionen bestehen, ist nach M. TRÉNEL<sup>3</sup> das Problem, inwiefern die Korngrößen die kapillaren Eigenschaften des Bodens beeinflussen, noch nicht gelöst. Daher haben auch die von ZUNKER und KOZENY mitgeteilten Gleichungen, abgeleitet aus der Korngrößenverteilung und der Hygroskopizität, praktisch nur bedingten Wert.

In einer umfangreichen Arbeit wurden von S. B. HOOGHOUDT<sup>4</sup> Untersuchungen über die Durchlässigkeit und die kapillare Steighöhe ausgeführt. Es wurde die Richtigkeit der bekannten Formeln zur Berechnung dieser physikalischen Bodenkonzstanten aus den sie beeinflussenden Faktoren — Porenvolumen, mechanische Zusammensetzung usw. — nachgeprüft. Die spezifische Oberfläche nach ZUNKER hält HOOGHOUDT für besonders geeignet, die mechanische Zusammensetzung des Bodens in nur einer Ziffer auszudrücken, die sich aber nur dann bestimmen läßt, wenn die Unterteilung der Fraktionen weit genug geht. Im Bereich der untersuchten Böden ergab die Formel nach KOZENY die besten Werte für die Durchlässigkeitsziffer. Die kapillare Steighöhe ließ sich nach der Formel von ZUNKER mit genügender Genauigkeit berechnen. Bemerkenswert ist, daß sich Durchlässigkeit und kapillare Steighöhe nur in Böden mit einem Gehalt von höchstens 4 bis 15 % Teilchen unter 16  $\mu$ , je nach der Natur dieser letzten Fraktion, berechnen lassen.

Die abweichenden Angaben über die Beeinflussung des spannungsfreien Porenvolumens durch die Menge des absorbierten Wassers lassen sich auf Grund der Erkenntnisse der statischen Verhältnisse des Bodenwassers klarstellen.

Die das Porenvolumen einengende Wassermenge, die im Boden nicht an der Bewegung in flüssiger Form teilnimmt, wurde von ZUNKER annäherungsweise mit der Hygroskopizität und später mit dem 2fachen und von KOZENY mit dem 1,4fachen dieses Wertes gleich gesetzt. Der Wassergehalt, bei dem die Wasserbewegung im Boden sehr träge zu werden beginnt, wurde von J. A. WIDTSONE und W. W. McLAUGHLIN<sup>5</sup> als lentokapillarer Punkt bezeichnet. Dieser Wassergehalt entspricht dem  $1\frac{1}{2}$ —2fachen des „hygroskopischen Koeffizienten“ bzw. der 2— $2\frac{1}{2}$ fachen Hygroskopizität nach MITSCHERLICH. Da nun die Hygroskopizität eines Bodens im wesentlichen von seinem Kationenaustauschvermögen abhängig ist, leitet VAGELER<sup>6</sup> aus der Beziehung

$$W_J = \frac{1,77 \cdot \Sigma \text{Kat}}{\sqrt[3]{\pi}} \quad (72)$$

für den Wassergehalt beim lentokapillaren Punkt die Gleichung ab:

$$w_{\text{lent}} = 0,96 \cdot \Sigma \text{Kat} . \quad (73)$$

<sup>1</sup> KOZENY, J.: Über Bodendurchlässigkeit. Z. Pflanzenernährg A **28**, 62 (1933).

<sup>2</sup> ZUNKER, F.: Zur Durchlässigkeit des Bodens. Kulturtechniker **36**, 76 (1933).

<sup>3</sup> TRÉNEL, M.: Über die Bestimmung der wasserhaltenden Kraft des Bodens. Trans. 3. Internat. Congr. Soil Sci. **1**, 15 (1935).

<sup>4</sup> HOOGHOUDT, S. B.: Bijdragen tot de kennis van eenige natuurkundige grootheden van den grond. Versl. landbouwk. Onderz. **1934**, Nr 40 B, 215. Autoreferat in Mitt. internat. bodenkundl. Ges. **9**, 154 (1934).

<sup>5</sup> WIDTSONE, J. A., u. W. W. McLAUGHLIN: Utah Agricult. Coll. Bull. **115**, 195 (1912). Zitiert von P. VAGELER: Der Kationen- und Wasserhaushalt des Mineralbodens, S. 123. Berlin 1932.

<sup>6</sup> VAGELER, P.: a. a. O. S. 124.



$\Sigma\text{Kat}$  bedeutet austauschfähige Kationen (vorwiegend Ca und Mg) in Millimol pro 100 g Boden. Für die Kraft, mit der das Wasser beim lentokapillaren Punkt gehalten wird, ergibt sich der Wert 6,25 at. Danach wird das spannungsfreie Porenvolumen  $p_0$  im Sinne VAGELERS:

$$p_0 = p - w_{\text{lent}} = p - 0,96 \cdot \Sigma\text{Kat} . \quad (74)$$

In flüssiger Form bewegt sich im Boden das Wasser, das sich unter einer Spannung von 1 at und darunter befindet. Da sich im Boden darüber hinaus erhöhte Druckspannungen, die von außen auf das System einwirken, kaum vorfinden dürften, kann man alles Wasser, das sich unter einer höheren Spannung als 1 at befindet, als das für den Wasserdurchfluß nicht in Frage kommende Wasser betrachten. Hieraus ergibt sich, wenn man einstweilen nur die Hydratation der austauschfähigen Kationen berücksichtigt, für Böden allgemeiner Art, die in der Hauptsache nur mit Ca und Mg belegt sind, aus dem Mittel der Gleichungen (9c) und (9d) die Wassermenge, die nicht am Durchfluß teilnimmt, dadurch also das spannungsfreie Porenvolumen einengt. Setzt man für  $\pi$  den Wert 1 ein, so erhält man:

$$w = \frac{0,46 \cdot \text{Mg}}{\sqrt[6]{1}} + \frac{0,45 \cdot \text{Ca}}{\sqrt[6]{1}} , \quad (75)$$

und im Mittel ist:

$$w = 0,455 \cdot \Sigma\text{Kat} , \quad (76)$$

wenn man mit  $\Sigma\text{Kat}$  die Austauschkapazität in mval pro 100 g Boden bezeichnet. Das spannungsfreie Porenvolumen wird dann:

$$p_0 = p - 0,455 \cdot \Sigma\text{Kat} . \quad (77)$$

Der Hygroskopizitätswert im Sinne MITSCHERLICHs ist nach Gleichungen (9c) und (9d):

$$Hy = \frac{0,46 \cdot \text{Mg}}{\sqrt[6]{50}} + \frac{0,45 \cdot \text{Ca}}{\sqrt[6]{50}} \quad (78)$$

oder im Mittel

$$Hy = 0,237 \cdot \Sigma\text{Kat} .$$

Daraus folgt für  $w$  aus Gleichung (76):

$$w = \sim 2 Hy . \quad (79)$$

Dieser Wert, der die Wassermenge angibt, die das Porenvolumen für den Fließvorgang verengt, stimmt mit der von ZUNKER gefundenen Beziehung [Gleichung (66)] überein. Das Verhältnis  $w = \sim 2 Hy$  gilt jedoch nur für Böden, deren Kationenbelegung im wesentlichen aus Ca und Mg besteht. Werden diese zweiwertigen Kationen durch das stark hydrationsfähige einwertige Kation Na ersetzt, so wird nach Gleichung (9a):

$$w = \frac{2,21 \cdot \text{Na}}{\sqrt[6]{1}} = 2,21 \cdot \text{Na} . \quad (80)$$

Es ist dann  $w$  rund 5 mal so groß, wenn die Kationenbelegung statt aus Ca und Mg aus Na besteht. Die Hygroskopizität ist bei Na-belegten Böden:

$$Hy = \frac{2,21 \cdot \text{Na}}{\sqrt[6]{50}} = 0,311 \cdot \text{Na} . \quad (81)$$

Bezogen auf die Hygroskopizität ist dann:

$$w = \sim 7 Hy . \quad (82)$$

Welche einschneidenden Veränderungen das spannungsfreie Porenvolumen theoretisch erfährt, wenn die Kationenbelegung statt aus Ca und Mg aus Na besteht,

wird, in Abhängigkeit von der Austauschkapazität (*S*-Wert), durch die Abb. 42 für einen Boden, dessen gesamtes Porenvolumen  $\phi$  mit 60 % und dessen spezifisches Gewicht mit 2,6 angenommen wird, zum Ausdruck gebracht. Allgemein dürfte für das spannungsfreie Porenvolumen  $\phi_0$  bei gewöhnlichen Kulturböden die Beziehung zutreffend sein:

$$\phi_0 = \phi - \frac{0,455 \cdot \Sigma \text{Kat}}{100} (1 - \phi) \cdot s. \quad (83)$$

Hiermit dürften aber, wie schon angedeutet, noch nicht alle Faktoren, die die Durchlässigkeit des Bodens beeinflussen, berücksichtigt sein. Das für den Wasserdurchfluß in Betracht kommende Porenvolumen kann nicht ohne Einschränkung einfach aus der Gleichung (67) bzw. (71) abgeleitet werden. Das Porenvolumen ist von der Korngröße der Bodenteilchen und ihrer Gestalt und der zufälligen Lagerung dieser Teilchen abhängig. Damit ist aber nicht nur die Größe, sondern auch die Struktur des Porenvolumens bestimmt, was aber bisher in keiner der Durchlässigkeitsformeln berücksichtigt wird. Der Formbeiwert ist kein Maßstab dafür; ZUNKER nimmt diesen Wert für natürliche Böden mit 1 an, was KOZENY aber als unrichtig bezeichnet.

Um das in Kapillaren befindliche Wasser zum Strömen zu bringen, ist, wenn man von den Reibungswiderständen absieht, ein Druck erforderlich, der dem Kapillardruck der betreffenden Kapillare entspricht. Da die Bodenkapillaren heterogen sind, muß sich der für den Wasserdurchfluß mögliche Porenraum mit wechselndem Druckgefälle ändern. Um die Durchlässigkeitsziffer verschiedener Böden direkt vergleichen zu können, muß deshalb das Druckgefälle stets gleich groß sein. Noch verwickelter werden aber die Zusammenhänge, wenn es sich um Böden handelt, die austauschfähige und damit zur Wasseradsorption befähigte Minerale enthalten. Hier das spannungsfreie Porenvolumen einfach aus der Beziehung, gesamtes Porenvolumen minus hygroskopisches Wasser bzw. ein *n*-faches davon abzuleiten, dürfte unter Umständen zu abweichenden Ergebnissen führen. Bei der Ungleichförmigkeit der Poren kann sich ergeben, daß die Wirkungssphäre der Hydratationswasserhüllen bei einem Teil der Kapillaren über den Querschnitt derselben hinausgeht und daher eine Berechnung des spannungsfreien Porenvolumens aus der Hygroskopizität die Verhältnisse nicht richtig wiedergibt, da sich rechnerisch eine weitere Einschnürung auch der größeren Poren ergibt. Die Abb. 43 gibt diese Verhältnisse schematisch wieder.

Die Beziehung spannungsfreies Porenvolumen = gesamtes Porenvolumen minus Adsorptionswasser, wird so lange erfüllt sein, bis die Wirkungssphäre der Adsorptionswasserhüllen gerade bis zum Mittelpunkt des Querschnittes der engeren Kapillare *c* reicht<sup>1</sup>. Ist der Kapillarquerschnitt des einen Teiles der Boden-

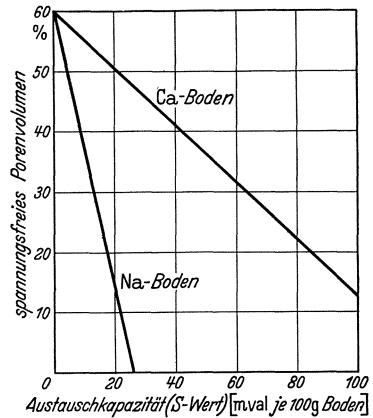


Abb. 42. Spannungsfreies Porenvolumen in Abhängigkeit von der Austauschkapazität (*S*-Wert) und von der Art der austauschfähigen Kationen.

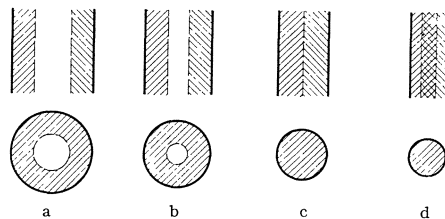


Abb. 43. Schematische Darstellung der Veränderung des Durchflußquerschnittes verschieden großer Bodenkapillaren durch die Hydratationswasserhüllen der Bodenteilchen.

spannungsfreien Porenvolumens aus der Hygroskopizität die Verhältnisse nicht richtig wiedergibt, da sich rechnerisch eine weitere Einschnürung auch der größeren Poren ergibt. Die Abb. 43 gibt diese Verhältnisse schematisch wieder.

Die Beziehung spannungsfreies Porenvolumen = gesamtes Porenvolumen minus Adsorptionswasser, wird so lange erfüllt sein, bis die Wirkungssphäre der Adsorptionswasserhüllen gerade bis zum Mittelpunkt des Querschnittes der engeren Kapillare *c* reicht<sup>1</sup>. Ist der Kapillarquerschnitt des einen Teiles der Boden-

<sup>1</sup> Eine besonders große Wirkungssphäre der Adsorptionswasserhüllen besitzt Na-Ton.

kapillaren noch kleiner ( $d$ ), so ergibt sich rechnerisch, daß sich, natürlich gleiche Stärke der Adsorptionswasserhüllen vorausgesetzt, der Querschnitt auch der großen Kapillaren ändert, was aber praktisch nicht eintreten kann. Daher kann auch ein Boden, der rechnerisch überhaupt kein spannungsfreies Porenvolumen aufweist (Na-Boden in Abb. 42), sehr wohl noch Durchlässigkeit zeigen. Nur Böden, bei denen die Wirkungssphäre der Adsorptionswasserhülle über den Querschnitt der größten Kapillaren hinausgeht, dürften vollkommen undurchlässig sein. Hierdurch findet auch die Undurchlässigkeit der Tonschichten im Untergrund eine einfache Erklärung, da Böden schon in verhältnismäßig geringer Tiefe — Quellung ist durch Auflast der darüberliegenden Schichten praktisch unmöglich — nur noch ihr kleinstes (minimales) Porenvolumen aufweisen und dann infolge des großen Wasseradsorptionsvermögens überhaupt kein spannungsfreies Porenvolumen mehr besitzen.

Die Bestimmung der Durchlässigkeitsziffer von Untergrundböden wird nur in seltenen Fällen Werte ergeben, die genau denen in der Natur entsprechen, selbst wenn die Untersuchungen an Proben mit ungestörter Struktur durchgeführt werden, da die Quellung und damit das Porenvolumen der Tonböden in verschiedener Bodentiefe sich nur unvollkommen berücksichtigen lassen wird. Eine Berücksichtigung des Porenvolumens in verschiedener Bodentiefe wird aber nicht zu umgehen sein<sup>1</sup>. Eine Handhabe, die Ungleichförmigkeit des Porenraumes zu berücksichtigen, besteht in der Strukturanalyse des Bodens nach SEKERA<sup>2</sup>. Die Grundlage dieses Verfahrens bildet die Gleichung von H. BECHHOLD<sup>3</sup>:

$$p = \frac{2 \cdot a^2}{d \cdot 10^4} \text{ at,} \quad (84)$$

worin ausgedrückt wird, daß, um eine mit Wasser gefüllte Kapillare vom Durchmesser  $d$  zu entleeren, die Saugspannung  $p$  in at erforderlich ist;  $a^2$  ist die Kapillaritätskonstante für Wasser bei 20° C = 14,82. Da diese Beziehung nur für Kapillaren von kreisförmigem Querschnitt gilt und solche im Boden nicht vorhanden sind, wurde von F. SEKERA der Begriff „Äquivalentdurchmesser“ eingeführt. Wenn man einen voll mit Wasser gesättigten Boden durch Absaugen entwässert, so werden bei stufenweiser Steigerung der Saugspannung fortlaufend immer kleinere Kapillaren des Bodens entleert.

Saugspannung	Äquivalentdurchmesser
0,03 at	100 $\mu$
0,1 at	30 $\mu$
0,3 at	10 $\mu$
1,0 at	3 $\mu$

Genau genommen existiert deshalb im Boden kein „spannungsfreies“ Porenvolumen, da zwangsläufig jede Porenfüllung durch eine Saugspannung definiert ist<sup>4</sup>. Da die Kapillaren durch das Adsorptionswasser eingeengt sind, so gilt die obige Beziehung [Gleichung (84)] nur für den dynamisch wirksamen Querschnitt der Bodenkapillaren. Der Anteil der einzelnen Kapillargrößen am gesamten Porenvolumen ergibt sich aus der Menge des bei der jeweiligen Saugspannung abgesaugten Wassers. Die nach der Saugspannung von 1 at im Boden verbleibende Wassermenge ist der dynamisch unwirksame Anteil des Bodenwassers.

<sup>1</sup> Siehe hierzu auch A. N. ROSTIAKOV: Über die Dynamik des Filtrationskoeffizienten von Böden und die Notwendigkeit, sie für Meliorationszwecke von einem dynamischen Gesichtspunkt aus zu studieren. Verh. 6. Komm. internat. bodenkdl. Ges. Bd A (russ. Teil), 17 (1932). Nach Ref. in Z. Pflanzenernährg A 26, 376 (1932).

<sup>2</sup> SEKERA, F.: Die Strukturanalyse des Bodens. Bodenkd. u. Pflanzenernährg 6 (51), 259 (1938).

<sup>3</sup> BECHHOLD, H.: Kolloidstudien mit der Filtrationsmethode. Z. physik. Chem. 60, 257 (1907).

<sup>4</sup> SEKERA, F.: Statik und Dynamik des Bodenwassers. Bodenkd. u. Pflanzenernährg 6 (51), 289 (1938).

Dieser Anteil setzt sich zusammen aus dem in den Bodenkapillaren von einem Äquivalentdurchmesser  $< 3 \mu$  verbleibenden Wasser und den Adsorptionswasserhüllen, die besonders bei Tonböden den größten Teil des im Boden verbleibenden Wassers ausmachen dürften.

Die Vorrichtung zur Durchführung der Strukturanalyse nach SEKERA geht auf das „Grundwasserkapillarimeter“ von R. CH. FISCHER<sup>1</sup> zurück, bei dem aber nur Saugspannungen bis zu 0,2 at (= 2 m Wassersäule) erreicht und deshalb nur die gröberen Kapillaren erfaßt werden können (Abb. 46). Zur Kennzeichnung der feineren Kapillaren bis zu einer Saughöhe von 10 m Wassersäule wurde von SEKERA ein Vakuumkapillarimeter konstruiert (Abb. 44), bei dem die Saugspannung durch ein genau dosierbares Vakuum mittels Wasserstrahlpumpe eingestellt werden kann. Das Vakuumkapillarimeter setzt sich aus der Kapillarimetermembran, die aus einer äußerst feinporigen Glassintermasse besteht, der Meßbürette und der Vorrichtung zur Einstellung der erforderlichen Saugspannung zusammen. Die Saugwirkung pflanzt sich durch die Membran in das Kapillarsystem der aufgesetzten, voll mit Wasser gesättigten Bodenprobe fort; das aus den Kapillaren austretende Wasser wird in der Bürette gemessen. Die Untersuchung erfolgt an Stechzylinderproben oder Bodenschollen. Zur Wasser-sättigung der Bodenproben dient eine Vorrichtung, die ein Grundwassermodell mit seichtem Grundwasserspiegel darstellt, in der die Proben 24—48 Stunden verbleiben. Die wassergesättigten Proben werden dann auf die Kapillarimetermembran gelegt und stufenweise bei verschiedenen Saugspannungen bis zur Gleichgewichtseinstellung entwässert. Die bei der jeweiligen Saugspannung in der Bürette gemessene Wassermenge gibt den Porenraum an, dessen Äquivalentdurchmesser die der Saugspannung entsprechende Größe hat. Die Werte werden in Volumprozent ausgedrückt; es muß daher das Volumen der untersuchten Schollen bestimmt werden. Zu diesem Zweck werden die Schollen nach der Entwässerung durch Aufsetzen auf den Grundwassersand wieder mit Wasser gesättigt und deren Volumen durch Eintauchen der wassergesättigten Schollen in Petroleum (Abb. 10) bestimmt.

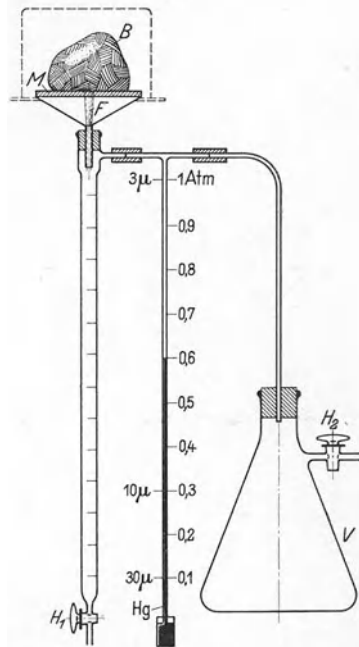


Abb. 44. Vakuumkapillarimeter nach F. SEKERA.

Aus der folgenden Zusammenstellung (Tab. 32) ist der Größenunterschied des dynamisch wirksamen und dynamisch unwirksamen Porenraumes verschiedener

Tabelle 32.

Boden	Vol.-%					
	Porenvolumen	dynamisch wirksamer Anteil				dynamisch unwirksamer Anteil unter $3 \mu$
		gesamt	über $30 \mu$	$10-30 \mu$	$3-10 \mu$	
Lehmiger Sand . .	42,6	32,6	20,5	9,0	3,1	10,0
Lehm . . . . .	46,2	24,1	6,0	8,2	9,0	22,1
Schluff . . . . .	49,6	23,0	0,4	3,4	19,2	26,6
Ton . . . . .	51,0	10,0	1,8	2,8	5,4	41,0

<sup>1</sup> FISCHER, R. CH.: In A. TILL und B. RAMSAUER, Die österreichische Bodenkartierung, S. 156. Wien 1937.

Bodenarten zu ersehen. Die Abb. 45 zeigt den Verlauf der Entwässerung mit dem Kapillarimeter bei steigender Saugspannung. Im Bereich höherer Saugspannungen unterliegt die im Boden verbleibende Wassermenge nur geringen Veränderungen, so daß die nach der Absaugmethode von ZUNKER<sup>1</sup> bestimmte Wasserkapazität und die „minimale Wasserkapazität“ von VAGELER<sup>2</sup> als ein Standardwert für einen Vergleich verschiedener Böden zu betrachten sind. Saugspannungen unter 0,1 at lassen sich mit dem Vakuumkapillarimeter nicht genügend genau einstellen. Für eine weitere Unterteilung der größeren Bodenkapillaren ist daher das

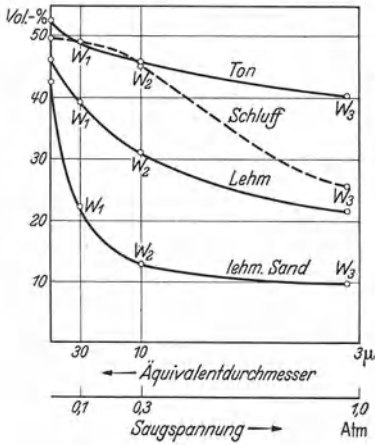


Abb. 45. Entwässerungskurven nach F. SEKERA.

Grundwasserkapillarimeter nach R. CH. FISCHER geeignet, das vor allem für kulturtechnische Zwecke besonders wertvoll ist und von J. DONAT<sup>3</sup> verwendet wurde (Abb. 46). Die Untersuchungen wurden bei nebenstehenden Saugspannungen durchgeführt.

Saugspannung cm Wassersäule	Äquivalent- durchmesser
15	0,2 mm
30	0,1 mm
60	0,05 mm
150	0,02 mm

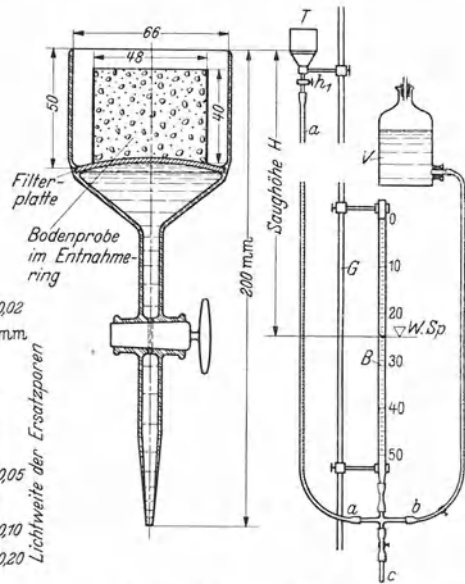


Abb. 46. Grundwasserkapillarimeter nach dem Vorschlag von R. CH. FISCHER. (Nach J. DONAT.)

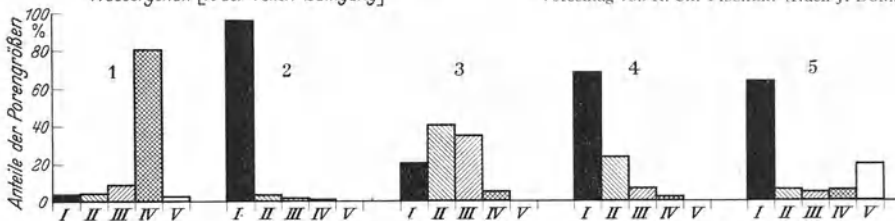
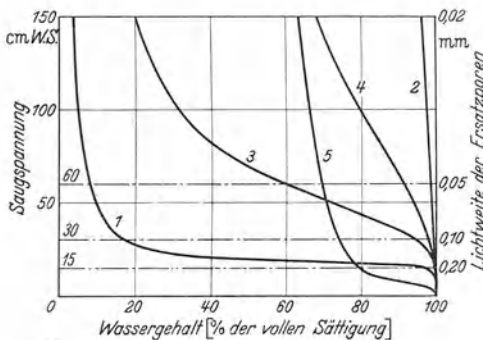


Abb. 47. Graphische Darstellung über die Porenverteilung eines Bodens auf Grund der Saugspannungs-Wassergehaltskurve nach J. DONAT<sup>4</sup>.

<sup>1</sup> Siehe dieses Handbuch 6, 137 (1930).

<sup>2</sup> Siehe diesen Band S. 176.

<sup>3</sup> DONAT, J.: Ein Verfahren zur Kennzeichnung des Bodengefüges. Ernähr Pflanz 33, 357 (1937) — Das Gefüge des Bodens und dessen Kennzeichnung. Verh. 6. Komm. internat. bodenkdl. Ges. Zürich, Tl B, 423, 1937.

<sup>4</sup> Siehe hierzu auch Tab. 33.

Durch die obere Saugspannung von 150 cm Wassersäule, die einem Äquivalentdurchmesser von 0,02 mm entspricht, ist nur die Unterteilung des durch die größeren Poren gebildeten Porenraumes möglich. Die Wirkungsweise des Grundwasserkapillarmeters ist gleich der des Vakuumkapillarmeters, nur wird die erforderliche Saugspannung durch Absenken einer Wassersäule eingestellt. Die Wasserabgabe der zu untersuchenden Probe wird nicht direkt gemessen, sondern durch Wägen der aufgesetzten Bodenproben bestimmt. Die Untersuchung erfolgt auch hier an wassergesättigten Proben. Bei stufenweiser Steigerung der Saugspannung erhält man eine Beziehung zwischen Saugspannung und Wassergehalt, d. h. den Anteil des Porenraumes, dessen Kapillargröße der angewandten Saugspannung entspricht (Abb. 47).

Tabelle 33. Anteil der Porengrößen in Prozent des wassererfüllten Hohlraumes.

Lichtweite der Ersatzporen	mm	I	II	III	IV	V
		< 0,02	0,02—0,05	0,05—0,10	0,10—0,20	> 0,20
Quarzsand 0,5—1,0 mm	1	4,0	4,2	8,8	80,5	2,5
Toniger Lehm . . . . .	2	96,0	3,0	0,8	0,2	—
Schluffsand . . . . .	3	20,0	40,0	35,0	5,0	—
Schlufflehm . . . . .	4	68,0	23,5	6,5	2,0	—
Ackerkrume . . . . .	5	63,5	6,0	4,7	5,8	20,0

Von F. SEKERA<sup>1</sup> wurde die Saugfläche des FISCHERSCHEN Grundwasserkapillarmeters vergrößert, so daß mit einem Apparat mehrere Bodenproben zugleich untersucht werden können (Abb. 48).

Da die Durchlässigkeitsziffer  $k$  keine Materialkonstante, sondern hauptsächlich eine Funktion der jeweiligen Porenziffer ist, und wie gezeigt worden ist, von dem Wasseraufnahmevermögen der Bodenmineralien sich als abhängig<sup>2</sup> erweist, und diese wiederum abhängig von der Vorbelastung ist, so muß die Versuchsanordnung zur experimentellen Bestimmung der Durchlässigkeit die Möglichkeit bieten, das zu untersuchende Material unter Verhinderung der Seitenausdehnung durch Druck bis zu einem bestimmten Verdichtungsgrad zusammenzudrücken<sup>3</sup>. Zur Bestimmung der Durchlässigkeit gemischtkörniger Bodenmaterialien beschreiben H. E. GRÜNER und R. HAEFELI<sup>4</sup> eine Apparatur, die in Abb. 49 wiedergegeben ist. Die gestörte oder ungestörte Bodenprobe wird zwischen zwei Filterschichten mit seitlicher Abdichtung in den inneren Preßtopf eingebaut. Durch einen vertikalen Stempel ist eine Pressung bis zu 4 kg/cm<sup>2</sup> möglich. Dieser Preßtopf wird in einen größeren Zylinder eingesetzt. Der durch einen Gummiring gedichtete Raum zwischen dem inneren und äußeren Zylinder dient zur Einleitung des Druckwassers, das durch die gelochte Bodenplatte eintritt und die Materialprobe von unten nach oben durchströmt. Die Menge des durch den perforierten Kolben austreten-

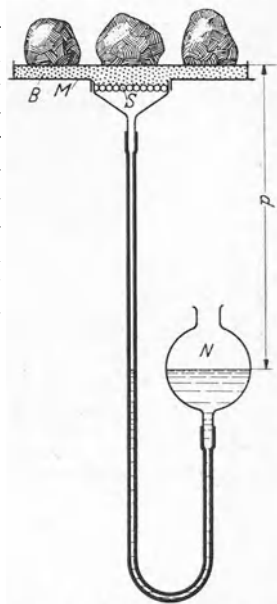


Abb. 48. Grundwasserkapillarmeter mit vergrößerter Saugfläche. (Nach F. SEKERA.)

<sup>1</sup> SEKERA, F.: Die Strukturanalyse des Bodens. Bodenkde u. Pflanzenernährg **6** (51), 271 (1938).

<sup>2</sup> Siehe diesen Band S. 235.

<sup>3</sup> HAEFELI, R.: Mechanische Eigenschaften von Lockergesteinen. Schweiz. Bauztg **111**, 299 u. 321 (1938).

<sup>4</sup> GRÜNER, H. E., u. R. HAEFELI: Untersuchungsmethoden, um festzustellen, ob sich ein gegebenes Baumaterial für den Bau eines Erddammes eignet. Rapport **3/24** du 1<sup>er</sup> Congrès des grands Barrages. Stockholm 1933.

den Wassers wird bei geringem Durchfluß zur Verhinderung der Verdunstung unter Luftabschluß gemessen. Aus der gemessenen Wassermenge und dem

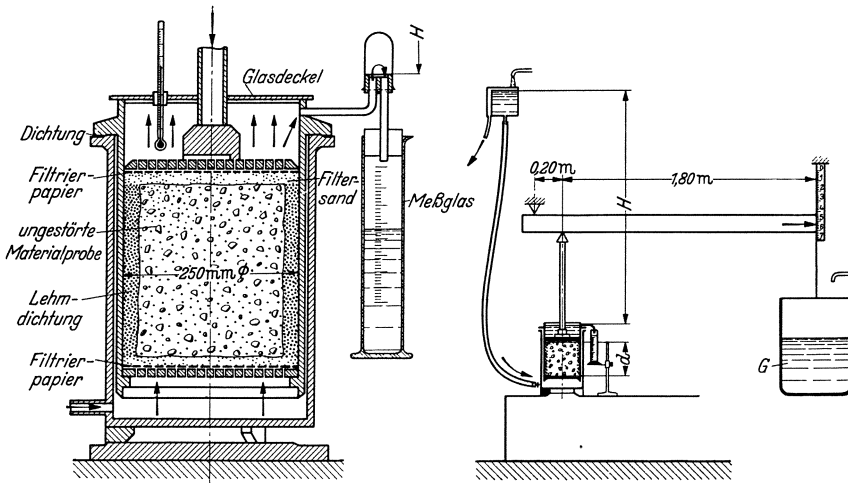


Abb. 49. Apparatur zur Bestimmung der Durchlässigkeitsziffer  $k_{10}$ . (Aus R. HAEFELI: Schweiz. Bauztg. 111.)

Durchflußquerschnitt wird unter Berücksichtigung der Temperatur nach dem Filtergesetz von DARCY die Durchlässigkeitsziffer  $k_{10}$ , das ist die Durchlässigkeit beim Druckgefälle 1 und einer Temperatur von  $10^\circ$ , berechnet. Die Ergebnisse über die Abhängigkeit der Durchlässigkeitsziffer eines Tones vom Verdichtungsgrad sind aus der Abb. 50 zu entnehmen, in der die Durchlässigkeitsziffer als Funktion des Verdichtungsdruckes, der absoluten Porosität und der Porenziffer (Verhältnis von Porenraum zum Rauminhalt der festen Masse) dargestellt ist. Bei Steigerung der Drucklast von 0,5 auf  $4,0 \text{ kg/cm}^2$  nahm das Porenvolumen nur um rund 4% ab, während die Durchlässigkeitsziffer um fast 60% des Anfangswertes zurückging. Ein Versuch, die

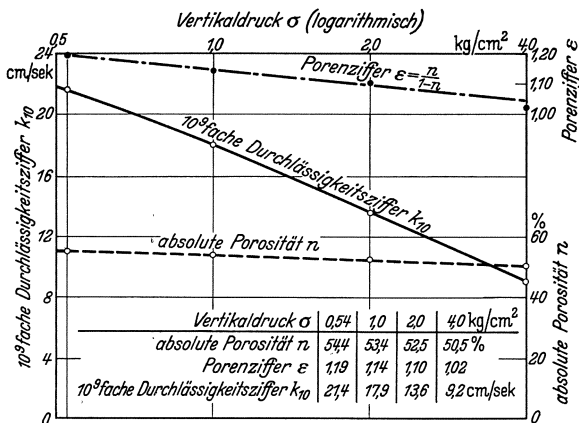


Abb. 50. Abhängigkeit der Durchlässigkeitsziffer  $k_{10}$  von der vertikalen Drucklast und der Porosität. (Nach R. HAEFELI.)

Abnahme der Durchlässigkeit aus der Verminderung des Porenvolumens auf Grund des Gesetzes von HAGEN-POISEUILLE zu berechnen, ergab nur eine geringe Abnahme des  $k_{10}$ -Wertes. R. HAEFELI erklärt diesen Widerspruch mit der Annahme, daß ein an den Kapillarwänden gebundener Wasserfilm den für den Durchfluß nutzbaren Querschnitt wesentlich einschränkt.

Eine Vorrichtung zur Bestimmung der Durchlässigkeit ungestörter Sandproben, bei der die Erhaltung des ursprünglichen Zustandes der Proben gewährleistet ist, beschreibt J. v. SZILY<sup>1</sup>. Probeentnahme, Transport und Durchlässig-

<sup>1</sup> SZILY, J. v.: Gerät zur Bestimmung der Durchlässigkeit von ungestörten Sandproben. Dtsch. Wasserwirtsch. 32, 195 u. 237 (1937).

keitsversuch erfolgen in einem Gerät (Abb. 51). Zur Entnahme der Proben bildet ein Stahlrohr von gegebenen Abmessungen das Grundelement des Gerätes, in der Form ähnlich den bekannten Erdbohrern. Zur Sicherung der Lotrechtstellung während der Probenahme ist eine Dosenlibelle (3) an dem Doppelgriff (2) angebracht. Die Rohrwandung hat zur Beobachtung während der Versuche einen mit Glas verschlossenen 40 cm langen und 3 cm breiten Schlitz. Für den Transport und auch während der Versuche wird die Bodenprobe am unteren Ende durch ein Metallsieb (5), das auf einen mit einem Gummiring (6) gegen die Rohrschneide gedichteten Stahlring (4) gespannt ist, in ihrer ungestörten Lage gehalten. Mit Hilfe langer Bolzen (7) werden der Stahlring und eine Stahlplatte (11) zur Abdichtung gegen die Rohrschneide gepreßt. Für die Dauer der Versuche tritt an Stelle der unteren Stahlplatte eine Stahlhaube (20) mit Rohranschluß (23).

Zur Durchführung der Durchlässigkeitsversuche dienen zwei Paar Piezometer, die in die Rohrwand eingeschraubt werden können. Am oberen Rohrende wird an Stelle des Verschlussdeckels ein offenes Rohrstück mit Überfallkante und Ausflußschnabel angebracht. Das für die Versuche erforderliche Wasser befindet sich in einem in Deckenhöhe angebrachten, 80 Liter fassenden Behälter, aus dem es in ein kleineres Gefäß mit Überlauf fließen kann. Aus diesem Gefäß, das zur Einstellung des gewünschten Wasserdruckes in beliebiger Höhe aufgestellt

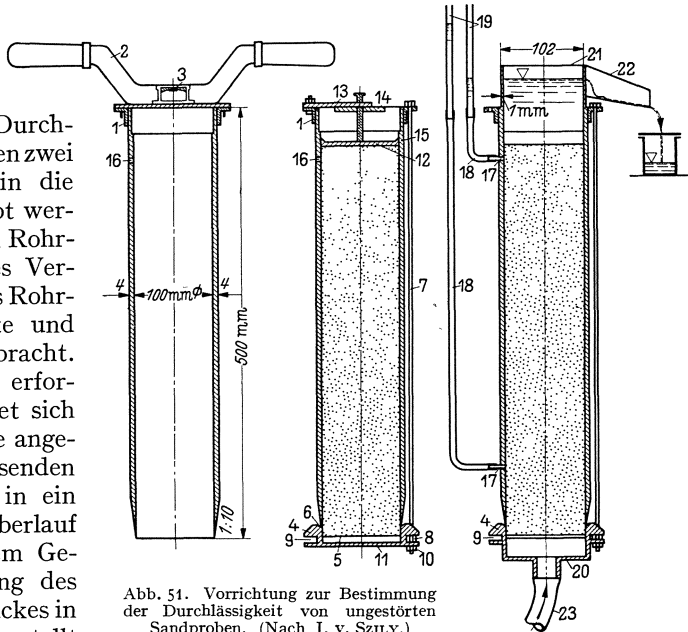


Abb. 51. Vorrichtung zur Bestimmung der Durchlässigkeit von ungestörten Sandproben. (Nach J. v. SZILY.)

werden kann, strömt das Wasser über die untere Verteilerhaube durch die Bodenprobe. Zur Bestimmung der Durchlässigkeit wird der Wasserbehälter in die gewünschte Höhenlage gebracht, und der Druckunterschied zwischen oberem und unterem Druckspiegel ( $h_1 - h_2$ ), gleich dem Höhenunterschied  $l$ , an den Piezometern abgelesen und die Menge des durch den Überlauf in der Zeiteinheit abfließenden Wassers bestimmt. Der Durchlässigkeitsbeiwert  $k$  ist, wenn  $F$  den Querschnitt des Rohres bedeutet:

$$k = \frac{Q \cdot l}{F \cdot (h_1 - h_2)} \quad (85)$$

Mit dem gleichen Gerät kann auch die sog. kritische Geschwindigkeit zur Feststellung der Fließsandgefahr bestimmt werden.

Nach der Auffassung von V. SETINSKI<sup>1</sup> ist die Durchlässigkeit nicht genau definiert. „Die Durchlässigkeit ist proportional der größten Wassermenge, welche durch einen Boden in der Zeiteinheit durchfließen kann. Diese Menge zeigt aber nur, ob die Durchlässigkeit eines Bodens größer oder kleiner ist als die eines

<sup>1</sup> SETINSKI, V.: Meine Drängrundlagen und das Gesetz von DARCY. Bodenkundl. Forsch. 4, 269 (1934/35).



anderen und nicht den Wert der Durchlässigkeit. Diesen Wert kann nur eine Größe darstellen, welche für jeden Boden konstant und dieser Menge proportional ist.“ Für die Ermittlung eines derartigen Wertes schlägt V. SETINSKI folgenden Weg vor. Zwei Wasserbehälter seien so aufgestellt, daß das Wasser aus dem oberen Behälter in den unteren durch ein Rohr vom Querschnitt  $F$  abfließen kann (Abb. 52). Theoretisch ist dann die Wassermenge, die aus dem oberen in den unteren Behälter fließt,  $Q = F \cdot \sqrt{2gl}$ , wobei  $l$  der Höhenunterschied der beiden Wasserspiegel ist. Wird nun in das Rohr eine Bodensäule vom gleichen Querschnitt gebracht, so durchströmt das Wasser diesen Boden. Die Wassermenge  $Q_0$ , die durch diesen Boden beim Höhenunterschied  $l$  durchfließt, ist proportional der Durchlässigkeit. Diese Wassermenge  $Q_0$  ist kleiner als  $Q$ , da der Durchflußquerschnitt und die Durchflußgeschwindigkeit kleiner sind. Der Durchflußquerschnitt ist ein Teil  $k_0 F$  des Querschnittes der Bodensäule;  $k_0$  ist also ein Koeffizient, welcher den Teil des Querschnitts angibt, durch welchen der Durchfluß stattfindet (nicht zu verwechseln mit der sonst allgemein gebräuchlichen Durchlässigkeitsziffer  $k_0$ ). Die Durchflußgeschwindigkeit ist ein Teil  $\varphi_0 \sqrt{2gl}$

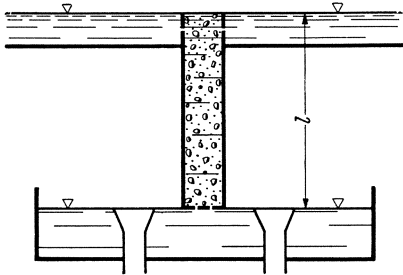


Abb. 52. Schematische Darstellung einer Vorrichtung zur Ermittlung der Durchlässigkeit. (Nach V. SETINSKI.)

der idealen Geschwindigkeit,  $\varphi_0$  gibt die Verminderung der idealen Geschwindigkeit beim Durchfluß durch den Boden an. Es ist dann  $Q_0$  ein Teilwert von  $Q$ :

$$Q_0 = k_0 \cdot \varphi_0 \cdot Q. \quad (86)$$

Hieraus leitet SETINSKI den wahren Wert  $D$  der Durchlässigkeit ab:

$$k_0 \cdot \varphi_0 = \frac{Q_0}{Q} = D. \quad (87)$$

Die Durchlässigkeit wird dann in der Form definiert: „Die Durchlässigkeit ist die Verhältniszahl zwischen der faktischen maximalen Durchflußmenge  $Q_0$  durch eine Bodensäule vom Querschnitt  $F$  und zwischen der idealen Durchflußmenge durch denselben Querschnitt.“ Zur Bestimmung der Durchlässigkeit müssen die Faktoren  $k_0$  und  $\varphi_0$  ermittelt werden. Um den Querschnitt desjenigen Raumes zu erhalten, durch welchen das Wasser strömen kann, muß der Querschnitt  $F$  der Bodensäule mit dem Faktor  $k_0$  multipliziert werden. Dieser Querschnitt wird als Kapazitätsunterschied bezeichnet. Das Volumen dieses Raumes  $V_e = k_0 \cdot F \cdot l$  ist gleich der Wassermenge  $Q_e$ , die bei Entwässerung der vollgefüllten Bodensäule aus derselben zum Abfluß gelangen kann.  $\varphi_0$  erhält man dann, wenn  $k_0$  und  $Q_0$  bekannt sind, aus der Gleichung:

$$\varphi_0 = \frac{Q_0}{k_0 \cdot F \cdot \sqrt{2g \cdot l}}. \quad (88)$$

Die Durchlässigkeit wächst mit dem Kapazitätsunterschied und der Durchflußgeschwindigkeit.

Der Einfluß der Natur der Bodenminerale und ihrer Kationenbelegung auf die Durchlässigkeit wurde von K. ENDELL, W. LOOS, H. MEISCHEIDER und V. BERG<sup>1</sup> untersucht. Die Bestimmungen wurden mit dem Verdichtungs-Durchlässigkeitsapparat nach A. CASAGRANDE (Abb. 30) durchgeführt. Zu diesem Zweck ist an der Grundplatte des Verdichtungsapparates ein Ansatzrohr angebracht, durch

<sup>1</sup> ENDELL, K., W. LOOS, H. MEISCHEIDER u. V. BERG: Über Zusammenhänge zwischen Wasserhaushalt der Tonminerale und bodenphysikalischen Eigenschaften bindiger Böden. Veröff. Inst. dtsh. Forsch.ges. Bodenmechanik (Degebo) an d. T. H. Berlin, H. 5. Berlin 1938.

das Wasser in die Bodenprobe eindringen und sie durchströmen kann. Die Durchlässigkeit der porösen Filtersteine ist so groß, daß ihr hydraulischer Widerstand gegenüber dem der Bodenprobe sehr gering ist und vernachlässigt werden kann. Die untersuchten Proben waren so wenig durchlässig, daß bei den gegebenen Abmessungen der niedrigen Druckhöhe das Absinken des Wasserspiegels im Standrohr so langsam vor sich gegangen wäre, daß die Fehler infolge Verdunstung, Undichtigkeiten an den Hähnen, Temperaturschwankungen usw. zu groß geworden wären. Deshalb wurde der Wasserdruck durch Druckluft künstlich erhöht; es wurden auf diese Weise nach Umrechnung auf Wassersäulen Druckhöhen von 5–6 m erzeugt. Gemessen wurde die Zeit, in der der Wasserspiegel im

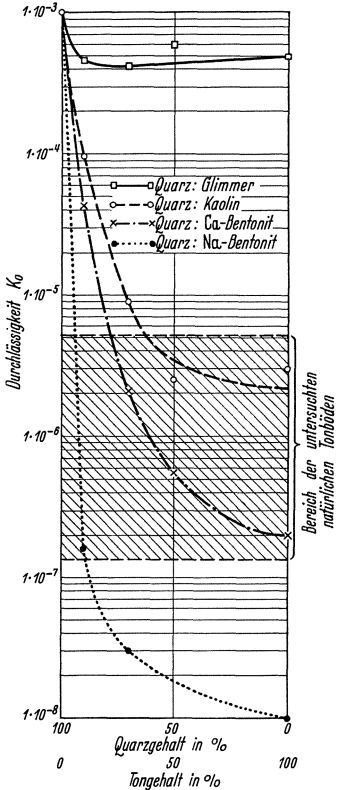


Abb. 53. Abhängigkeit der Durchlässigkeit  $k_0$  (gemessen bei  $1,5 \text{ kg/cm}^2$  Auflast) vom Quarzgehalt und der Natur des Tonminerals. (Nach K. ENDELL, W. LOOS, H. MEISCHNER u. V. BERG.)

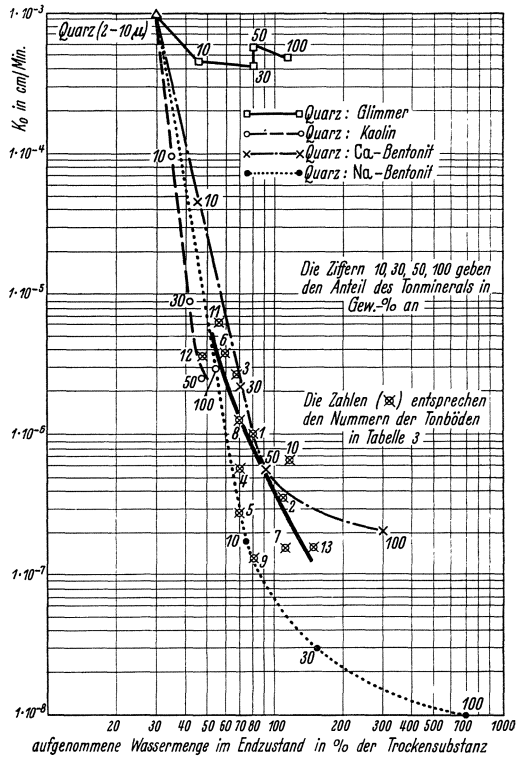


Abb. 54. Abhängigkeit der Durchlässigkeit  $k_0$  (gemessen bei  $1,5 \text{ kg/cm}^2$  Auflast) von der im Endzustand aufgenommenen Wassermenge bei den Gemengen und den natürlichen Tonböden. (Nach K. ENDELL, W. LOOS, H. MEISCHNER u. V. BERG.)

Standrohr um ein gewisses Maß absinkt. Die Durchlässigkeitsziffer  $k$  wurde aus der gemessenen Zeit  $\Delta t$  mit Hilfe der Gleichung von DARCY  $v = k \cdot J$  und der Gleichung  $Q = F \cdot t \cdot v$  berechnet:

$$k = \frac{f}{F} \cdot \frac{h}{\Delta t} \cdot \ln \frac{h_1}{h_2} \tag{89}$$

Es bedeuten  $v$  = Durchflußgeschwindigkeit,  $J$  = Gefälle,  $Q$  = Durchflußmenge,  $F$  = Probenquerschnitt,  $f$  = Querschnitt des Wasserstandrohres,  $h$  = Höhe der Probe,  $h_1$  und  $h_2$  = Druckhöhen der beobachteten Marken am Wasserstandrohr.

Für die absoluten Vergleiche wurde der Durchlässigkeitsbeiwert  $k_0$  ermittelt, der sich auf die feste Substanz in der Probe bezieht. In Gleichung (89) wird dann  $h = h_0$ , das ist die „reduzierte“ Probenhöhe, d. h. die Höhe der konzentriert gedachten, porenlosen, festen Substanz der Probe. Die Abb. 53 gibt die Versuchsergebnisse in graphischer Darstellung wieder. Die Versuche wurden an künstlichen Quarz-Tonmineral-Gemengen und natürlichen Böden durchgeführt. Die Abnahme der Durchlässigkeit mit der Abnahme des Quarzgehaltes wird damit

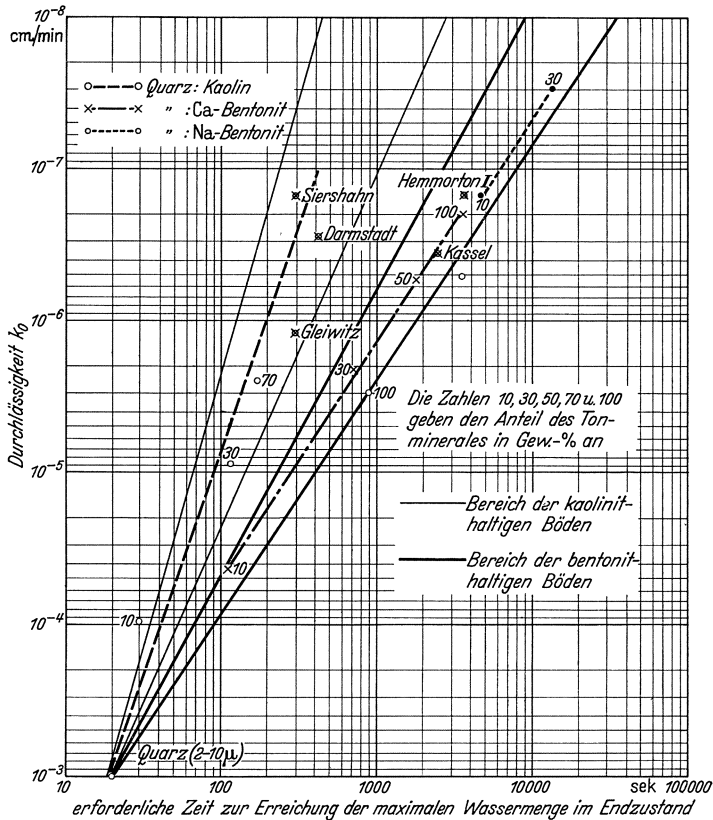


Abb. 55. Abhängigkeit der Durchlässigkeit von der Ansaugeschwindigkeit im ENSLIN-Gerät. (Nach K. ENDELL, W. LOOS u. H. BRETH.)

erklärt, daß durch Hinzufügen feinerer Teile zu dem verhältnismäßig groben Quarzmehl die Poren verengt und teilweise verstopft werden, das durchfließende Wasser hat dadurch einen größeren Widerstand zu überwinden. Die Abnahme der Durchlässigkeitswerte der Bentonit- gegenüber den der Kaolingenmenge kann nicht allein durch die Verschiedenheit der Korngröße erklärt werden, da die Korngrößenunterschiede dieser Tonminerale nicht nennenswert sind. Hier wird die Veränderung der Durchlässigkeit wesentlich durch die verschiedene Wasserbindung der Tonminerale beeinflusst, wie das in Abb. 54 deutlich zum Ausdruck kommt. Die Durchlässigkeit nimmt mit der im ENSLIN-Gerät bestimmten Wasseraufnahme ab. Die Ergebnisse der untersuchten Böden passen sich, abgesehen von unvermeidlichen Streuungen, den entsprechenden künstlichen Gemengen gut an.

Da die unmittelbare Bestimmung des Durchlässigkeitsbeiwertes ziemlich ungenau und langwierig ist, versuchen K. ENDELL, W. LOOS und H. BRETH<sup>1</sup> an deren Stelle die im ENSLIN-Gerät gefundene, zur Erreichung der maximalen Wassermenge erforderliche Zeit<sup>2</sup> zu setzen. Aus der Abb. 55 ist zu entnehmen, daß im ENSLIN-Gerät die Zeit zur Erreichung der vollen Wassersättigung einer Probe von 0,3 g mit abnehmender Durchlässigkeit steigt. Diese Abhängigkeit wird in dem Diagramm bei den Quarz-Kaolin-Gemengen wie auch den Quarz-Bentonit-Gemengen durch Gerade beschrieben. Die Untersuchung natürlicher Böden ergab, daß sich die Werte teils um die Gerade der Quarz-Kaolin-Gemenge gruppieren und teils um die der Quarz-Bentonit-Gemenge. Durch die röntgenographische Untersuchung der Tonfraktionen ( $< 2 \mu$ ) der Böden konnte dieses Verhalten erklärt werden; es wurde gefunden, daß der erstere Teil der Böden vorwiegend Quarz und Kaolin und der zweite Teil Bentonit enthielt. Aus diesen Versuchen ziehen ENDELL, LOOS und BRETH den Schluß: „Liegt von einem natürlichen Boden ein Röntgenbefund vor und ist damit der qualitative Aufbau der feinsten Korngrößen bekannt, so ist die Angabe der verhältnismäßigen Durchlässigkeit des betreffenden Bodens aus der Ermittlung der zur endgültigen Wasseraufnahme im ENSLIN-Gerät erforderlichen Zeit möglich.“

A. E. HARRIS<sup>3</sup> fand eine Abhängigkeit der Durchlässigkeitsziffer vom prozentischen Anteil des austauschfähigen Natriums an der Austauschkapazität (Abb. 56). Die Durchlässigkeit nimmt mit steigendem Na-Anteil asymptotisch bis zu einem Minimum ab<sup>4</sup>. Für einen nicht

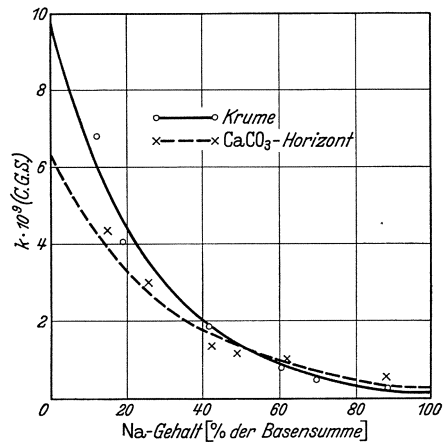


Abb. 56. Beziehung zwischen Durchlässigkeitsziffer und dem Gehalt an austauschfähigem Na. (Nach A. E. HARRIS.)

näher gekennzeichneten sehr lehmigen Boden ergab sich im normalen Na-freien Zustande eine Durchlässigkeitsziffer von  $k = 30 \cdot 10^{-9}$ , die nach der Behandlung mit NaCl und dem Auswaschen des überschüssigen Salzes auf  $k = 0,3 \cdot 10^{-9}$  sank. Aus seinen Versuchen berechnet A. E. HARRIS die Zeit für das Fortschreiten des Umtauschprozesses. Bei Anwendung von Wasser mit einem Gehalt von 35 Teilen Kalzium je Million ergab sich für die Oberkrume, daß es 18,8 Jahre dauert, bis der Gehalt an austauschfähigem Natrium von 88 auf 10% der Austauschkapazität heruntergedrückt wird. Für einen Kalziumkarbonathorizont ergaben sich 15,6 Jahre, und um den Na-

<sup>1</sup> ENDELL, K., W. LOOS u. H. BRETH: Zusammenhang zwischen kolloidchemischen sowie bodenphysikalischen Kennziffern bindiger Böden und Frostwirkung. Schriftenreihe der Forsch.Ges. f. d. Straßenwesen e. V. 16. Berlin: Volk und Reich Verlag 1939.

<sup>2</sup> Siehe diesen Band S. 186.

<sup>3</sup> HARRIS, A. E.: Effect of replaceable sodium on soil permeability. Soil Sci. 32, 435 (1931).

<sup>4</sup> Siehe auch A. PANKOW: Der Einfluß der adsorptiv gebundenen Kationen auf die physikalisch-chemische Zusammensetzung der Böden. I. Einfluß des adsorptiv gebundenen Natriums. Arb. Dokutschawew-Inst. Bodenkd. Akad. Wiss. USSR. 8, Folge 2 (1933). Nach Ref. in Z. Pflanzenernähr A 43, 240 (1936). — SSUSCHKO, S.: Der Einfluß des austauschfähigen Mg auf die Dispersität und Filtrationsfähigkeit der Böden. Arb. Allruss. Gedroiz-Inst. Dgg. u. Bodenkd. Frag. chem. Bodenmelioration, Folge 34 (1934). Nach Ref. in Z. Pflanzenernähr A 43, 240 (1936). — SSUSCHKO, S., u. R. IBRAGIMOW-KARNOWITSCH: Die Adsorptionsfähigkeit und die Dispersität der Sandböden bei der Verschlämmung. Poëwiewedenije 4, 330 (1933). Nach Ref. in Biedermanns Zbl., N. F. 5, 544 (1935).

Gehalt von 50 auf 10% herabzudrücken, würde eine Zeit von 7 Jahren erforderlich sein. Es wird vermutet, daß unter den Bedingungen im freien Felde die Entfernung des austauschfähigen Natriums und damit eine Steigerung der Durchlässigkeit des Bodens schneller vor sich gehen wird, als es die Laboratoriumsversuche anzeigen (s. Tab. 34).

Tabelle 34. Abnahme des austauschfähigen Na bei kontinuierlicher Auslaugung unter feldmäßigen Bedingungen.

Boden-Nr.	Krume (prozentualer Anteil)					Boden-Nr.	CaCO <sub>3</sub> -Horizont (prozentualer Anteil)				
	Ca	Mg	Na	K	Mittelwert für Na		Ca	Mg	Na	K	Mittelwert für Na
1893	33,4	15,8	40,0	10,8		1894	33,3	6,0	60,1	0,6	
1897	45,0	16,5	34,0	4,5		1898	16,9	21,7	53,0	8,4	
1903	43,2	32,0	23,0	1,8	32,3	1904	15,7	28,6	49,4	6,7	54,8
Nach zweijähriger Auslaugung.											
1895	54,0	16,7	21,0	8,3		1896	33,7	28,2	38,1	0,6	
1899	49,4	34,6	16,0			1900	32,1	23,3	37,9	8,4	
1901	63,1	21,2	12,3	3,4	16,4	1902	24,4	38,4	31,5	6,7	35,8

An Bodenproben von Dauerdüngungsversuchen konnten O. LEMMERMANN und W. U. BEHRENS<sup>1</sup> nachweisen, daß durch fortgesetzte Natronsalpeterdüngung die Durchlässigkeit des Bodens herabgesetzt wurde. Die Durchlässigkeit wurde so bestimmt, daß das durch eine Bodensäule in der Zeiteinheit durchfließende Wasservolumen gemessen wurde. Bei laboratoriumsmäßig gedüngten Böden bewirkten Natriumsalze eine Verminderung der Durchlässigkeit, während Kalziumchlorid eine Erhöhung zur Folge hatte.

Nach Untersuchungen von F. DANNENBERG<sup>2</sup> wird die Durchlässigkeit des Bodens durch Gelatinesol beeinflusst. Durchflußversuche mit Wasser und Gelatinesolen verschiedener Konzentration zeigten, daß die Durchlässigkeit durch ein Gelatinesol höherer Konzentration (0,01 und 0,1 g im Liter) erniedrigt, dagegen durch ein Gelatinesol von niedrigerer Konzentration (0,001 g im Liter) in geringem Grade erhöht wird. Diese Veränderungen der Durchlässigkeit werden mit der Annahme zu erklären versucht, daß, wenn die Gelatinemizellen in geringer Konzentration durch den Boden sickern und dabei in weniger als fünf Schichten von den Bodenteilchen adsorbiert werden, sie die Bodenteilchen in den hydrophoben Zustand überführen; die Durchmesser der größeren Hohlräume werden so kaum verringert. Werden bei höherer Konzentration die Gelatinemizellen jedoch in mehr als fünf Schichten adsorbiert, so bleibt der größte Teil in hydrophilem Zustand und damit quellfähig; dadurch werden die Durchmesser der größeren Hohlräume eingeengt. Aus diesen Durchlässigkeitsversuchen können jedoch keine Rückschlüsse auf den Dispersitätsgrad gezogen werden.

In der von F. ZUNKER<sup>3</sup> abgeleiteten Beziehung zwischen Kapillarität und Durchlässigkeit

$$k = \frac{\mu \cdot \lambda}{H^2}, \quad (90)$$

nach der die Ermittlung der Durchlässigkeitsziffer  $k$  aus der kapillaren Steighöhe  $H$  möglich sein soll, sehen P. VAGELER und F. ALTEN<sup>4</sup> einen Widerspruch

<sup>1</sup> LEMMERMANN, O., u. W. U. BEHRENS: Über den Einfluß der Düngung auf die Durchlässigkeit des Bodens. Z. Pflanzenernährg A **37**, 174 (1935).

<sup>2</sup> DANNENBERG, F.: Über die Änderung der Wasserpermeabilität von Boden durch Einwirkung von Gelatinesol. Z. Pflanzenernährg A **22**, 353 (1931).

<sup>3</sup> Vgl. dieses Handbuch **6**, 172 (1930).

<sup>4</sup> VAGELER, P., u. F. ALTEN: Böden des Nil und Gash. IV. Z. Pflanzenernährg A **22**, 217 (1931). — Siehe auch F. SEKERA: Die Nutzbarkeit des Bodenwassers für die Pflanze. I. Fragestellung und Methodik. Z. Pflanzenernährg A **26**, 86 (1932).

mit den praktischen Ergebnissen. Diese Beziehung besteht wohl annähernd für Sande und leichtere Bodenarten. Bei allen anderen Böden nimmt die Steighöhe  $H$  nicht, wie es die Gleichung (90) voraussetzt, mit dem Tongehalt zu, sondern ab. Da  $H$  im Nenner steht, würde dies die paradoxe Folgerung bedeuten, daß sich die Durchlässigkeit mit zunehmendem Tongehalt vermehren, statt vermindern soll. Die nach dieser Beziehung berechnete Durchlässigkeitsziffer liegt schon bei normalen ariden Lehmen bei einem Vielfachen der Durchlässigkeit von Sand oder Kies, während derartige Böden praktisch undurchlässig sind. Der Ausdruck „Undurchlässigkeit“ hat nach P. URBAIN<sup>1</sup> nur eine relative Bedeutung. Man darf ihn in bezug auf den Boden nur dann anwenden, wenn man die Art der Sickerflüssigkeit genau angibt. Tone und Mergel können z. B. für Regenwasser undurchlässig sein, für Quellwasser dagegen sehr durchlässig, da dessen Mineralisierung die Quellung des Bodens verhindert.

## Das Verhalten des Bodens gegen Luft, Wärme, Elektrizität und Radioaktivität.

Von R. MELVILLE-Göttingen.

Mit 1 Abbildung.

### Das Verhalten des Bodens gegen Luft.

Der enge Zusammenhang zwischen Bodenluft und freier Atmosphäre nötigt dazu, zunächst auf die chemische Zusammensetzung der letzteren einzugehen. Durch eine Reihe von neuen Arbeiten sind die Werte, die bisher als richtig angenommen worden waren, in manchen Einzelheiten etwas abgeändert worden. Eine Zusammenfassung dieser Untersuchungen gibt F. A. PANETH<sup>2</sup> mit folgender Übersicht:

Stickstoff . . . . .	78,09 Vol.-%
Sauerstoff . . . . .	20,95
Argon . . . . .	0,93
Kohlendioxyd . . . . .	0,03
Neon . . . . .	$1,8 \cdot 10^{-3}$ 3
Helium . . . . .	$5,3 \cdot 10^{-4}$
Krypton . . . . .	$1 \cdot 10^{-4}$ 4
Wasserstoff . . . . .	$5 \cdot 10^{-5}$
Xenon . . . . .	$8 \cdot 10^{-6}$ 5
Ozon . . . . .	$1 \cdot 10^{-6}$
Radon . . . . .	$6 \cdot 10^{-18}$ 6

<sup>1</sup> URBAIN, P.: Über die verhältnismäßige Undurchlässigkeit plastischer Ablagerungen gegenüber dem Regen- und Quellwasser und verschiedenen alkalischen Lösungen. C. r. Acad. Sci. Paris **196**, 1036 (1933). Nach Ref. in Z. Pflanzenernährg A **45**, 375 (1936).

<sup>2</sup> PANETH, F. A.: The chemical composition of the atmosphere. Quart. J. roy. met. Soc. **63**, 433 (1937).

<sup>3</sup> Vgl. F. A. PANETH u. E. GLÜCKAUF: Nature (Lond.) **136**, 717 (1935); **139**, 180, 220 (1937).

<sup>4</sup> DAMKÖHLER, G.: Neubestimmung des Krypton- und Xenongehaltes der atmosphärischen Luft. Z. Elektrochem. **41**, 74 (1935).

<sup>5</sup> GÖTZ, F. W. P., M. SCHEIN u. B. STOLL: Messungen des bodennahen Ozons in Zürich. Gerlands Beitr. Geophys. **45**, 237 (1935). — GÖTZ, F. W. P.: Die vertikale Verteilung des Ozons. Gerlands Beitr. Geophys. Suppl.-Bd. **3** (1938). — LEJAY, P.: Détermination de la quantité d'ozone dans l'atmosphère, au voisinage de Shanghai. C. r. Acad. Sci. Paris **199**, 379 (1934).

<sup>6</sup> Siehe diesen Band. S. 272.

Diese Zusammensetzung bleibt im allgemeinen durch die ganze Troposphäre bis in die untersten Teile der Stratosphäre konstant, mit Ausnahme von Ozon, dessen Anteil in den höheren Luftschichten ansteigt<sup>1</sup>, und von Radon, das nur in den unteren Schichten der Atmosphäre anzutreffen ist, da es aus den Ra-haltigen Gesteinen der Erdkruste entsteht und dank seiner kurzen Lebensdauer zerfällt, ehe es in größere Höhen gelangen kann. Außerdem schwankt der Gehalt an Sauerstoff und Kohlensäure durch die Lebenstätigkeit von Pflanzen und Tieren in den unteren Teilen der Atmosphäre, doch meistens so, daß die Summe dieser beiden Bestandteile konstant bleibt. Ältere Angaben über eine Änderung des Gehalts der Luft an Wasserstoff und Helium in ihren oberen Schichten beruhen auf Fehlern, vor allem in der Probenahme.

Sauerstoff und Kohlensäure. Umfangreiche Messungen des Sauerstoff- und Kohlendioxydgehaltes der Freiluft wurden in Amerika an drei geographisch weit auseinander liegenden und in ihren äußeren Bedingungen wesentlich verschiedenen Stellen von T. M. CARPENTER<sup>2</sup> ausgeführt. Er stellte fest, daß der mittlere Gehalt von  $20,939 \pm 0,004$  Vol.-% Sauerstoff und  $0,031 \pm 0,0016$  Kohlendioxyd weder durch die äußeren Bedingungen noch durch die wechselnde Jahreszeit beeinflußt wird. In der Nähe der Bodenoberfläche und im Bereich der Vegetation ergeben sich aber wesentliche Abweichungen von diesen Mittelwerten, die namentlich von E. REINAU und P. LEHMANN in einer Reihe von Arbeiten untersucht wurden<sup>3</sup>. P. LEHMANN<sup>4</sup> fand bei seinen Untersuchungen in Seehof in der Luft in und über einem Topinamburfeld (Bodenart humoser Sand mit schotterigem Untergrund) folgende Werte:

Juni 1930	Niederschlag der letzten 12 Stunden	Bewölkung	Wind		CO <sub>2</sub> in 10 <sup>-5</sup> Vol.-Teilen				
			Richtung	m/sec	-10 cm	1 cm	30 cm	60 cm	200 cm
14., 12 Uhr 30 Min.	0	3	W	1,0	411	47,1	35,6	31,4	34,3
23., 7 „ 50 „	0	1	—	0	416	41,2	36,3	—	38,8
28., 14 „	0,0	4	NW	1,5	77,2	51,2	19,2	34,0	36,4
28., 21 „	1,0	10	SW	0,5	101	46,0	34,4	38,9	35,6
29., 5 „	0,4	10	—	0	104	52,1	49,0	45,3	43,1

Nach der Art der Probenahme sind dies keine Durchschnittswerte über längere Zeiträume, aber auch keine Momentaufnahmen, die durch die plötzlichen Schwankungen im CO<sub>2</sub>-Gehalt infolge von Turbulenz kein charakteristisches Bild liefern würden. Zwischen den CO<sub>2</sub>-Werten der Bodenluft und denen über dem Boden bestehen keine ausgesprochenen Beziehungen, weil die Turbulenz in der freien Luft bei weitem den Luftaustausch mit der obersten Bodenschicht, auch wenn dieser nicht durch reine Diffusion erfolgt, überwiegt. Der Minimalwert nach dem Regen korreliert mit dem gesteigerten Verbrauch der assimilierenden Pflanzen sowie mit dem CO<sub>2</sub>-Verlust durch Lösungs- und Abwanderungsvorgänge. Außerdem wirken die verstärkten Luftdruckschwankungen bei Eintritt des schlechten Wetters ausgleichend zwischen Boden- und freier Luft. Den Einfluß der Assimilationstätigkeit der Pflanzen auf den Kohlendioxydgehalt der Luft im Vegetationsbereich zeigen deutlich die Werte, die von E. REINAU<sup>5</sup> in

<sup>1</sup> GÖTZ, F. W. P., G. M. B. DOBSON u. A. R. MEETHAM: Vertical distribution of ozone in the atmosphere. *Nature* (Lond.) **132**, 281 (1933).

<sup>2</sup> CARPENTER, T. M.: The constancy of the atmosphere with respect to carbon dioxide and oxygen content. *J. amer. chem. Soc.* **59**, 358 (1937).

<sup>3</sup> Vgl. auch P. JACCARD: Variation du CO<sub>2</sub> atmosphérique au voisinage de la végétation. *Amer. J. Physiol.* **90**, 399 (1929).

<sup>4</sup> LEHMANN, P.: Messungen der freien Kohlensäure in und über dem Boden einiger der bioklimatischen Stationen des Lunzer Gebietes. *Österr. bot. Z.* **80**, 98 (1931).

<sup>5</sup> REINAU, E.: Über den Kohlensäuregehalt erdnaher Luftschichten im Hochgebirge. *Gerlands Beitr. Geophys.* **25**, 178 (1930).

den Alpen erhalten wurden. Der Gehalt fällt mit zunehmender Einstrahlung, so daß an klaren Tagen ein deutlicher Gang mit einem Minimum zur Mittagszeit vorhanden ist, während an sehr bedeckten Tagen der Kohlensäureanteil der Luft im Bereich der Vegetation sogar noch über den der Freiluft ansteigt. Entsprechend treten über Grünflächen in der Großstadt die höchsten Kohlensäuregehalte erst in einiger Höhe über dem Boden auf<sup>1</sup>. Der Einfluß der Turbulenz auf den Gang der Kohlensäurekonzentration in der Luft wurde von P. LEHMANN experimentell untersucht<sup>2</sup>. In einem Gerstenfeld schwankt der CO<sub>2</sub>-Gehalt um 30% um den Mittelwert. Es lösen sich Schwaden kohlenstoffärmer und -reicher Luft ab. Dadurch wird in der Bodennähe der Kohlensäureprozentatz herabgesetzt. Durch die Turbulenz besteht kein eindeutiger Zusammenhang zwischen Windstärke und Kohlensäurekonzentration am Boden. Etwas abweichende Schlüsse zieht D. SZYMKIEWICZ aus seinen Untersuchungen<sup>3</sup>. In ruhigen Nächten steigt der Gehalt an CO<sub>2</sub> in der Nähe der Bodenoberfläche auf 0,065 Vol.-% an. Wenn die Luft ruhig bleibt, wird dann zeitweise die Konzentration in der Nähe der Pflanzen geringer als in 2 m Höhe. Einsetzender Wind führt schließlich den Gehalt bald wieder auf die Normalmenge von etwa 0,028% zurück:

3 Uhr morgens	Windgeschwindigkeit 0	CO <sub>2</sub> -Konzentration	0,062 Vol.-%
5 „ „	„ „	0,8	0,034 „
8 „ „	„ „	1,2	0,027 „

Eine weitere Parallelität zwischen Windgeschwindigkeit und Kohlendioxydgehalt besteht nicht, da stärkerer Wind den Gehalt nun nicht mehr weiter erniedrigen kann<sup>4</sup>. Gewisse Schlüsse auf die Beeinflussung des Kohlensäuregehalts der Luft durch die Witterungseinflüsse sind auch aus den Versuchen von R. BALKS und P. RINTELEN<sup>5</sup> über die Kohlensäurebegasung zu ziehen. Eine Zufuhr von 10 g CO<sub>2</sub> je Quadratmeter und Stunde machte sich bei Windstille noch bis in 3 m Höhe sowie bis zur Windstärke 5 bemerkbar. Auf den begasten Teilen zeigte sich die Kohlensäurekonzentration entgegengesetzt proportional der Temperatur, während sie über dem unbegasten Boden eine, wenn auch nur undeutliche Proportionalität, entsprechend der steigenden CO<sub>2</sub>-Produktion des Bodens mit steigender Temperatur, aufwies.

Die Menge an Stickstoff, die aus der Luft durch die Niederschläge, besonders durch Nebel und Schnee, jährlich ausgewaschen wird, wird von J. SANSON<sup>6</sup> für die Pariser Verhältnisse zu 11 kg NH<sub>3</sub>- und 4 kg N<sub>2</sub>O<sub>5</sub>-Stickstoff je Hektar

<sup>1</sup> N. N. . . L'analyse de l'air de Paris. Génie civ., **93**, 441 (1928).

<sup>2</sup> LEHMANN, P.: Der Einfluß der Turbulenz auf den Kohlensäureumsatz in Pflanzenbeständen. Fortschr. Landw. **4**, 745 (1929). — Vgl. dazu auch: SCHMIDT, W.: Turbulenzforschung und Kohlensäureumsatz, eine Frage des Pflanzenbaus und der Volksgesundheit. Dtsch. Forsch. **1930**, H. 14, 67. — REINAU, E.: Kann man durch CO<sub>2</sub>-Bestimmungen der Luft deren Unruhe messen? Fortschr. Landw. **5**, 168 (1930). — LEHMANN, P.: Bemerkungen zu der Arbeit von REINAU: Kann man durch Kohlensäurebestimmungen der Luft deren Unruhe messen? Fortschr. Landw. **5**, 358 (1930).

<sup>3</sup> SZYMKIEWICZ, D.: Einfluß des Windes auf die Kohlensäurekonzentration in der Luft. Roczn. Nauk roln i lésn. **33**, 13 (1934). Ref. nach P. EHRENBURG: Z. Pflanzenernährg **39**, 384 (1935).

<sup>4</sup> CO<sub>2</sub>-Bestimmungsmethoden und -Probenahme vgl. außer den zitierten Arbeiten noch: BRIESE, H.: Zur Bestimmung der für die Assimilation notwendigen Kohlensäure der Luft. Landw. Versuchsstat. **115**, 76 (1933). — WINKLER, L. W.: Halbmikro-Schnellverfahren zur Bestimmung des Kohlendioxydgehalts der Luft. Z. anal. Chem. **92**, 23 (1933). — SARLO, C.: Neues Verfahren zur Bestimmung des Kohlendioxydgehalts der Luft. Kísérlet. Közlem. **38**, Nr 1—3 (1934).

<sup>5</sup> BALKS, R., u. P. RINTELEN: Über die Änderungen des Luftkohlenstoffgehalts bei Kohlensäurebegasung im Freiland. Z. Pflanzenernährg A **31**, 44 (1933).

<sup>6</sup> SANSON, J.: Der Stickstoff im Regenwasser. Bull. Engrais **7**, 487 (1934).



angegeben. G. BERTRAND<sup>1</sup> fand, daß auf die gleiche Weise an Schwefel dem Boden im Vierteljahr 1,9—2,8 g/m<sup>3</sup> in der Nähe einer Fabrik, dagegen bei einer Landwirtschaftsschule 1,5 g zugeführt werden. Bestimmungen des Chloridgehaltes der Luft in Seenähe wurden von H. P. GODARD und W. F. SEYER<sup>2</sup> ausgeführt. Sie fanden keine Beziehung zu der herrschenden Windrichtung. Nach W. C. JACOBS<sup>3</sup> zeigen sich nur bei starkem Winde große salzhaltige Wassertropfen in der Luft, sonst handelt es sich um echte Kolloide, die nur durch Kondensation und Niederschläge aus der Luft entfernt werden<sup>4</sup>. Der Jodgehalt der Luft beträgt nach H. CAUER<sup>5</sup> in maritimen Luftmassen  $0,4 \cdot 10^{-6}$  g/m<sup>3</sup>, in kontinentaler Luft nur den vierten Teil. Örtlich kann er in der Nähe jodhaltiger Quellen bedeutend höher steigen<sup>6</sup>: Das Jod gelangt in die Luft entweder aus dem Meere oder aus dem Boden, wo es durch Wärme und Licht sowie durch Oxydationsvorgänge und katalytische Prozesse freigemacht wird. Luftströmungen, die über gefrorene Landgebiete oder über nördliche Meere hinweg gestrichen sind, bringen meist wenig Jod. Während nach CAUER der Jodgehalt in Meeresnähe auf das 10—30-fache des normalen Wertes ansteigt, fand J. F. REITH<sup>7</sup> im holländischen Küstengebiet eine nur unwesentliche Erhöhung des Jodgehaltes im Regen bei Seewind gegenüber dem Gehalt bei Landwind, die sich außerdem nur wenige Kilometer landeinwärts bemerkbar machte. Deutlicher macht sich die kräftigere Jodausatmung aus jodreichen Böden geltend. Ein Teil des Jodes ist als Jodid in Wassertröpfchen gelöst, aus dem es durch ultraviolettes Licht im elementaren Zustand freigemacht wird (CAUER). Durch Regen wird es alsbald aus der Luft ausgewaschen, und zwar schon durch die ersten 0,2—0,3 mm Niederschlag, doch wird durch die Jodausatmung des Regenwassers und des Bodens der Atmosphäre regelmäßig wieder Jod zugeführt, so daß die Niederschläge auch während längerer Regenperioden jodhaltig bleiben (REITH).

Die Menge der Luft im natürlichen Boden wechselt stark mit den augenblicklichen äußeren Bedingungen. Dennoch ist ihre Bestimmung für den Pflanzenbau von großer Wichtigkeit. Sie geschieht nach R. SIEGRIST<sup>8</sup> in der Weise, daß eine mit einem Stahlzylinder entnommene Bodenprobe unter Wasser evakuiert und vor und nach dieser Operation gewogen wird. Die Differenz der beiden Gewichte gibt dann ohne weiteres die Menge der vorhandenen Luft an. Der Vorteil dieser einfachen Bestimmungsmethode liegt darin, daß man sehr bequem die Bestimmung der Wasser- und Luftkapazität daran anschließen kann. Man läßt dazu die

<sup>1</sup> BERTRAND, G.: Beobachtungen über den Zugang von atmosphärischen Schwefelverbindungen zur Ackererde. *Annales agronom.*, N. s. **5**, 605 (1935).

<sup>2</sup> GODARD, H. P., u. W. F. SEYER: The determination of sodium chloride content of air. *Trans. roy. Soc. Canada*, III. s. **30**, 85 (1936).

<sup>3</sup> JACOBS, W. C.: Preliminary report on a study of atmospheric chlorides. *U. S. Weather Rev.* **65**, 147 (1937).

<sup>4</sup> Vgl. auch H. ISRAËL: Über den Chlorgehalt des Regenwassers. *Bioklim. Beibl.* **1934**, 53.

<sup>5</sup> CAUER, H.: Das Jod der Luft, sein chemisches Verhalten und seine bioklimatische Bedeutung. Veröff. Geb. Med.verwalt. **39**, H. 6 (1933).

<sup>6</sup> Z. B. im Tale der Goisern (Oberösterreich), wo eine Jodschwefelquelle entspringt, auf  $0,8—5,8 \cdot 10^{-5}$ . — WAGNER, H.: Über den Jodgehalt der Luft als klimatisch wirksames Agens. *Wien. med. Wschr.* **1929**, Nr 37.

<sup>7</sup> REITH, J. F.: Über den Jodgehalt der Atmosphäre in Holland. *Biochem. Z.* **260**, 115 (1933).

<sup>8</sup> SIEGRIST, R.: Zur Praxis der physikalischen Bodenanalyse. *Vjschr. naturforsch. Ges. Zürich* **76**, 103 (1931) — *Kulturtechniker* **36**, 137 (1937) — Über die Bedeutung und Methode der physikalischen Bodenanalyse. *Forstw. Zbl.* **51**, 777 (1929). — Siehe auch E. W. RUSSELL: Measurement of pore-space and crumb or aggregate structure of soils. *Proc. Third Conf. Cotton Grow. Problems* **1938**, 74.

Probe abtropfen, die Differenz zwischen dem Gewicht der Probe nach dem Abtropfen und dem der ganz nassen Probe ergibt die Luftkapazität, die Bestimmung der Feuchtigkeit in der letzten Probe die Wasserkapazität. Nach W. v. NITZSCH<sup>1</sup> ist ein derartiges Verfahren aber mit Fehlern bis zu 2% behaftet, weil nicht alle Luft bei dieser Behandlung aus dem Boden entfernt wird. Zudem ändern sich die Fehler mit der Jahreszeit, da die Menge der nicht entweichenden Luftblasen von der Form der Poren (netz- oder blasenporige Systeme) abhängig ist. So werden besonders von schweren Böden im Sommer die höchsten Luftmengen zurückgehalten. Er schlägt daher ein anderes Verfahren zur Bestimmung der Luftmenge vor, das in ähnlicher Weise auch von G. TORSTENSSON und S. ERIKSSON angegeben wurde<sup>2</sup>: die Bodenprobe wird in ein Gefäß von genau bekanntem Volumen eingefüllt und eine bekannte Menge Luft eingepreßt. Dabei steigt der Druck um einen Betrag, aus dem das Volumen der Summe der festen Bestandteile des Bodens und des in der Probe vorhandenen Wassers leicht zu berechnen ist. Die Menge der Luft in der Bodenprobe ergibt sich dann aus der Differenz des eben genannten Wertes und dem Gesamtvolumen der ursprünglichen Probe. Verbesserungen an der Einrichtung von G. TORSTENSSON und S. ERIKSSON wurden von W. C. VISSER angegeben<sup>3</sup>, wodurch es möglich wird, auch im Gelände kleine Unterschiede der Porosität sicher zu erfassen.

Da der Luftgehalt des Bodens für das Pflanzenwachstum von großer Wichtigkeit ist, und zwar nicht nur wegen der Menge allein, sondern auch, weil sich mit steigendem Luftgehalt bei gleichem Boden und gleicher Pflanzendecke das Verhältnis Sauerstoff: Kohlensäure zugunsten des Sauerstoffs zu verschieben pflegt<sup>4</sup>, so fehlt es nicht an Untersuchungen über den Einfluß von Kulturmaßnahmen, Witterung und Vegetation auf diese Größe. Sie beziehen sich teils auf den natürlichen Luftgehalt, teils auf die Luftkapazität, über deren Definition als den Luftgehalt des Bodens im Stadium der maximalen Wasserkapazität schon früher berichtet worden ist<sup>5</sup>. Nach F. WEIS<sup>6</sup> ist das Porenvolumen des Humusortsteins größer als das des Eisenortsteins, und dieses größer als das des Bleichsand. Doch ist die Luftkapazität des Ortsteins gering, weil er viel Wasser festzuhalten vermag. S. WAGNER<sup>7</sup> fand bei Böden mit Furchensohle, d. h. schweren Böden in gutem Zustand, meist auch hohe Luftkapazität. Dies stimmt mit der Feststellung von G. BLOHM<sup>8</sup> überein, daß bei schweren Böden, wenn durch Bearbeitung die Porosität vergrößert wird, mit der maximalen Wasserführung die Luftkapazität ansteigt. R. LANG<sup>9</sup> stellt ein größeres Hohlraumvolumen des garen Bodens als das des gekrümelten Bodens fest. Auch von Waldböden zeigen die nach allgemeiner Schätzung besseren Bodenarten (Basaltverwitterung, Kalkverwitterung, Lößlehm) höheres Hohlraumvolumen und größere Luftkapazität als die schlechteren (Buntsandstein- und Molkenböden), wie von H. SÜCHTING und

<sup>1</sup> NITZSCH, W. v.: Der Porengehalt des Bodens. Meßverfahren und ihre Brauchbarkeit. *Bodenkunde u. Pflanzenernährg* **1**, 101 (1936).

<sup>2</sup> TORSTENSSON, G., u. S. ERIKSSON: A new method for determining the porosity of the soil. *Soil Sci.* **42**, 405 (1936).

<sup>3</sup> VISSER, W. C.: Pore space determination as a field method. *Soil Sci.* **44**, 467 (1937).

<sup>4</sup> Vgl. R. SIEGRIST: a. a. O. vergl. Anm. 8 S. 242.

<sup>5</sup> Vgl. dieses Handbuch **6**, 279 (1930).

<sup>6</sup> WEIS, F.: Weitere physikalische und chemische Untersuchungen über dänische Heideböden. Kopenhagen 1932.

<sup>7</sup> WAGNER, S.: Untersuchungen über das Vorkommen und die Verbreitung der Furchensohle. *Landw. Jb. Schweiz* **45**, 317 (1931).

<sup>8</sup> BLOHM, G.: Die bodenphysikalischen Grundlagen der Bodenbearbeitung. *Fortschr. Landw.* **5**, 473 (1930).

<sup>9</sup> LANG, R.: Echte und unechte Krümelung und Gare. *Forstwiss. Zbl.* **53**, 109 (1931).

E. VOLKERT<sup>1</sup> dargetan wurde, während dagegen W. ROWLES<sup>2</sup> zeigt, daß zwischen dem Porenvolumen und anderen physikalischen Größen des Bodens einerseits und dem Humusgehalt andererseits eine engere Korrelation als zwischen jenen und dem Tongehalt des Bodens besteht. J. APSITS<sup>3</sup>, der das Verhältnis des kapillaren zum nichtkapillaren Porenvolumen an einem Boden in künstlich erzeugten verschiedenen Lockerungsgraden untersuchte, fand die folgenden Werte:

Abstufungen der Bodendichte	Gesamtporenvolumen	Kapillares Porenvolumen	Nichtkapillares Porenvolumen
Allerdichteste . . .	44,85	38,90	5,95
Dichte . . . . .	52,21	35,72	16,48
Weniger dichte . .	55,09	32,16	22,92
Lockere . . . . .	56,16	30,86	25,30

H. BEYER<sup>4</sup> zeigte, daß durch Fräsbearbeitung gegenüber dem Pflug das Gesamtporenvolumen zugleich mit Wasser- und Luftkapazität vergrößert wird. Den Einfluß der Brache auf die Luftkapazität untersuchten N. KURTIKOV<sup>5</sup> und A. SUBASCHNIKOFF<sup>6</sup>.

Die Bestimmung des Luftgehaltes von Niedermoorboden erfolgt nach R. REINCKE<sup>7</sup> in der Weise, daß man vom Gesamtvolumen die Summe des Volumens von Wasser und Trockensubstanz abzieht, die durch eine Dichtebestimmung der feuchten Masse erhalten wird. Der Luftgehalt des Niedermoores schwankt auch auf kleinen, anscheinend gleichmäßigen Flächen sehr stark und steigt im Sommer auf über 20% in der Krume<sup>8</sup>. Da in gut zersetztem Moor eine Volumenveränderung durch Hydratation der Kolloide bei zunehmendem Wassergehalt nicht eintritt, fällt der Luftgehalt genau mit steigendem Wassergehalt. Dagegen erscheint an Stellen, die trotz gleichen Grundwasserstandes schlechten Pflanzenwuchs zeigen, die Zersetzung des Humus zurückgeblieben, wodurch er mehr quillt und bei erhöhtem Wassergehalt sowohl die Luft- wie die Trockensubstanzmenge abnehmen. Den Einfluß der Waldvegetation auf die Luftmenge im Boden untersuchten PENSCHUCK sowie K. KVAPIL und A. NĚMEC. Während der erstere<sup>9</sup> in der Luftkapazität keinen Anhaltspunkt für die Beurteilung des physikalischen Strukturzustandes sieht und im einzelnen eine bessere Durchlüftung des Bodens beim Anbau der japanischen Lärche feststellt, kommen K. KVAPIL und A. NĚMEC<sup>10</sup> zu dem Ergebnis, daß zwischen Vegetation, Bodenazidität und absoluter Luftkapazität eine deutliche Beziehung in der Weise besteht, daß mit zunehmender Bestandesdichte und Azidität (immergrüne Nadelhölzer) die Luft-

<sup>1</sup> SÜCHTING, H., u. E. VOLKERT: Über die Bestimmung der physikalischen Lagerung und einiger davon abhängiger Eigenschaften des Bodens. Mitt. Forstwirtschaft. u. Forstwiss. **5**, 309 (1934).

<sup>2</sup> ROWLES, W.: Physical properties of mineral soils of Quebec. Part II. Virgin soils. Canad. J. Res. **16**, 288 (1938).

<sup>3</sup> APSITS, J.: Bodenstruktur und Pflanzenwachstum. Bodenkunde u. Pflanzenernähr **3**, 336 (1937).

<sup>4</sup> BEYER, H.: Vergleichende Untersuchungen auf verschiedenen mit Pflug und Fräse bearbeiteten Böden. Diss. Leipzig 1934.

<sup>5</sup> KURTIKOV, N.: Untersuchungen über die Dynamik der physikalischen Bodeneigenschaften. Ann. Sci. agronom. franç. **46**, 461 (1929).

<sup>6</sup> SUBASCHNIKOFF, A.: Zur Erforschung der Brachebearbeitung. Pflanzenbau **6**, 221 (1930).

<sup>7</sup> REINCKE, R.: Über den Luftgehalt des Niedermoorbodens. Z. Pflanzenernähr **A 20**, 217 (1932).

<sup>8</sup> Vgl. auch R. REINCKE: Die Bedeutung des Luftgehaltes und des Grundwasserstandes im Niedermoorboden für die Erträge der Wiesen. Z. Pflanzenernähr **B 11**, 109 (1932).

<sup>9</sup> PENSCHUCK: Über den Einfluß verschiedener Holzarten auf einzelne physikalische Eigenschaften leichter Waldböden. Mitt. Forstwirtschaft. u. Forstwiss. **2**, 365 (1931).

<sup>10</sup> KVAPIL, K., u. A. NĚMEC: Die absolute Luftkapazität der Waldböden und ihre Azidität. C. r. Acad. Sci. Paris 1924.

kapazität abnimmt, während die Luftkapazität des Bodens unter Laubbeständen größer ist, nämlich 23—45% gegen 14—38% in den Nadelwaldböden. Während der Vegetationsperiode nimmt nicht nur infolge des Wasserverbrauchs durch die Pflanzen die Luftmenge im Boden, sondern auch die Gesamtporosität zu<sup>1</sup>.

Die gegenseitige Einwirkung zwischen den festen Bodenteilchen und den Gasen und Dämpfen der Bodenluft wurden von M. W. TSCHAPEK zum Gegenstande einer Untersuchung gemacht<sup>2</sup>.

Der Frost bringt auf zweierlei Weise eine Veränderung der Luftkapazität hervor<sup>3</sup>. Die erste Wirkung ist rein mechanisch und beruht auf dem Auseinanderdrängen der Bodenteilchen durch Eisnadeln. Dabei hebt sich nach R. FLEISCHMANN<sup>4</sup> der Boden um mehrere Zentimeter. Außerdem beeinflußt aber das Gefrieren des Bodens die Luftkapazität des Bodens indirekt durch die Veränderungen im Tonanteil des Bodens. Aufteilung und Aggregation des Tones gehen nebeneinander her. Nach E. GÜNTHER<sup>5</sup> überwiegt der koagulierende Einfluß des Frostes bei sauren Böden, deren Porenvolumen dadurch vergrößert wird, im Gegensatz zu den kalkhaltigen Böden, bei denen die Sprengwirkung des Frostes hervortritt. J. RUESS<sup>6</sup> fand bei seinen Versuchen an reinen Tonen, daß die Aggregation, von der die aufteilende Wirkung des Frostes begleitet wird, durch Schütteln leicht zu beseitigen ist. Auch fand er keinen wesentlichen Einfluß der Hydratation der Sorptionskationen auf die Stärke der Aufteilung. K. KAMLAH<sup>7</sup> bespricht die Möglichkeiten, um den Luft- und Wassergehalt des Bodens in Zahlen auszudrücken, und kommt zu dem Ergebnis, daß sie alle gleichwertig sind und aus dem Volum der Probe, ihrem Gewicht, dem spezifischen Gewicht der Bodenteilchen und dem Wasservolumen leicht zu berechnen sind. A. SMITH<sup>8</sup> machte Vorschläge für eine einheitliche Nomenklatur in der englischen Literatur.

Eine Vorrichtung zum Absaugen und Analysieren der Bodenluft beschreibt C. O. APPLEMAN<sup>9</sup>. An drei Versuchsmeßreihen in einem Topinambur-, Kartoffel- und Gerstenfeld verfolgte P. LEHMANN<sup>10</sup> die Veränderung des CO<sub>2</sub>-Gehaltes in 10 cm Tiefe im Verlauf eines starken Sommerregens nach langer Trockenheit. In allen drei Fällen sinkt der Kohlensäuregehalt nach dem Regen stark ab, um dann langsam wieder anzusteigen. Für diese Vorgänge sind der verstärkte Verbrauch durch die assimilierenden Pflanzen, Lösungsvorgänge und Abwanderung nach unten mit dem Wasser, sowie die verstärkten Luftdruckschwankungen bei Eintritt des Schlechtwetters verantwortlich zu machen, die den Luftaustausch des Bodens

<sup>1</sup> KOKKONEN, P.: Beobachtungen über den Einfluß der Bearbeitung des Bodens auf einige physikalische Eigenschaften. *Maatal. Aikak.* **4**, 117 (1933).

<sup>2</sup> TSCHAPEK, M. W.: Die feste Phase des Bodens und sein Dispersionsmittel. *Pedology* **33**, 25 (1938).

<sup>3</sup> GESLIN, H.: Die Temperatur des Bodens. Besonderer Einfluß der Kälte. Folgen vom landwirtschaftlichen Standpunkt aus. *Verh. 1. Komm. internat. bodenkdl. Ges. Versailles 1934*, 247. — HEYN, G.: Untersuchungen über den Einfluß des Frostes auf die Kohlensäureabscheidung des Bodens. *Wiss. Arch. Landw. A* **1**, 671 (1929). — NOSTITZ, A. v.: Beobachtungen über landwirtschaftliche Kulturböden. *Z. Pflanzenernährg A* **15**, 273 (1929).

<sup>4</sup> FLEISCHMANN, R.: Beobachtungen über das Auffrieren des Bodens. *Fortschr. Landw.* **6**, 673 (1931).

<sup>5</sup> GÜNTHER, E.: Untersuchungen über die Einwirkung des Frostes auf verschiedene Ackerböden und den dadurch bedingten Einfluß auf das Wachstum von Hafer und Gerste. *Landw. Jb.* **73**, 893 (1931).

<sup>6</sup> RUESS, J.: Neue Experimentaluntersuchungen über die aufteilende Wirkung des Frostes auf Tonsuspensionen. *Bodenkde u. Pflanzenernährg* **8**, 152 (1938).

<sup>7</sup> KAMLAH, K.: Ein Beitrag zur Erfassung und Darstellung der Struktur des Bodens. *Fortschr. Landw.* **7**, 297 (1932).

<sup>8</sup> SMITH, A.: Soil pore-space. *Soil Survey Assoc. Bull.* **15**, 20 (1934).

<sup>9</sup> APPLEMAN, C. O.: Der Gehalt von Kohlensäure in der Bodenluft. *Soil Sci.* **24**, 241 (1927).

<sup>10</sup> LEHMANN, P.: Messungen der freien Kohlensäure in und über dem Boden einiger der bioklimatischen Stationen des Lunzer Gebietes. *Österr. bot. Z.* **80**, 98 (1931).

mit der Außenluft verstärken. Im Gegensatz dazu fand M. MINAR<sup>1</sup>, daß sich durch Verhinderung der Bodenventilation während und nach einem Regen die Kohlensäurekonzentration der Bodenluft bis zu 167% erhöhte. Die Zeitdauer dieser Verstopfung hängt von Bodenart, Feuchtigkeitszustand, Regenmenge und -dichte und der Bodenbearbeitung ab. Der höhere CO<sub>2</sub>-Gehalt, den saure Böden gegenüber alkalischen im allgemeinen zeigen, wird von P. LEHMANN<sup>2</sup> auf den höheren Wassergehalt der ersteren zurückgeführt. Doch enthalten Schwarzalkaliböden mit einem  $p_H$  bis 10 überhaupt keine freie Kohlensäure<sup>3</sup>. Sie kann ihnen aber durch organische Düngung zugeführt werden, ist also auch unter diesen Umständen zum mindesten einige Zeit im Boden beständig. Da die Bestimmung der Bodenatmung nach H. LUNDEGÅRDH nicht in allen Fällen, besonders bei schweren Böden, befriedigte, wurden eine Reihe von neuen Methoden dazu ausgearbeitet<sup>4</sup>. Besondere Fehler treten nach B. N. SINGH und P. B. MATHUR auf, wenn während der Untersuchung die Kohlensäurekonzentration über 4% steigt, da dann die Lebensprozesse der Mikroorganismen gehemmt werden. Dagegen fand M. H. BROWN, daß auch Konzentrationen bis zu 12% nicht stören, wenn die Feuchtigkeit konstant gehalten wird. H. ENGEL<sup>5</sup> empfiehlt, die Größe der Bodenatmung nicht auf die Bodeneinheit, sondern auf die Menge des Kohlenstoffs in organischer Bindung zu beziehen, man erhält dann einen guten Maßstab für die Stärke der Humuszersetzung<sup>6</sup>. In schweren und bindigen Böden kann durch die Bodenatmung die Kohlensäurekonzentration auf 6 und 10% steigen<sup>7</sup>, ebenso, wenn durch langen Regenfall der Gasaustausch verhindert wird<sup>8</sup>.

Der Sauerstoffgehalt<sup>9</sup> des Bodens steht meist in enger Beziehung zur Menge der Kohlensäure, so daß es schwierig ist, narkotische Einflüsse hoher CO<sub>2</sub>-Gehalte von den Folgen des Sauerstoffmangels auf das Pflanzenwachstum zu unterscheiden<sup>8</sup>. Nach C. O. APPLEMAN geht der Sauerstoffgehalt bis auf 10% der Bodenluftmenge

<sup>1</sup> MINAR, M.: Einfluß der atmosphärischen Niederschläge auf den Kohlensäuregehalt der Bodenluft und der Atmosphäre. Sborn. ceskoslov. Akad. zemed. **10**, 106 (1935).

<sup>2</sup> LEHMANN, P.: a. a. O. S. 100.

<sup>3</sup> BREAZEALE, J. F., u. W. T. McGEORGE: Nutritional disorders in alkaline soils as caused by deficiency of carbon dioxide. Arizona Sta. Techn. Bull. **41**, 113 (1932).

<sup>4</sup> FEHÉR, D.: Über die Verwendung des Glockenapparates von LUNDEGÅRDH für die Messung der CO<sub>2</sub>-Produktion des Waldbodens. Biochem. Z. **193**, 350 (1928). — MARSH, F. W.: Ein Laboratoriumsapparat zur Messung der aus dem Boden entweichenden Kohlensäure. Soil Sci. **25**, 253 (1928). — HUMFELD, H.: A method for measuring carbon dioxide evolution from soil. Soil Sci. **30**, 1 (1930). — EMERSON, P.: A method for measuring time-rate carbon dioxide production. J. amer. Soc. Agronomy **22**, 819 (1930). — SMITH, F. B., u. P. E. BRWON: Soil respiration. J. amer. Soc. Agronomy **23**, 909 (1931) — Methoden zur Bestimmung der CO<sub>2</sub>-Produktion in Böden. Bull. agricult. Exper. Stat. Iowa State Coll. Agricult. **147** (1932). — SINGH, B. N., u. P. B. MATHUR: Apparatus for the measurement of CO<sub>2</sub> evolved during the decomposition of organic matter in soils. J. amer. Soc. Agronomy **28**, 423 (1936). — BROWN, M. H.: The determination of carbon dioxide evolution in soil. J. amer. Soc. Agronomy **26**, 481 (1934).

<sup>5</sup> ENGEL, H.: Kritische Bemerkungen zur „Bodenatmung“. Zbl. Bakter. II **90**, 158 (1934).

<sup>6</sup> Da die Behandlung der Bodenatmung an anderer Stelle dieses Bandes erfolgt, sei hier nur kurz auf folgende Literatur zu dieser Frage hingewiesen: MAGERS, H.: Untersuchungen über die Produktion der Kohlensäure im Ackerboden und ihre Diffusion in die Atmosphäre. Wiss. Arch. Landw. A **2**, 472 (1929). — SABASCHNIKOFF, A.: Zur Erforschung der Brachebearbeitung. Pflanzenbau **6**, 221 (1930). — KIEL, W.: Die Wirkung des Schälens und des sofortigen Saatzpflügens auf das physikalische, chemische und biologische Verhalten des Bodens. Diss. Halle 1934. — KVASNIKOV, V.: Die Bodenstruktur als Faktor des Ertrages der Kulturpflanzen. J. Landw.-Wiss. (Moskau) **5**, 459 (1928).

<sup>7</sup> WURMBACH, H.: Beiträge zur Kenntnis der Bodenatmung und der Kohlensäurekonzentration in landwirtschaftlich genutzten Flächen. Wiss. Arch. Landw. A **10**, 484ff. (1934).

<sup>8</sup> APPLEMAN, C. O.: Der Gehalt an Kohlensäure in der Bodenluft. Soil Sci. **24**, 241 (1927).

<sup>9</sup> Vgl. auch J. L. R. MORGAN u. H. R. PYNE: Löslichkeitsbeziehungen in gasförmig-flüssigen Systemen. II. Die Löslichkeit und Lösungsgeschwindigkeit von Sauerstoff in Wasser. J. physic. Chem. **34**, 1818 (1930).

herunter. L. G. ROMELL fand in (leichten) dänischen Heideböden 17—18,5%<sup>1</sup>. Wesentlicher für das Pflanzenwachstum als der prozentuale Anteil des Sauerstoffs in der Bodenluft ist die Menge Sauerstoff in der Volumeinheit des Bodens. A. G. DOJARENKO<sup>2</sup> fand je nach der Bearbeitung wechselnd 2—100 ccm O<sub>2</sub>/l Boden und betont, daß der Sauerstoffhaushalt des Bodens für die nördlichen Gebiete ebenso wesentlich ist wie der Wasserhaushalt für trockene Gegenden. Ebenso wie Kohlensäure liefert der Boden auch Sauerstoff, und zwar nach L. M. HUTCHINS<sup>3</sup> besonders in der Nähe der Oberfläche<sup>4</sup>. Bezüglich sonstiger Bestandteile der Bodenluft sei noch auf folgende Untersuchungen hingewiesen. Da der Boden aus Jodiden Jod frei machen kann, enthält sie stets wechselnde Mengen Joddampf und gibt diesen auch an die Atmosphäre ab. Das Jodatmungsvermögen des Bodens hängt nach J. F. REITH<sup>5</sup> vom Humus und dem Mn-, Fe- und J-Gehalt des Bodens ab. Die Bildung von Methan und Wasserstoff in unter Wasser stehenden Böden behandeln W. D. ROBINSON sowie F. FISCHER und Mitarbeiter<sup>6</sup>. Den Einfluß der Verdrängung der Bodenluft durch organische Gase untersuchte C. J. SCHOLLENBERGER<sup>7</sup>. Durch die entstehenden anaeroben Bedingungen machen sich Reduktionserscheinungen bemerkbar wie z. B. eine Reduktion von Mn-Verbindungen und die Bildung von Ammoniak. Außerdem versauert der Boden etwas.

Die Untersuchungen über den Gasaustausch zwischen Boden und Atmosphäre beziehen sich zum großen Teil auf die Kohlensäure als den für die praktische Landwirtschaft wichtigsten Bestandteil der Luft. Dabei und dadurch ist eine gewisse Verwirrung in der Nomenklatur entstanden, indem mit dem Ausdruck „Bodenatmung“ sowohl die Kohlensäureerzeugung durch die Tätigkeit der Lebewesen im Boden als auch die Abgabe von Kohlensäure aus dem Boden an die freie Luft bezeichnet werden. Entsprechend dem Wortgebrauch im 6. Bande dieses Handbuchs<sup>8</sup> möge der Ausdruck nur auf den erstgenannten Vorgang beschränkt bleiben. Beide Vorgänge stehen nicht in einfacher Beziehung zueinander, und damit zeigen auch der CO<sub>2</sub>-Gehalt der Bodenluft und der Atmosphäre keinen direkten Zusammenhang<sup>9</sup>. Der Grund dafür ist einerseits, daß die vom Boden erzeugte Kohlensäure zum Teil auf anderem Wege aus dem Boden entfernt wird, nämlich durch Lösung im Grundwasser und Auswaschung in den Untergrund oder durch Adsorption in tieferen Bodenschichten mit anderer Reaktion als die Humusschicht<sup>10</sup>. Andererseits aber ist die Menge der vom Boden abgegebenen Kohlensäure in hohem Grade von der Beschaffenheit des Bodens und den Witte-

<sup>1</sup> ROMELL, L. G.: Bodenluftanalysen und Bodenventilation. Mitt. forstl. Versuchsanst. Schweden **24**, 67 (1928).

<sup>2</sup> DOJARENKO, A. G.: Über die Durchlüftung des Bodens. Arb. Versuchsfeld u. Labor. allg. Ackerbaulehre landw. Akademien b. Moskau **1924—27**, H. 6, 1.

<sup>3</sup> HUTCHINS, L. M.: Über das Sauerstofflieferungsvermögen des Bodens. Plant Physiol. **1**, 95 (1926).

<sup>4</sup> Vgl. auch A. SABASCHNIKOFF: Zur Erforschung der Brachebearbeitung. Pflanzenbau **6**, 221 (1930).

<sup>5</sup> REITH, J. F.: Jodgehalte von niederländischen Böden im Zusammenhang mit einigen geologischen und landwirtschaftlichen Fragen. Z. Pflanzenernährg A **31**, 215 (1933).

<sup>6</sup> ROBINSON, W. D.: Einige Phasen von chemischen Vorgängen in unter Wasser stehenden Böden. Soil Sci. **30**, 197 (1930). — FISCHER, F., R. LIESKE u. K. WINZER: Biologische Gasreaktionen. II. Über die Bildung von Essigsäure bei der biologischen Umsetzung von Kohlensäure und Kohlenoxyd zu Methan. Biochem. Z. **245**, 2 (1932).

<sup>7</sup> SCHOLLENBERGER, C. J.: Effect of leaking natural gas upon the soil. Ohio Stat. Bull. **446**, 52 (1930) — Soil Sci. **27**, 261 (1930).

<sup>8</sup> Vgl. dortselbst S. 298ff.

<sup>9</sup> LEHMANN, P.: Messungen der freien Kohlensäure in und über einigen der bioklimatischen Stationen des Lunzer Gebietes. Österr. bot. Z. **25**, 250 (1932).

<sup>10</sup> LEHMANN, P.: a. a. O. S. 251. — SMITH, F. B., u. P. E. BROWN: Weitere Untersuchungen über die Bodenatmung. J. amer. Soc. Agronomy **24**, 577 (1932).

runsumständen abhängig. Nichts desto weniger fand D. FEHÉR<sup>1</sup> einen recht engen Zusammenhang zwischen der Bodenatmung und dem Kohlensäuregehalt der Waldluft. Bodenatmung und Abgabe der Kohlensäure durch den Boden sind abhängig vom  $p_H$  und besonders von der Zahl der aeroben Bakterien im Boden. Deswegen ist im Laubwald mit seinem im Vergleich zum Nadelwald weniger sauren und bakterienreicheren Boden der Kohlensäuregehalt größer, und er kann bei stark sauren Böden durch Bodenverbesserung erhöht werden. Verstärkt wird allerdings diese Wirkung nach den Befunden FEHÉRS dadurch, daß bei schlechter Durchlüftung, wie sie der Nadelwaldboden meistens aufweist, die Abgabe von  $CO_2$  nur gering ist. Daneben spielen die Bodentemperatur und -feuchtigkeit samt den dazugehörigen Klimafaktoren die wichtigste Rolle. Bei Frost nähert sich die  $CO_2$ -Abgabe des Bodens dem Nullpunkt und damit der Kohlensäuregehalt der Waldluft dem der freien Atmosphäre. Als Ursachen für den Gasaustausch wurden u. a. kleinste Schwankungen des Luftdrucks und die Diffusion erkannt<sup>2</sup>, doch stehen sich die Meinungen darüber, welchem von beiden Vorgängen die Hauptrolle dabei zufällt, noch schroff gegenüber. Während W. SCHMIDT und P. LEHMANN<sup>3</sup> und im Anschluß an diese M. DIEM der Diffusion nur eine untergeordnete Rolle zuweisen, kommt L. G. ROMELL<sup>4</sup> zu dem Ergebnis, daß die Diffusion um 2000mal wirksamer als die barometrischen Mikrovariationen und vor allem auf tonigen Böden mit geringer Durchlüftung allein ausschlaggebend ist. Von M. DIEM<sup>5</sup> wurde der Einfluß kleiner periodischer Druckschwankungen auf den Gasaustausch im Modell- und Freilandversuch eingehend studiert. Die Messungen erfolgten in der Weise, daß Eisenrohre von 8 mm lichter Weite in den Boden gerammt wurden, deren unteres Ende als Düse ausgebildet ist und die Druckschwankungen aufnimmt, die durch Metallröhren zu geeichten Membranen geleitet werden. Diese sind brauchbar für Schwingungszeiten über 0,5 sec und Drucke von 0,005—0,3 mm Hg. Die Modellversuche wurden in einem Kessel angestellt, der mit Sand gefüllt und allseitig luftdicht verschlossen war. Mit Hilfe einer kleinen Kolbenluftpumpe wurden darin entsprechende Luftdruckschwankungen erzeugt. Die Versuche wurden mit drei Sanden von verschiedener Feinheit, jeder in lockerer und dichter Lagerung, angestellt. Es zeigte sich, daß das bei der Bodenatmung (im Sinne von SCHMIDT und LEHMANN, gleich dem Luftvolumen, das in der Zeiteinheit durch die Flächeneinheit ohne Rücksicht auf die Strömungsrichtung fließt) bewegliche Luftvolumen unabhängig von dem gesamten Porenvolumen, dagegen abhängig von dem Volumen der durchgängigen Kapillaren, d. h. von der Korngrößenverteilung, der Lagerung und dem eventuellen Wassergehalt, ist, außerdem von der Schwingungsdauer, in der Weise,

<sup>1</sup> FEHÉR, D.: Die Biologie des Waldbodens und ihre physiologische Bedeutung im Leben des Waldes. *Acta forest. fenn.* **34**, 14 (1929). — FEHÉR, D., u. G. SOMMER: Untersuchungen über die Kohlenstoffernährung des Waldes. II. *Biochem. Z.* **199**, 251 (1928). — FEHÉR, D.: Untersuchungen über die Schwankungen der Bodenatmung. *Arch. Mikrobiol.* **5**, 421 (1934).

<sup>2</sup> Daneben besteht noch die dritte Erklärung, daß der Gasaustausch auf Grund der Hebung und Senkung der Erdkruste, die nach der LAKHOVSKYSCHEN Theorie alle 12 Stunden um 2 m erfolgen sollen, statthaben soll. ARAGOU, M.: Die unterirdische Taubildung. *Rev. internat. Agricult.* **26**, 177 (1935). — DUFUREY, J.: *Cour. de l'I.M.C.* **7**, April 1935, 3, u. R. FAILLETAZ: ebenda Februar 1935, 4.

<sup>3</sup> SCHMIDT, W., u. P. LEHMANN: Versuche zur Bodenatmung. *Sitzgsber. Akad. Wiss. Wien, Abt. IIa* **138**, 823 (1929). — SCHMIDT, W.: Versuche zur Bodenatmung. *Forsch. u. Fortschr.* **6**, 198 (1930).

<sup>4</sup> ROMELL, L. G.: Mechanismus der Durchlüftung des Bodens. *Annales agronom.* **5**, 373 (1935).

<sup>5</sup> DIEM, M.: Bodenatmung. Meßtechnik und Ergebnisse. *Gerlands Beitr. Geophys.* **51**, 146 (1937).

daß bei kurzer Schwingungsdauer das bewegliche Luftvolumen geringer ist. Dieses wurde berechnet nach der Gleichung:

$$v = -\phi \cdot dv/dp,$$

wo  $v$  das bewegliche Luftvolumen,  $p$  der Luftdruck,  $dv$  und  $d\phi$  die Volum- und die gemessene Luftdruckänderung sind. Die auf diese Weise erhaltenen Zahlen stellen sich wie folgt:

Absolutes und bewegliches Luftvolumen unter 1 m<sup>2</sup> Oberfläche bis 2,2 m Tiefe.

	Flußsand		Dünensand		Präriesand		
	locker	dicht	locker	dicht	locker	dicht	
Abs. Luftvolumen . . . .	880	720	840	620	1100	950	
Bew. Luftvol. {	$T = 0,5$ sec	265	200	110	105	95	90
	$T = 4,0$ sec	640	590	305	205	230	160

Aus den so erhaltenen Werten wurde für konstantes bewegliches Luftvolumen die Bodenatmung  $A$  in cm<sup>3</sup>/sec·cm<sup>2</sup> oder einfacher cm/sec als Funktion der Schwingungsdauer  $T$  berechnet:

$T$ in sec	0,5	1,0	2,0	3,0
Flußsand . . .	0,760	0,550	0,370	0,280
Dünensand . .	0,082	0,073	0,064	0,053
Präriesand . .	0,043	0,028	0,022	0,020

Das ergibt beispielsweise für den Präriesand 2160 cm<sup>3</sup>/cm<sup>2</sup> für den Tag. Die Bodenatmung wurde in demselben Kessel auch mit Rasenüberdeckung bestimmt. 4 cm Rasendecke ohne Humusbeimengung gaben nur eine kleine Verringerung, 8 cm mit Humus aber Verkleinerung der Werte auf etwa ein Drittel. Bei Freilandversuchen mit derselben Anordnung wurden in einem tief umgegrabenen Ackerboden bei der Windstärke 4–5 m/sec Werte von etwa 0,10 cm/sec gefunden. Luftdruckschwankungen mit einer Schwingungsdauer unter 2 sec sind höchstens noch in 6 cm Tiefe registriert, bei längerer Schwingungsdauer aber ist bis zu 40 cm kaum eine Abschwächung zu sehen, während in 75 cm Tiefe nur noch geringe Schwankungen verzeichnet sind. Doch treten hierbei je nach den Untergrundverhältnissen Abweichungen auf. A. TROFIMOV<sup>1</sup> betont, daß sich die Luftdruckschwankungen nur in trockenen Perioden und im Winter, wenn die obersten Schichten des Bodens gefroren sind, einigermaßen ungehindert ausbreiten können, weil sonst die Bodenkapillaren meist mit Wasser verstopft sind und der Gasaustausch verhindert ist. G. BLOHM und H. MAGERS<sup>2</sup>, die im Gegensatz hierzu in der Diffusion die hauptsächliche, wenn nicht einzige Ursache für die Lufterneuerung im Boden sehen, berechnen aus dem bekannten Diffusionskoeffizienten der Kohlensäure und der scheinbaren Diffusionskonstanten, die sich aus der Menge der dem Boden entströmenden Kohlensäure und dem Kohlensäuregehalt in 20 cm Tiefe ergibt, das Luftvolumen pro Volumeinheit Boden, das genügt, um Kohlensäurekonzentrationen über 1% zu verhindern. Es beträgt etwa 20% bei unbauten Böden, soweit sie nicht verkrustet sind, dagegen 28–30% bei bebauten Böden. Die CO<sub>2</sub>-Abgabe des Bodens zeigt nach H. MAGERS<sup>3</sup> eine Tagesperiode und ist abhängig von der Pflanzengattung und deren Bewurzelung.

<sup>1</sup> TROFIMOV, A.: Die Schwankungen des Luftdrucks im Boden und der Bodengasaustausch. J. of Geophys. 4, 468 (1934).

<sup>2</sup> BLOHM, G., u. H. MAGERS: Die Durchlüftung des Bodens als physikalische Eigenschaft. Fortschr. Landw. 5, 713 (1930).

<sup>3</sup> MAGERS, H.: Untersuchungen über die Produktion der Kohlensäure im Ackerboden und ihre Diffusion in die Atmosphäre. Wiss. Arch. Landw. A 2, 472 (1929).



Messungen der Diffusionsgeschwindigkeit der Kohlensäure durch reinen Sand und Böden machte P. JACCARD<sup>1</sup> in der Weise, daß er aus der zu untersuchenden Probe in einem geschlossenen Gefäß die Kohlensäure durch CO<sub>2</sub>-freie Luft verdrängte, der Luft über der Probe eine bekannte Menge Kohlendioxyd zuführte und schließlich Luftproben aus verschiedenen Niveaus der Probe nach Verlauf von einiger Zeit analysierte. F. B. SMITH und P. E. BROWN<sup>2</sup> machen darauf aufmerksam, daß zur Bestimmung der Kohlensäurediffusion nur lufttrockener Boden verwandt werden sollte, weil im feuchten Boden durch mikrobiologische Vorgänge Kohlensäure freigemacht wird. In solchen Böden gibt die Bestimmung der Diffusionsgeschwindigkeit ein gutes Maß für die Kohlensäureatmung des Bodens. Die (scheinbaren) Diffusionskonstanten betragen in Lehm Böden in natürlicher Lagerung 2,535 bis  $32,750 \cdot 10^{-8}$ , die Diffusionsgeschwindigkeit ist eine lineare Funktion von der Porosität.

Der Zusammenhang zwischen der Struktur des Bodens und der Gasbewegung durch seine Poren wurde untersucht durch Bestimmung der Luftdurchlässigkeit unter dem Einfluß eines Druckabfalles. T. F. BUEHRER<sup>3</sup> findet dabei Werte, die der Annahme entsprechen, daß das STOKESsche Gesetz auch für ein System von ruhig lagernden Körnern anwendbar ist, durch das ein Gasstrom sich hindurchbewegt. Im einzelnen findet er, daß die durch den Boden geströmte Gasmenge proportional dem Druckabfall, dem Querschnitt der Partikeln und dem Querschnitt der durchflossenen Probe und entgegengesetzt proportional der Länge des Strömungsweges und der Viskosität des untersuchten Gases ist. Außerdem enthält die Gleichung einen Faktor, der für jeden Boden verschieden, aber praktisch in einem weiten Druck- und Temperaturbereich konstant ist und demnach ein Charakteristikum für den untersuchten Boden darstellt. Diese Konstante ist klein für dichte und groß für poröse Böden, jedoch nicht proportional der Porosität, da nicht alle Poren für den Gasstrom zur Verfügung stehen. Beim Vermischen von grobem Sand und Lehm oder sehr feinem Sand nimmt die Konstante sehr rasch ab und erreicht bei etwa 30% der feineren Konstituente praktisch den Wert Null. Diese Tatsache wurde bereits von A. KUHNKE<sup>4</sup> aufgefunden. F. ZUNKER<sup>5</sup> und J. KOZÉNY<sup>6</sup> suchten weiterhin den Zusammenhang dieser Bodenkonstanten mit der Porosität und der mechanischen Zusammensetzung des Bodens festzustellen. Die Messungen wurden meistens mit Flüssigkeiten angestellt und sind daher nicht ohne weiteres auf Gase zu übertragen. Es ist demnach die Durchlässigkeit weiterhin nach ZUNKER entgegengesetzt proportional dem Quadrate der spezifisch wirksamen Oberfläche, nach KOZÉNY dem Dispersitätsgrad, und sie ist abhängig vom wirksamen Porenvolumen, d. h. dem Gesamtporenvolumen nach Abzug des nichtspannungsfreien Volumens, dessen Adhäsionswasser an der Strömung nicht teilnimmt, und, im Falle der Messung mit Flüssigkeiten, nach Abzug der gasgefüllten Poren. Diese Abhängigkeit findet KOZÉNY proportional der dritten Potenz, ZUNKER proportional dem Quadrate des wirksamen Porenvolumens, ohne daß eine genauere Feststellung auf Grund der Versuchsdaten

<sup>1</sup> JACCARD, P.: Variation du CO<sub>2</sub> atmosphérique au voisinage de la végétation. Amer. J. Physiol. **90**, 399 (1929).

<sup>2</sup> SMITH, F. B., u. P. E. BROWN: Die Diffusion der Kohlensäure durch den Boden. Soil Sci. **36**, 403 (1933).

<sup>3</sup> BUEHRER, T. F.: The movement of gases through the soil as a criterion of soil structure. Arizona Sta. Techn. Bull. **39** (1932).

<sup>4</sup> KUHNKE, A.: Die Luftdurchlässigkeit in Abhängigkeit von dem Luftvolumen bei Sand-Lehm-Gemischen. Wiss. Arch. Landw. A **4**, 107 (1930).

<sup>5</sup> ZUNKER, F.: Die Durchlässigkeit des Bodens. Z. Pflanzenernähr A **25**, 1 (1932) — Über die Kapillarität des Bodens. Ernährg Pflanze **28**, 437 (1932).

<sup>6</sup> KOZÉNY, J.: Über Bodendurchlässigkeit. Die Wasserwirtschaft. 1931 — Z. Pflanzenernähr A **28**, 54 (1933).

möglich wäre, da der Bestimmung der Kapillarität zu große Mängel anhaften. Auf Grund dieser Untersuchungen ergibt sich nach ZUNKER für die Durchlässigkeit  $k_0$  des Bodens:

$$k_0 = \frac{Q^l \eta}{h F} = \frac{\mu}{V_{cm}^2} \left( \frac{\phi_0}{1 - \phi} \right),$$

während die KOZÉNYsche Formel, die den Vorzug der Dimensionsrichtigkeit hat, für eine Flüssigkeit der Dichte  $\rho$  und mit der Zähigkeit  $\eta$  lautet:

$$k = \frac{\rho \cdot g}{c \cdot \eta \cdot \Delta^2} \frac{(\phi - \phi_1)^3}{(1 - \phi)^2}.$$

Dabei bedeuten  $\mu$  und  $c$  je einen Formbeiwert, in dem die Abweichung der wahren Bodenteilchen von der für das STOKESsche Gesetz notwendigen idealen Kugelgestalt enthalten ist,  $\phi$  das Porenvolumen,  $\phi_0$  das wirksame,  $\phi_1$  das unwirksame Porenvolumen,  $V_{cm}^2$  die spezifisch wirksame Oberfläche und  $\Delta$  den Dispersitätsgrad des Bodens<sup>1</sup>.

F. ROLL<sup>2</sup> untersuchte den Einfluß der Temperatur auf die Gasdurchlässigkeit. Sie steigt mit der Temperatur bis zu einem Höchstwert, der bei etwa 800° erreicht wird. Größere Sande erreichen allerdings den Endwert früher, er ist aber auch verhältnismäßig bei ihnen am größten. An einem Sand mit etwa 21,5% Ton verfolgte ROLL weiterhin den Einfluß der Feuchtigkeit. Diese Mischung zeigte ein scharfes Maximum der Durchlässigkeit bei 5% H<sub>2</sub>O, z. B.:

% H <sub>2</sub> O	Durchlässigkeit (relative Zahlen)
0	16
5	100—120
10	40—50
15	20—30

Die Durchlässigkeit für CO<sub>2</sub> wurde größer als die für O<sub>2</sub> gefunden, die Werte für Luft lagen dazwischen. Entsprechend der Wichtigkeit der Durchlüftung des Bodens für den Pflanzen- und Waldbau liegen wieder eine Reihe von Untersuchungen über die Veränderung derselben durch Kulturmaßnahmen vor. J. APSITS<sup>3</sup> betont, daß gerade die nichtkapillare Porosität, die ja für die Durchlüftung besonders wesentlich ist, durch Bearbeitungsmaßnahmen, besonders durch den Pflug, vergrößert werden kann, während die kapillare Porosität eine gegebene Größe ist, die auf diese Weise nur vorübergehend geändert werden kann und nur durch Eingriffe in den Chemismus dauernd verändert wird. Die Steigerung der Durchlüftung durch die Gare betonen A. KUHNKE<sup>4</sup> und R. LANG<sup>5</sup>, N. KURTIKOV<sup>6</sup> und V. S. BYSTROV<sup>7</sup> finden von Wiese, Ackerland und Brache die beste Durchlüftung bei der letzteren. Die Beziehungen zwischen Durchlüftung und Ernte untersuchte J. APSITS<sup>8</sup>, den Einfluß des Kahlschlages auf die Durchlüftung und die damit in nahem Zusammenhang stehende Nitratbildung D. FEHÉR<sup>9</sup>, der zu dem Ergebnis kommt, daß beide Vorgänge dadurch

<sup>1</sup>  $k_0$  und  $k$  sind verschieden definiert!

<sup>2</sup> ROLL, F.: Die Gasdurchlässigkeit von Sanden und Böden in höheren Temperaturen und bei verschiedenen Gasen. Z. Pflanzenernährg A **23**, 392 (1932).

<sup>3</sup> APSITS, J.: Der Einfluß künstlicher und natürlicher Faktoren auf die Struktur des Bodens. Z. Pflanzenernährg **42**, 1 (1936).

<sup>4</sup> KUHNKE, A.: Ein Beitrag zur Wirkung der Gare und des Frostes. Wiss. Arch. Landw. A **3**, 647 (1929).

<sup>5</sup> LANG, R.: Echte und unechte Krümelung und Gare. Forstwiss. Zbl. **53**, 309, 351, 392 (1931).

<sup>6</sup> KURTIKOV, N.: Untersuchungen über die Dynamik der physikalischen Eigenschaften des Bodens bei verschiedenen Kulturbedingungen nach Beobachtungen bei dem Versuchsfeld des agronomischen Instituts in Odessa. Ann. Sci. agronom. franç. **46**, 461 (1929).

<sup>7</sup> BYSTROV, V. S.: Beitrag zum Studium der physikalischen Eigenschaften der kastanienfarbigen Böden in verschiedenen Kulturzuständen. J. exper. Landw. südosteurop. Rußlands **6**, 133 (1928).

<sup>8</sup> APSITS, J.: Die Dynamik der physikalischen Eigenschaften des Bodens und dessen Fruchtbarkeit. Landw. Jb. **78**, 895 (1933).

<sup>9</sup> FEHÉR, D.: Über den Einfluß des Kahlschlages auf den Verlauf der biologischen und biochemischen Prozesse im Waldboden. Forstl. Wschr. Silva **19**, 185, 193 (1931).

verbessert werden. J. T. AUTEN<sup>1</sup> fand die Porosität von Waldböden um 10—30% größer als die von gleichartigen Feldböden. Den Einfluß der Dränung auf die Durchlüftung der Moore behandelt FR. BRÜNE<sup>2</sup>. Über die Veränderung der Luftdurchlässigkeit durch Zusammenpressen des Bodens teilt H. BURGER<sup>3</sup> eine Beobachtung mit, die er in einem Ferienlager machen konnte, wo der Boden durch die Fußtritte der Menschenmenge stark zusammengepreßt worden war. Während das Porenvolumen in einem Zeitraum von zehn Jahren von 62 auf 53%, die Luftkapazität von 18,5 auf 10,5% gesunken war, hatte die Durchlässigkeit um 75—95% abgenommen. Die Wirkung erstreckte sich aber nur auf die obersten 20 cm. Im Gegensatz dazu steht der Befund, den A. BERTHELOT<sup>4</sup> ermittelte, als er im Modellversuch Sand- und Tonboden mit Drucken von 1,5 und 2 kg/cm<sup>3</sup> belastete. Während die Luftdurchlässigkeit des Sandbodens kaum verändert wurde, stieg die des Tones sogar erheblich an.

Unter den Möglichkeiten der Adsorption an Böden, die K. K. GEDROIZ<sup>5</sup> unterscheidet, kommen für die Adsorption von Gasen hauptsächlich die physikalische, die physikalisch-chemische (polare) und die chemische Adsorption in Frage. Überlagert werden diese Erscheinungen durch die Lösung der Gase in dem am Boden adsorbierten Wasser. Die Bestimmung der Adsorption von Gasen erfolgt im Prinzip nach dem Verfahren von A. TITOFF, das von W. NEUMANN<sup>6</sup> vereinfacht und verbessert wurde; es beruht auf der Verfolgung der Druck- und Temperaturänderung eines über dem Adsorbens eingeschlossenen Gasvolumens. Die Adsorption von Dämpfen erfolgt nach dem MITSCHERLICHschen Verfahren der Hygroskopizitätsbestimmung<sup>7</sup>. Die Menge des adsorbierten Gases ist abhängig vom Druck, der Temperatur und von der Natur und Vorgeschichte des Adsorbens. Da je nach der Natur des Gases physikalische, polare oder Chemisorption vorwiegend in Erscheinung tritt, ändern sich diese Gesetzmäßigkeiten. Bei indifferenten Gasen steigt bei konstanter Temperatur die sorbierte Menge einfach proportional mit dem Gasdruck. Dies zeigten H. WIESSMANN und W. NEUMANN<sup>6</sup> sowie J. DIEKMANN<sup>8</sup> für Stickstoff bei Zimmertemperatur, P. H. EMMETT, S. BRUNAUER und K. S. LOVE<sup>9</sup> für Argon und Stickstoff bei -183°, für Stickstoff und Sauerstoff bei 0°. Der Temperaturkoeffizient der Sorption ist unabhängig von Herkunft und Wassergehalt des Untersuchungsmaterials, dagegen steht er nach dem Gesetz von CLAUSIUS und CLAPEYRON in Beziehung zur Sorptionswärme. Der Wassergehalt der Proben beeinflusst die

<sup>1</sup> AUTEN, J. T.: Porosität und Wasseradsorption bei Waldböden. U. S. Dep. Agricult. J. agricult. Res. **46**, 997 (1933).

<sup>2</sup> BRÜNE, FR.: Die bodenkundlichen Grundlagen der Moordränung. Verh. 6. Komm. internat. bodenkundl. Ges. A **1932**, 280.

<sup>3</sup> BURGER, H.: Physikalische Eigenschaften von Wald- und Freilandboden. IV. Ferienlager und Waldboden. Mitt. schweiz. Centralanst. forstl. Versuchswes. **17**, 299 (1932).

<sup>4</sup> BERTHELOT, A., R. FAILLETAZ u. G. AMOUREUX: Beitrag zur Kenntnis des Einflusses der Pressung des Bodens auf seine physikalischen Eigenschaften. C. r. 4. Sem. Internat. Mach. Ferme **1932**, 137.

<sup>5</sup> GEDROIZ, K. K.: Die Lehre vom Adsorptionsvermögen der Böden. Dresden 1931.

<sup>6</sup> WIESSMANN, H., u. W. NEUMANN: Gassorption an Bodenkomponenten und Böden. I. Ein Beitrag zur Bodenphysik. Z. Pflanzenernährg **40**, 49 (1935).

<sup>7</sup> Vgl. auch J. L. PORTER: Eine neue Methode zur Gewinnung von Daten für die Sorption von Dämpfen an festen Stoffen. J. physic. Chem. **37**, 361 (1933).

<sup>8</sup> DIEKMANN, J.: Gassorption an Braunkohlen. Bodenkte u. Pflanzenernährg **2**, 315 (1936).

<sup>9</sup> EMMETT, P. H., S. BRUNAUER u. K. S. LOVE: The measurement of surface areas of soils and soil colloids by the use of low temperature van der Waals adsorption isotherms. Soil Sci. **45**, 57 (1938).

Menge des sorbierten Gases stark. WIESSMANN und NEUMANN fanden bei der Untersuchung von Eisenoxyd, Tonerde und Kieselsäure eine Zunahme der Sorption von Stickstoff und, wenn auch nicht ganz so stark, von Sauerstoff bei zunehmender Entwässerung (Alterung), falls dabei nicht Kristallisationserscheinungen auftreten, die die Oberfläche verkleinern und schließlich eine weitere Gasaufnahme gänzlich verhindern. Bei Böden fällt gleichfalls die sorbierte Gasmenge mit zunehmendem Wassergehalt, und naturfeuchte Böden (z. B. ein Buntsandsteinboden mit 9% Wasser) sorbieren überhaupt keinen Stickstoff mehr, höchstens löst er sich im Bodenwasser auf. Dagegen wird im Verlaufe von Trockenperioden Gas absorbiert, das dann späterhin die Wiederbenetzung erschwert. Die Abhängigkeit der sorbierten Gasmenge vom Feuchtigkeitsgehalt wurde von M. TSCHAPEK<sup>1</sup> mathematisch formuliert. Es ist die adsorbierte Luftmenge  $y$ :

$$y = e^{-c_1x+c_2},$$

wo  $x$  die vorhandene Wassermenge und  $c_1$  und  $c_2$  zwei Konstanten bedeuten. Die Adsorption von Sauerstoff erfolgt im allgemeinen bei Böden nach denselben einfachen Gesetzen wie die des Stickstoffs. Im Falle der organischen Substanz fand allerdings J. DIEKMANN<sup>2</sup> Unregelmäßigkeiten, die durch Oxydationserscheinungen hervorgerufen worden waren. Bei der Adsorption an Eisenoxyd, Tonerde und Kieselsäure sowie an Böden fanden WIESSMANN und NEUMANN keine solche Abweichungen, doch wird Luft etwas weniger sorbiert, als es die Berechnung aus den Sorptionszahlen für  $O_2$  und  $N_2$  erwarten ließe. Sauerstoff wird nach ihren Befunden allgemein etwas weniger stark sorbiert als Stickstoff, zum mindesten von den trockenen Substanzen, während bei den Kieselsäuregelehen auf Grund des Wassergehaltes das Verhältnis N : O kleiner als 1 ist. Es wird auch in diesem Falle bei zunehmender Entwässerung allmählich größer. Bei reiner Adsorption muß nach O. SCHMIDT<sup>3</sup> bei gleichen Versuchsbedingungen die Menge der adsorbierten Gase in folgender Weise in Beziehung zur Verdampfungswärme stehen:

$$\log c = a \cdot \lambda - b$$

$c$  = adsorbierte Gasmenge,  $\lambda$  = Verdampfungswärme.

Bei Kohlensäure und Ammoniak, die auf Grund ihrer polaren Natur nicht nur rein physikalisch auf Grund der Oberflächenspannung adsorbiert werden, sondern außerdem mit einzelnen Bestandteilen des Bodens chemisch reagieren und schließlich noch im Bodenwasser in erheblichem Maße löslich sind, verläuft die Adsorption nicht mehr proportional dem Gasdruck. H. KURON<sup>4</sup> schließt aus den Zahlenergebnissen seiner Versuche, daß die Adsorption von  $CO_2$  bei konstanter Temperatur in diesem Falle der Adsorptionsgleichung von OSTWALD und FREUNDLICH  $a = x \cdot p^{1/n}$  gehorcht, wenn er auch kleine Abweichungen von dieser Gesetzmäßigkeit regelmäßig feststellt; der Wert von  $1/n$  wird nämlich bei steigendem Druck allmählich kleiner. Durch Messungen an Braunkohlen, bei denen die Adsorption bedeutend stärker ist als bei Böden, konnte dagegen J. DIEKMANN<sup>5</sup> dartun, daß der Verlauf der Isothermen für Kohlensäure und Ammoniak asymptotisch ist, da sich die physikalische und die Chemosorption (samt der Lösung im

<sup>1</sup> TSCHAPEK, M.: Über den Druck, unter dem die an der Oberfläche eines Adsorbens (Kohle oder Boden) gebundene Luft steht. *Pedology* **26**, 57 (1931).

<sup>2</sup> DIEKMANN, J.: a. a. O. S. 317.

<sup>3</sup> Zitiert nach J. DIEKMANN: a. a. O. S. 323.

<sup>4</sup> KURON, H.: Adsorption von Gasen und Dämpfen an Böden und Tonen und ihre Verwendung zur Oberflächenermittlung dieser Stoffe. *Kolloidchem. Beih.* **36**, 178 (1932).

<sup>5</sup> DIEKMANN, J.: a. a. O. S. 315.

Bodenwasser) überlagern. Die Richtung der Asymptote entspricht der reinen Adsorption (Proportionalität zwischen Druck und adsorbierter Gasmenge), die bei höheren Drucken, wo der Anstieg der Chemosorption nur noch ganz geringfügig ist, stark überwiegt. Das Verhältnis von physikalischer Adsorption zur Chemosorption berechnet er auf Grund der oben genannten Formel von O. SCHMIDT aus den Verdampfungswärmen und der gemessenen Adsorption des Stickstoffs:

$p_H$		N <sub>2</sub> reine Adsorption	CO <sub>2</sub>		NH <sub>3</sub>	
			Gesamt- adsorption	reine Adsorption berechnet	Gesamt- adsorption	reine Adsorption berechnet
2,32	Braunkohle, feucht . . .	222 · 10 <sup>-5</sup>	317 · 10 <sup>-4</sup>	133,0 · 10 <sup>-4</sup>	698 · 10 <sup>-3</sup>	26,7 · 10 <sup>-3</sup>
2,23	Braunkohle, trocken . . .	170	268	102,0	780	20,4
2,20	Humusdünger-Rohstoff . . .	111	261	66,6	842	13,3
2,13	Kasseler Braun . . . . .	67	295	40,2	802	8,04

Da nach der oben erwähnten Beziehung zwischen Verdampfungswärme und sorbierter Menge das Verhältnis der Sorption von verschiedenen Gasen eine von der Natur des Sorbens unabhängige Konstante ist, wenn nur reine physikalische Sorption stattfindet, so ist es möglich, auf Grund des durch Messungen von A. TIHOFF u. a. schon bekannten Adsorptionsverhältnisses

$$N_2 : CO_2 : NH_3 = 1 : 6 : 12$$

den Anteil der reinen Adsorption aus der gemessenen N-Adsorption zu berechnen: Er beträgt bei 25° C für CO<sub>2</sub> 1,2—28%, für NH<sub>3</sub> nur 1—3,7% der Gesamtadsorption. Der starke Einfluß der Chemosorption macht sich auch in der  $p_H$ -Abhängigkeit der Sorption geltend. Mit steigender Wasserstoffionenkonzentration fällt die Kohlensäure- und steigt die Ammoniakaufnahme. Dies gilt aber nur für Substanzen, die in ihren chemischen und physikalischen Eigenschaften nahe verwandt sind. Sonst gehen CO<sub>2</sub>- und NH<sub>3</sub>-Aufnahme einigermaßen parallel, wie dies die folgende Tabelle von K. SHIBUYA und H. SAEKI<sup>1</sup> zeigt:

Böden	Sorptionsmenge je 1 g Boden in cm <sup>3</sup>	
	NH <sub>3</sub>	CO <sub>2</sub>
Humusboden (16 % Humus) . . .	78,5	4,6
Lateritboden . . . . .	20,0	1,9
„Kantenden“-Boden . . . . .	22,9	1,2
Tonschieferboden . . . . .	22,1	0,7
Sandstein-Schieferton-Boden . . .	13,2	0,4
Huminsäure-Merck . . . . .	199,6	4,6

Das Verhältnis von Ammoniak zu Kohlensäure ist hier ähnlich wie bei den von DIEKMANN untersuchten Braunkohlen, etwa 20 : 1. Als wichtigstes Sorbens im Boden erweist sich der Humus. Die Abhängigkeit vom  $p_H$  tritt auch hier durch den besonders großen Wert für Ammoniak bei der Huminsäure zutage. H. KURON<sup>2</sup> fand, daß die Adsorption von Kohlensäure an Ton ähnlich wie die des Wassers von der Ionenbelegung abhängig ist. Es ergab sich dabei die Reihenfolge Mg-, Ca-, H-, K-, Ba-, Li-Ton, wobei der Li-Ton am wenigsten adsorbiert. Als Ursache hierfür nimmt KURON die Veränderung der für die CO<sub>2</sub>-Moleküle erreichbaren Oberfläche durch die verschiedene Koagulationswirkung der Ionen an.

<sup>1</sup> SHIBUYA, K., u. H. SAEKI: Über die Sorption von Gasen an Böden. Labor. Bodenkde Taihoku Univ., Taiwan 1936. Zitiert nach Z. Pflanzenernähr 42, 115 (1936).

<sup>2</sup> KURON, H.: a. a. O. S. 239.

Über die Adsorption des Wasserdampfes sind in jüngerer Zeit eine Reihe von Untersuchungen angestellt worden, die sich vor allem mit dem Verlauf der Adsorption bei steigendem Dampfdruck und konstanter Temperatur und der Deutung der dabei auftretenden Erscheinungen befassen. Auf Grund von Untersuchungen an Modellkörpern von einfacherer Bauart, die dann mit den Befunden verglichen wurden, die er an Böden erhielt, konnte H. KURON<sup>1</sup> zunächst drei Stufen der Wasseraufnahme bei steigendem Druck aus den erhaltenen Kurvenbildern entnehmen: 1. Oberflächenadsorption, 2. Füllung der Kapillaren, 3. Füllung größerer Hohlräume durch Kondensation. Bei Böden, wo ein stetiger Übergang von Hohlräumen kapillarer Größenordnung zu den weiteren Poren vorhanden ist, können sich nur die ersten beiden Stufen in den Kurven bemerkbar machen. Das Bild, das man auf diese Weise erhält, entspricht etwa der Darstellung in Abb. 1 auf S. 151. Bis zum Wendepunkt gilt für die Kurve die OSTWALDSche Adsorptionsisotherme, und deswegen ist damit zu rechnen, daß bis zu diesem Punkte wesentlich nur Oberflächenadsorption ohne Kapillarkondensation eintritt, entsprechend den Feststellungen bei der Adsorption von Kohlensäure. Bei allen untersuchten Böden lag der Wendepunkt fast genau bei dem Wasserdampfdruck der 50proz. Schwefelsäure, so daß von KURON die Wasseraufnahme an diesem Punkte zur Charakterisierung der Oberflächenentwicklung eines Bodens an Stelle der Hygroskopizität nach MITSCHERLICH vorgeschlagen wurde. Die Wasseraufnahme bis zum Wendepunkt ist größer bei kleineren Korngrößen, während sie jenseits des Wendepunktes bei Böden mehr als bei Tonen ansteigt. Sie setzt sich additiv aus derjenigen der verschiedenen Korngrößen eines Bodens zusammen. Im Verfolge ihrer Untersuchungen über die Austauschkapazität der Böden gelangten P. VAGELER und F. ALTEN<sup>2</sup> zu dem Schluß, daß die nach MITSCHERLICH bestimmte Hygroskopizität im wesentlichen das Hydratationswasser der Schwarmionen umfaßt. Diese Beziehung wurde bestätigt von H. KURON<sup>3</sup>, P. SZIGETI<sup>4</sup>, S. KÜHN<sup>5</sup>, S. ALJESCHIN<sup>6</sup> u. a. Auf Grund ähnlicher Erwägungen teilt A. N. PURI<sup>7</sup> das bei steigendem Dampfdruck aufgenommene Wasser in 1. Hydratationswasser (bis 10% Luftfeuchtigkeit), 2. kapillar gebundenes Wasser (10–70%) und 3. Wasser, das zwischen größeren Bodenaggregaten festgehalten wird (über 70%). Nach H. JANERT<sup>8</sup> „kann die in der Hygroskopizität gemessene Wassermenge keinesfalls mit dem Hydratationswasser identisch sein. Die Hygroskopizität schließt zwar sicher das Hydratationswasser der sorbierten Kationen mit ein, muß aber zum überwiegenden Teil auf andere Ursachen, im wesentlichen wohl Kapillarkapazitäten zurückgeführt werden“. Eine Abgrenzung des Hydratationswassers

<sup>1</sup> KURON, H.: Versuche zur Feststellung der Gesamtoberfläche an Erdböden, Tonen und verwandten Stoffen. Z. Pflanzenernährg A **38**, 179 (1930).

<sup>2</sup> VAGELER, P., u. F. ALTEN: Die Böden des Nil und Gash. II. Z. Pflanzenernährg A **21**, 323 (1931).

<sup>3</sup> KURON, H.: Adsorption von Gasen und Dämpfen an Böden und Tonen und ihre Verwendung zur Oberflächenermittlung dieser Stoffe. Kolloid-Beih. **36**, 178 (1932) — Versuche zur Feststellung der Gesamtoberfläche an Erdböden, Tonen und verwandten Stoffen. IV. Z. Pflanzenernährg A **24**, 257 (1932) — . . . VIII. Ebenda **45**, 352 (1936).

<sup>4</sup> SZIGETI, P.: Über die sog. negative Adsorption und Dampfdruckisothermen an Permutiten und Tonen. Kolloid-Beih. **38**, 99 (1933).

<sup>5</sup> KÜHN, S.: Über die Beziehung zwischen Hygroskopizität, adsorbierten Basen und einigen physikalischen Eigenschaften bei Böden. Z. Pflanzenernährg A **26**, 357 (1932).

<sup>6</sup> ALJESCHIN, S.: Über die Beziehungen zwischen der Adsorptionsfähigkeit und dem hygroskopischen Wasser im Boden. Chemisation soz. Landw. **2**, 37 (1934).

<sup>7</sup> PURI, A. N.: Ein neues Verfahren zur Bestimmung des Tongehalts von Böden mit Hilfe der Wasseradsorption bei 70% Luftfeuchtigkeit. Soil Sci. **33**, 405 (1932).

<sup>8</sup> JANERT, H.: Kationenaustausch und Wasseradsorption von Böden. Z. Pflanzenernährg A **34**, 100 (1934).

von dem durch Oberflächenadsorption festgehaltenen versucht H. KURON<sup>1</sup> dadurch zu erhalten, daß er in einem Ton die austauschfähigen Kationen durch einen nicht abdissoziierenden basischen Farbstoff (Methylenblau) ersetzt. Dadurch verändert sich der Verlauf der Adsorptionsisotherme insofern, als der Wendepunkt bei einem viel niedrigeren Wassergehalt liegt, während sich die Isotherme in ihrem späteren Verlaufe wieder der des ursprünglichen (Ca-) Tones nähert, wodurch die Annahme, daß dieser Kurventeil oberhalb des Wendepunktes die Kapillarkondensation darstellt, eine Bestätigung erhält. Wegen weiterer Einzelheiten, sowie über die Frage des Zusammenhanges zwischen Hygroskopizität und Benetzungswärme muß auf die Zusammenfassung von F. ALTEN<sup>2</sup> verwiesen werden. Die Dichte des von Kieselsäuregeladen adsorbierten Wassers ist nach D. T. EWING und C. H. SPURWAY<sup>3</sup> bis zu einem Wassergehalt von 4,36% größer als die flüssigen Wassers derselben Temperatur von 25°. M. W. TSCHAPEK<sup>4</sup> bestimmte sie für den zuerst adsorbierten Anteil zu 1,7 und machte eine einfache lineare Beziehung zwischen der Verdichtung in cm<sup>3</sup>/Bodenmenge und der Benetzungswärme wahrscheinlich.

### Das Verhalten des Bodens gegen Wärme.

Zur Messung von Bodentemperaturen<sup>5</sup> stehen im wesentlichen drei Methoden zur Verfügung: Thermoelemente oder elektrische Widerstandsthermometer, Messung der Temperatur von aus dem Boden gesaugter Luft und Flüssigkeitsthermometer. Die Hauptfehlerquellen sind: 1. Zu große Ausdehnung des Apparatenteils, der die Wärme aufnimmt, wodurch einerseits nicht die Temperatur einer einzigen Bodentiefe, sondern nur das Mittel aus der ganzen Schicht gemessen wird, und zum andern bei hohen Temperaturgradienten infolge der zu großen Wärmekapazität der Meßinstrumente zu langsame Anzeige erfolgt; 2. Wärmezu- oder -ableitung durch die äußeren Teile der Apparatur. Dazu tritt bei selbstregistrierenden Thermographen fehlerhaftes Funktionieren des Registrierinstrumentes bei extremen Außentemperaturen, und bei Messungen an der Bodenoberfläche der Einfluß der Strahlung. Für schnelle und exakte Bestimmungen haben sich Thermoelemente am besten bewährt.

Da die allgemeinen Gesetzmäßigkeiten der Temperaturverteilung und Wärmebewegung im Boden bereits von J. SCHUBERTH<sup>6</sup> zur Genüge behandelt wurden, mag sich im folgenden die Darstellung auf die Wiedergabe des in den letzten Jahren gewonnenen Zahlenmaterials beschränken. Die täglichen Schwankungen der Temperatur werden nach der Tiefe zu abgeschwächt und verzögert. Infolge der Abschwächung machen sich Temperaturschwankungen von 1° an der Oberfläche nach O. HEUSER<sup>7</sup> in 17 cm Tiefe in einem Ackerboden schon nicht mehr

<sup>1</sup> KURON, H.: Versuche zur Feststellung der Gesamtoberfläche an Erdböden, Tonen und verwandten Stoffen. VII. Die Wasserbindung an einem mit nichtdissoziierenden Kationen gesättigten Ton. *Z. Pflanzenernährg A* **36**, 282 (1934).

<sup>2</sup> Vgl. diesen Band S. 150 u. f.

<sup>3</sup> EWING, D. T., u. C. H. SPURWAY: The density of water adsorbed on silica gel. *J. amer. chem. Soc.* **52**, 4635 (1930).

<sup>4</sup> TSCHAPEK, M. W.: Die Dichte des durch den Boden adsorbierten Wassers. *Z. Pflanzenernährg A* **34**, 265 (1934).

<sup>5</sup> Zur Meßmethodik siehe: MAIL, G. A.: *Soil Sci.* **35**, 285 (1933); **40**, 285 (1935); **43**, 27 (1937). — TURNAGE, W. V.: *Soil Sci.* **43**, 475 (1937). — BRAZIER, C. E., u. L. EBLÉ: *C. r. Acad. Agricult. France* **19**, Nr 30 (1933). — KODAIRA, Y.: *Geophysic. Mag.* **2**, 167 (1930). — EBLÉ, L.: *Annales agronom.* **6**, 659 (1936). — KERÄNEN, J.: Wärme- und Temperaturverhältnisse der obersten Bodenschichten. In A. NIPPOLDT, J. KERÄNEN u. E. SCHWEIDLER: Einführung in die Geophysik **2**, 191 u. 201f.

<sup>6</sup> Vgl. dieses Handbuch **6**, 342ff. (1930).

<sup>7</sup> HEUSER, O.: Untersuchungen über den Temperaturverlauf im Ackerboden. *Z. Pflanzenernährg B* **9**, 552 (1930).

bemerkbar. A. SMITH<sup>1</sup> sowie A. P. KANDASAMY<sup>2</sup> fanden die untere Grenze periodischer Temperaturschwankungen innerhalb von 24 Stunden bei 24 Inches (61 cm), E. M. FITTON und CH. F. BROOKS<sup>3</sup> bei 3 Fuß (91 cm). Die Verzögerung des Eintritts der Extreme beträgt in 1,25 cm Tiefe knapp eine Stunde (A. SMITH<sup>4</sup>), in 20 cm 5–6 Stunden (O. HEUSER). In der Tiefe von einem Fuß fand A. P. KANDASAMY das Tagesmaximum zwischen 8 und 9 Uhr abends, das Minimum zwischen 10 und 11 Uhr vormittags.

Während auf unbedecktem Boden infolge der Sonneneinstrahlung das Maximum an der Bodenoberfläche früher erreicht wird als in der Luft, wird sein Eintritt durch Rasenbedeckung verzögert. In Kew betrug diese Verzögerung nach H. L. WRIGHT<sup>5</sup> etwa 1½ Stunden, gleichzeitig betrug in allen Tiefen der Unterschied zwischen den Extremen nur die Hälfte desjenigen im unbedeckten Boden, und die täglichen Schwankungen machten sich im Winter nur bis 30, im Sommer nur bis 50 cm Tiefe, im Gegensatz zum kahlen Boden, wo die doppelten Werte erreicht wurden, bemerkbar. Im allgemeinen erniedrigt eine Vegetationsdecke die Bodentemperatur<sup>6</sup>, doch wird diese Wirkung wesentlich nur durch die starke Abschwächung der Temperaturmaxima hervorgerufen, denn die Minima liegen vielfach höher als die im unbedeckten Boden<sup>7</sup>. Noch deutlicher sind die durch die fehlende Ein- und Ausstrahlung bedingten Erscheinungen im Walde. L. HERR<sup>8</sup> beschreibt sie folgendermaßen: „Diese Unterschiede sind dadurch bedingt daß im Freien die Bodenoberfläche selbst die aktive Strahlungsfläche ist, die bei Tage stark erwärmt und nachts abgekühlt wird, während dagegen im Walde die Kronen der Bäume die aktive Strahlungsfläche sind. Im Walde geschieht daher die Erwärmung und Abkühlung der Oberfläche durch vertikalen Massenaustausch und Advektion. Die Größe der Erwärmung hängt deshalb im ersten und wichtigsten Fall von der Mächtigkeit der Luftmasse zwischen den Kronen der Bäume und dem Boden ab, die überbrückt werden muß. In der vertikalen Temperaturverteilung treten deshalb Unterschiede auf, weil zunächst die Oberflächentemperaturen sehr verschieden sind und im Walde noch dazu ein guter Wärmeisolator in Form der Nadeldecke vorhanden ist, die die Wärme nur schlecht in den Boden eindringen und austreten läßt.“ Dementsprechend werden die Extreme auf einen Bruchteil derjenigen abgeschwächt, die im Freien auftreten, und die täglichen Schwankungen machen sich nur in den obersten Zentimetern des Bodens bemerkbar. Als Beispiel

<sup>1</sup> SMITH, A.: Vergleich der Tages- und Nachttemperaturen des Bodens und der Luft. *Hilgardia* **4**, 241 (1929)

<sup>2</sup> KANDASAMY, A. P.: Untergrundtemperaturen in Colombo. *Trop. Agricult. (Ceylon)* **89**, 206 (1937).

<sup>3</sup> FITTON, E. M., u. CH. F. BROOKS: Bodentemperaturen in den Vereinigten Staaten. *Monthly Weather Rev.* **59**, 6 (1931).

<sup>4</sup> SMITH, A.: Tägliche und jährliche Temperaturschwankungen in Davis, Kalifornien. *Soil Sci.* **28**, 457 (1929) — *Hilgardia* **4**, 77 (1929).

<sup>5</sup> WRIGHT, H. L.: Die Veränderung der Bodentemperatur unter Rasen. *Mem. roy. Met. Soc.* **4**, 31 (1931).

<sup>6</sup> JOHNSON, N. K., u. E. L. DAVIES: Temperaturmessungen an der Oberfläche verschiedener Bodenarten. *J. roy. Met. Soc.* **53**, 45 (1927). — KAMENEVA, A.: Einfluß einer Pflanzendecke (Winterweizen) auf die Temperatur der Bodenoberfläche und die Temperatur und Feuchtigkeit der Luft. *Sap. Leningrad. Selsk. chos. Inst.* **5**, 43 (1929).

<sup>7</sup> RAMDAS, L. A., u. R. K. DRAVID: Bodentemperaturen. *Current Sci.* **3**, 266 (1934). — HEILIG, H.: Untersuchungen über Klima, Boden und Pflanzenleben des Zentralkaiserstuhls. *Z. Bot.* **24**, 225 (1930/31). — SCHREVE, F.: Physikalische Bedingungen in Sonne und Schatten. *Ecology* **12**, 96 (1931).

<sup>8</sup> HERR, L.: Bodentemperaturen unter besonderer Berücksichtigung der äußeren meteorologischen Faktoren. *Diss. Leipzig* 1936.



seien die Maxima und Minima eines Tages im Juli im Freien und im Walde nach L. HERR wiedergegeben:

	Luft	Oberfl.	0,0 cm <sup>1</sup>	2,5 cm	5,0 cm	7,5 cm	10 cm	15 cm	20 cm	25 cm	35 cm	70 cm	100 cm
Im Walde:													
Maximum	26,5	23,6	16,7	15,1	14,9	14,2	13,7	13,3	13,3	12,7	12,3	10,9	10,5
Minimum	13,0	13,0	12,8	13,0	13,0	12,8	12,7	12,8	12,6	12,5	12,3	10,9	10,5
Im Freien:													
Maximum	37,7	41,3		35,0	28,2	25,5	23,7	22,6	21,8		19,6	16,5	15,0
Minimum	10,7	12,7		16,0	17,3	18,3	18,4	18,2	18,0		17,5	15,7	14,5

Gegenüber der Lufttemperatur und der Ein- und Ausstrahlung spielen alle übrigen Klimafaktoren nur eine untergeordnete Rolle für die Beeinflussung der Bodentemperatur. J. SIEGENTHALER<sup>2</sup> untersuchte den Einfluß von Sonnenscheindauer, Bewölkung und Niederschlag und fand folgende Korrelationen zwischen diesen und der Bodentemperatur in 10, 20, 50 und 100 cm Tiefe eines von der Pflanzendecke befreiten Lößbodens (im Winter wurde die Schneedecke nicht entfernt):

Monat	Lufttemperatur	Sonnenschein	Bewölkung	Niederschlag
Januar . . . .	+ 0,93	- 0,50	+ 0,57	+ 0,23
Februar . . . .	+ 0,98	- 0,53	+ 0,41	+ 0,17
März . . . . .	+ 0,66	+ 0,03	- 0,06	+ 0,18
April . . . . .	+ 0,95	+ 0,28	- 0,43	- 0,39
Mai . . . . .	+ 0,91	+ 0,70	- 0,42	- 0,59
Juni . . . . .	+ 0,79	+ 0,83	- 0,79	- 0,23
Juli . . . . .	+ 0,98	+ 0,72	- 0,57	- 0,76
August . . . .	+ 0,86	+ 0,69	- 0,74	- 0,73
September . . .	+ 0,88	+ 0,57	- 0,80	- 0,71
Oktober . . . .	+ 0,89	+ 0,43	- 0,43	- 0,13
November . . .	+ 0,95	- 0,35	+ 0,38	+ 0,78
Dezember . . .	+ 0,79	+ 0,18	+ 0,39	+ 0,38

Der Zusammenhang zwischen Luft- und Bodentemperatur ist das ganze Jahr hindurch deutlich und eng, am geringsten ist er im März. Die Korrelation zwischen der Bodentemperatur und den drei anderen Faktoren zeigt einen deutlichen, bei allen dreien verwandten Gang, der bei der Sonnenscheindauer natürlich einen inversen Verlauf hat. Im Sommer folgt die Bodentemperatur der Sonnenscheindauer, da sie gleichbedeutend mit erhöhter Einstrahlung ist. Im Winter dagegen bedeutet offener Himmel erhöhte Ausstrahlung, während der erwärmende Einfluß der Sonne nur gering ist. Bewölkung und Niederschlag folgen diesem Verlauf mit umgekehrtem Vorzeichen ziemlich regelmäßig, wenn auch einzelne typische Abweichungen der Korrelationswerte besonders für den Niederschlag (im Juni und November) darauf deuten, daß hier noch andere Gesetzmäßigkeiten zu berücksichtigen sind. Die Untersuchung der Abhängigkeit der Bodentemperatur von der Stärke der Niederschläge zeigte in allen Fällen, daß die Niederschläge im Sommer temperaturerniedrigend, im Winter aber erhöhend wirkten. Dies stimmt überein mit den Ergebnissen von V. NOVÁK, G. A. MAIL, B. A. KEEN und A. P. KANDASAMY<sup>3</sup>.

<sup>1</sup> Unter der Nadeldecke.

<sup>2</sup> SIEGENTHALER, J.: Bodentemperaturen in Abhängigkeit von äußeren meteorologischen Faktoren. Gerlands Beitr. Geophys. **40**, 305 (1933). — Siehe auch E. R. MARYATT: Soil temperature observations at Morinsville. New Zealand J. Sci. Techn. **19**, 262 (1937).

<sup>3</sup> NOVÁK, V.: Die Regentemperatur und ihre Beziehung zu der Luft- und Bodentemperatur. Zvláštní otisk z časopisu Věstn. českoslov. Akad. zeměd. **8**, 9 (1932). — MAIL, G. A.: Boden-

Während also in den Tiefen von 10 cm abwärts die getrennte Untersuchung der einzelnen Klimafaktoren neben der Lufttemperatur und der Strahlung infolge ihres meist gleichzeitigen Auftretens in Form von ganzen Luftkörpern nur in Zeiten ausgesprochener Witterungsanomalien sicher möglich erscheint, konnte L. HERR<sup>1</sup> zeigen, daß Bewölkung, Regen und Verdunstung an der Oberfläche des Bodens deutliche und starke Temperaturschwankungen hervorrufen, die aber durch ihre kurze Dauer schon in einer Bodentiefe von 2,5 cm keine deutlichen Veränderungen mehr erkennen lassen. Eine eingehende mathematische Analyse des Zusammenhanges zwischen kurzfristigen Temperaturschwankungen der bodennahen Luft und der Temperatur sowie dem Feuchtigkeitsgehalt dreier extrem verschiedener Bodenarten (Sand, Lehm und Humusboden) in 5, 10, 15 und 20 cm Tiefe lieferten W. KREUTZ und M. ROHWEDER<sup>2</sup>. Das an vier Tagen mit je drei Meßzeiten erhaltene Zahlenmaterial wurde in folgender Weise rechnerisch verwertet: „1. Zur Ausrechnung der Korrelationen nach BRAVAIS, um Maßstäbe zu bekommen für die Abhängigkeit der Zahlenreihen voneinander; 2. zur Berechnung auf die Funktion des Zusammenwirkens der Faktoren im einzelnen nach der Methode der kleinsten Quadrate von GAUSS, soweit die unter 1. gewonnenen Zahlenreihen einen sicheren Zusammenhang gezeigt haben; 3. zur Berechnung der vorläufigen Konstanten aus den Funktionen, die einerseits charakteristisch sind für die verschiedenen Bodenarten und andererseits den Einfluß der Außentemperatur auf die verschiedenen Bodenarten kennzeichnen; 4. zum Versuch, aus dem Zahlenmaterial Gesetzmäßigkeiten abzuleiten, welche für den Grenzbereich zwischen Boden und Luft gültig sind (Bodenoberfläche).“ Auf diese Weise konnten für den Zusammenhang zwischen Außen- und Bodentemperatur als wesentlichste Beziehungen gefunden werden: Die untere Grenze der Wirkung kurzfristiger Schwankungen der Lufttemperatur auf die Bodentemperatur liegt beim Humus zwischen 10 und 15, beim Lehm zwischen 15 und 20 und beim Sand zwischen 20 und 25 cm. Die Gesamtdurchschnittswerte liegen am höchsten beim Humus, eindeutig niedriger und dicht beisammen beim Sand und Lehm. Die Beeinflussung der Lufttemperatur in 5 cm Höhe über dem Boden ist am stärksten beim Sand und Lehm, wo die Reflexion am größten ist, während sich beim Humus die Wirkung der Farbe, die im entgegengesetzten Sinne gerichtet ist, überlagert<sup>3</sup>. Die Temperaturschwankungen sind am höchsten beim Sand, dann folgen Lehm und Humus. Umgekehrt ist die Dämpfung nach der Tiefe zu am stärksten beim Humus. Die Variationsbreite der Temperaturen steigt mit der Zunahme der wasserhaltenden Kraft. In jeder Bodenart liegt in einer charakteristischen Tiefe ein Maximum der Korrelation zwischen Temperatur und Feuchtigkeit (im Humusboden bei etwa 5 cm, im Lehm bei 10 und im Sand bei 15 cm Tiefe). Der Lehmboden ist bei zunehmender Feuchtigkeit im allgemeinen kälter als Sand- und Humusboden. Ganz überragenden Einfluß hat die Strahlung auf den Temperaturverlauf im Boden der oberägyptischen Wüste<sup>4</sup>, wie die

temperaturen im Winter und ihre Beziehungen zu Insekten im Boden. *J. agricult. Res.* **41**, 571 (1930). — KEEN, B. A.: Die physikalischen Eigenschaften des Bodens und ihre Beziehungen zur Meteorologie. *Quart. J. roy. Met. Soc.* **58**, 245 (1932). — KANDASAMY, A. P.: a. a. O. S. 206.

<sup>1</sup> HERR, L.: a. a. O. S. 30ff.

<sup>2</sup> KREUTZ, W., u. M. ROHWEDER: Korrelationsanalyse des Temperatur- und Feuchtigkeitsverlaufes in extrem verschiedenen Böden und in der bodennahen Luft. *Dtsch. Reichsamt für Wetterdienst, Wissensch. Abh.* **1**, Nr 9 (1936).

<sup>3</sup> Vgl. dazu G. GYÖRGY: Beitrag zur Kenntnis der Adsorption der Sonnenenergie durch den Boden. *Mezög. Kutat.* **9**, 265 (1936). — GOLL, G.: Die Absorptionskapazität des Bodens für strahlende Wärme. *Ebenda* **11**, 179 (1938).

<sup>4</sup> MEINARDUS, W.: Bodentemperaturen in der Wüste bei Schellal (Oberägypten). *Nachr.-Ges. Wiss. Göttingen, Math.-physik. Kl., Fachgruppe V Geographie, N. F.* **1**, Nr. 1 (1935).

Gegenüberstellung der beiden Diagramme für einen Tag mit normalem, heiterem Wetter und einen anderen mit ganz geringen Niederschlägen und völlig bedecktem Himmel zeigt:

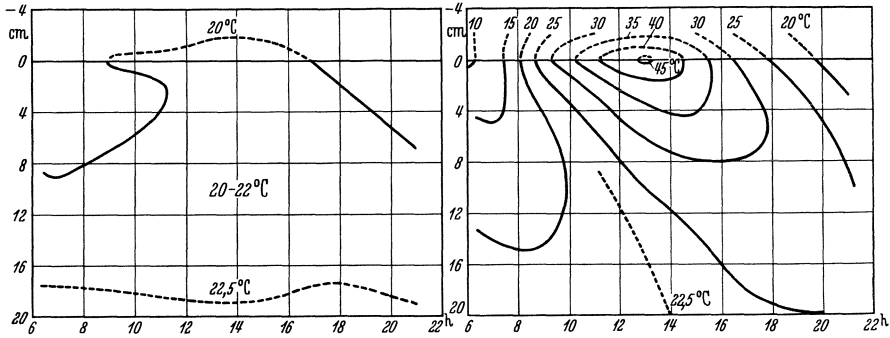


Abb. 1. Temperaturverlauf bei bedecktem Himmel bei heiterem Wetter (nach W. MEINARDUS).

An diesem ganzen Tage hatte der Boden eine fast gleichbleibende Temperatur von etwa 20° mit geringer Zunahme nach der Tiefe zu. Am nächsten Tag mit normal wolkenlosem Wetter wurde das alte Bild völlig wiederhergestellt. Zur Kennzeichnung des Einflusses der Bodendichte auf die Bodentemperatur unternahm J. APSITS<sup>1</sup> Messungen an künstlich auf vier verschiedene Lockerungsgrade gebrachtem Boden. Es zeigte sich, daß „die Zusammenhänge zwischen der Temperatur und den Dichtigkeits-Lockerheits-Stufen des Bodens nicht immer die gleichen sind. Im Mai, wenn der Erwärmungsprozeß des Bodens fortschreitet, hält sich der mitteldichte bis lockere Boden wärmer als der allerlockerste und aller dichteste. Im Juni zeigen die höchste Temperatur die zwei dichteren Böden mit stufenweiser Temperaturverminderung in den beiden lockeren Böden. Im Juli und August zeichnet sich durch höhere Temperatur der aller dichteste Boden aus, durch eine niedrigere die beiden lockeren Böden“. Im Durchschnitt der ganzen Vegetationszeit ergibt sich folgendes Verhältnis:

Boden	Morgens 7 Uhr	Mittags 13 Uhr	Abends 21 Uhr
Allerdichtester . .	13,6	16,6	16,3
Dichter . . . . .	13,5	16,5	16,3
Weniger dichter . .	13,2	16,0	16,2
Lockerer . . . . .	13,1	15,9	16,1

„Die Niederschläge im Mai vermindern mehr die Temperatur der lockeren als dichteren Böden; in den übrigen Monaten ist die entgegengesetzte Erscheinung wahrzunehmen. Bei trockener Witterung sind die Unterschiede in den Temperaturzahlen in Abhängigkeit von den Dichtigkeits-Lockerheits-Abstufungen des Bodens größer als bei nassem Wetter.“ Diese Befunde stimmen mit Beobachtungen M. S. TSYGANOVs überein<sup>2</sup>, wonach durch Walzen des Bodens die Oberflächentemperatur und die Temperaturschwankungen erhöht werden.

<sup>1</sup> APSITS, J.: Die Struktur des Bodens und seine Temperatur. Z. Pflanzenernähr B 13, 247 (1934) — Bodenstruktur und Pflanzenwachstum. Bodenkd u. Pflanzenernähr 3, 336 (1937). — Siehe auch A. ÅNGSTRÖM: Soil temperature in stands of different densities. Statens met.-hydrogr. Anstalt, Comm. pap. No 5. Stockholm 1936.

<sup>2</sup> TSYGANOV, M. S.: The temperature of granular and pulverized soils and its dynamics in relation to weather conditions. Pedology 33, 747. (1938).

Die jährlichen Schwankungen der Temperatur machen sich im Boden bis zu einer Tiefe von 30 m bemerkbar. Ihre Stärke hängt von der Bodenbeschaffenheit<sup>1</sup> sowie von der Lage ab. E. M. FITTON und C. F. BROOKS<sup>2</sup> leiten aus zahlreichen Beobachtungen in Amerika ab, daß mit der Höhe nicht nur die Mitteltemperatur, sondern auch die Schwankungen abnehmen. Südexposition bedingt höhere Temperaturen und höhere Schwankungen als Nordlage. Die Schwankungen betragen in Kanada nach E. L. HARRINGTON<sup>3</sup> in 8 Fuß Tiefe noch 8,8° C, L. EBLÉ<sup>1</sup> fand in Parc-Saint Maur in 2 cm Tiefe unter der Erdoberfläche eine jährliche Schwankung von über 24° gegenüber einer Schwankung der Lufttemperatur unmittelbar über dem Boden von 28°. Im einzelnen war der Verlauf:

	Jan.	Febr.	März	April	Mai	Juni	Juli	Aug.	Sept.	Okt.	Nov.	Dez.
Boden in 2 cm Tiefe.												
Mittel . .	—	2,46	6,70	13,62	19,38	23,74	26,83	20,73	18,90	13,43	6,25	7,25
Minimum .	—	0,83	2,99	9,09	13,08	16,10	18,60	15,92	14,14	11,14	4,74	5,83
Maximum .	—	5,22	12,26	20,55	29,06	35,94	39,93	28,88	26,14	16,49	7,86	8,66
Amplitude	—	4,39	9,27	11,46	15,98	19,84	21,33	12,96	12,00	5,35	3,12	2,83
Luft 3 cm über dem Boden.												
Mittel . .	—0,14	4,24	8,79	15,75	20,64	25,16	27,95	23,29	22,04	14,84	6,48	7,63
Minimum .	—1,14	—2,91	—1,08	3,32	5,81	9,89	12,83	11,32	10,10	7,73	1,03	3,70
Maximum .	0,87	11,38	18,65	28,28	35,48	40,33	43,07	35,26	33,98	21,95	11,93	11,55
Amplitude	2,01	14,29	19,73	24,96	29,67	30,44	30,24	23,94	23,88	14,22	10,90	7,85

Ebendort betrug die mittlere jährliche Schwankung in 30 cm Tiefe nach C. E. BRAZIER<sup>4</sup> 15°, in 1 m 12,8°, während die mittlere Temperatur in der letzteren Tiefe um 0,8° über der mittleren Lufttemperatur lag. In Kalifornien fand A. SMITH<sup>5</sup> in einem unbewachsenen Lehm Boden in 4 Fuß Tiefe eine Schwankung von 27° F, in 5 Fuß 22, 6 Fuß 18, 8 Fuß 14, 10 Fuß 12 und 12 Fuß 9°. In dieser Tiefe wurde das Maximum 15 Wochen und das Minimum 16 Wochen später erreicht als in 1 Fuß Tiefe, so daß diese Bodenschicht im April mit einer Temperatur von 60° F am kältesten war, die in diesem Monat in fast allen Bodentiefen gleichmäßig herrschte<sup>6</sup>.

Einen Vergleich zwischen dem Jahresverlauf der Temperatur im Freien mit dem im Walde ermöglichen die Beobachtungen von L. HERR<sup>7</sup>. Nachfolgende Tabelle gibt die Dekadenmittel in 70 cm Tiefe im freien Feld, im Fichtenwald

<sup>1</sup> EBLÉ, L.: Über die Temperatur des Bodens. *Annales agronom.* **6**, 659 (1936).

<sup>2</sup> FITTON, E. M., u. C. F. BROOKS: Bodentemperaturen in den Vereinigten Staaten. *U. S. Monthly Weath. Rev.* **59**, 6 (1931).

<sup>3</sup> HARRINGTON, E. L.: Bodentemperaturen in Saskatchewan. *Soil Sci.* **25**, 183 (1928).

<sup>4</sup> BRAZIER, C. E.: Beitrag zur Kenntnis der Temperaturveränderungen des Bodens in der Gegend von Paris. *Congr. Soc. savantes Paris, J. offic.* **3**, 536 (1934).

<sup>5</sup> SMITH, A.: Jahreszeitliche Schwankungen der Untergrundtemperatur. *J. agricult. Res.* **44**, 421 (1932).

<sup>6</sup> Über die Zusammenhänge zwischen Temperatur der obersten Bodenschicht und Lufttemperatur vgl. noch: LEICK, E., u. G. PROPP: Bodentemperaturen und Pflanzenwuchs in ihren wechselseitigen Beziehungen auf der Insel Hiddensee. *I. Mitt. Naturw. Ver. Neu-Vorpommern* **57/58**, 79 (1931). — NOVÁK, V.: Vertikale Temperaturverteilung, beobachtet mit ungeschützten Bodenthermometern in geringer Bodentiefe. *Ann. Acad. tschech. Agr.* **1935**, 537. — DEMOLON, A.: Bodenklima. *Annales agronom.* **7**, 625 (1937). — Besonders große Unterschiede zwischen Luft- und oberflächlicher Bodentemperatur fand W. V. TURNAGE auf einer hohen isolierten Felsspitze. Im Schatten einer Klippe war in etwa 1300 m Höhe der Boden mittags um 12,5° kälter als die Luft [Nocturnal surface-soil temperatures, air temperatures, and ground inversions in southern Arizona. *U. S. Monthly Weather Rev.* **65**, 189 (1937)].

<sup>7</sup> HERR, L.: a. a. O. S. 46—49.

sowie die Lufttemperatur in der Thermometerhütte für die Zeit vom Februar 1934 bis März 1935 wieder:

Dekaden	Im Freien			Im Walde			Lufttemperatur		
	I	II	III	I	II	III	I	II	III
Februar 1934 . . . . .	1,7	2,0	2,7	2,4	2,7	3,2	-0,6	2,9	5,2
März . . . . .	3,0	3,9	4,9	3,5	3,8	4,5	4,5	9,6	7,9
April . . . . .	6,0	7,9	8,5	5,3	6,1	7,3	12,1	16,3	17,4
Mai . . . . .	10,5	11,0	11,5	8,8	8,9	9,3	20,3	18,4	15,7
Juni . . . . .	12,0	12,4	12,6	9,6	10,0	10,4	19,9	22,6	22,5
Juli . . . . .	13,7	13,8	13,4	10,9	11,5	11,8	21,4	24,1	21,9
August . . . . .	14,1	14,1	14,3	12,1	12,0	11,8	21,0	19,5	21,9
September . . . . .	13,1	13,5	13,1	11,7	11,6	11,4	18,6	23,2	19,1
Oktober . . . . .	12,6	11,6	9,9	10,8	10,2	9,7	16,6	9,4	12,6
November . . . . .	7,9	7,4	7,2	8,5	7,7	7,3	6,8	5,2	4,4
Dezember . . . . .	6,9	6,7	6,5	7,0	6,7	6,3	8,4	7,3	2,3
Januar 1935 . . . . .	6,0	4,5	3,2	5,7	4,7	3,9	-4,2	-1,0	0,2
Februar . . . . .	3,7	3,6	3,4	3,0	3,0	2,9	-3,8	2,3	3,6
März . . . . .	2,8			3,3			-1,0		

Die Temperaturschwankung im Freien beträgt  $12,7^{\circ}$ , im Walde dagegen nur  $9,2^{\circ}$ . Überhaupt macht sich der Strahlungsschutz im Walde durch einen ruhigeren Temperaturverlauf bemerkbar, besonders zeigt sich dies an dem Fehlen der beiden rückläufigen Temperaturbewegungen, die im Freien in der dritten Juli- und der zweiten Septemberdekade auftreten. Das Maximum wird im Walde schon zwei Dekaden früher erreicht, was damit begründet wird, daß im Freien durch die weitere Erwärmung durch Strahlung bei schon abfallender Lufttemperatur im Sommer dem Boden noch weiterhin Wärme zugeführt wird. Im Rahmen einer Betrachtung über das Bodenklima und seine Definition macht V. NOVÁK<sup>1</sup> allgemeine Angaben über die Beziehungen zwischen den Faktoren des atmosphärischen und des Bodenklimas und der Bodentemperatur. Zu den ersteren rechnet er: „1. Die geographische Lage (geographische Breite und Länge, die Meereshöhe, die Entfernung von großen Meeresflächen); 2. die Terraingestaltung (Gebirgsmassiv, einzelne Berge, Hochebenen, Tiefebene, Täler, Gebirgskessel); 3. die Ortslage (Inklination, Exposition, Regenschatten usw.); 4. biologische Faktoren, besonders die organische Bodendecke (Bodenvegetationsdecke) und Edaphon; 5. natürliche Wasserbecken (Meer, Seen, Teiche) und Schnee- und Eisanhäufungen (Schneedecke, Eisgletscher); 6. künstliche technische Eingriffe (künstlicher Wasserbehälter, systematische Entwässerung der Gebiete, Entwaldung u. ä.)“<sup>2</sup>. Alle diese Faktoren wirken auch auf das Bodenklima ein, teils unmittelbar, teils durch ihren Einfluß auf das atmosphärische Klima. Am wirkungsvollsten für das Bodenklima erweisen sich dabei die Lage des Bodens und seine Pflanzendecke. Zu den selbständigen Faktoren des Bodenklimas sind zu rechnen: „1. die Beschaffenheit des bodenbildenden Gesteins (mineralisch-chemische Zusammensetzung, Struktur u. a.), die Tiefe der Detritationszone und die Aufeinanderfolge der Bodenschichten; 2. die physikalischen Eigenschaften der Detritate, von denen hauptsächlich die Textur und Struktur, Hohlraumvolumen, Farbe, Durchlässigkeit für Wasser und Luft, die Kapillarität hervortreten; 3. der Grundwasserstand; 4. künstliche Eingriffe: a) Faktoren technischer Natur (mechanische Bodenbearbeitung, Entwässerung, Bewässerung und Beregnung, künstliches Erwärmen der Böden, Bedeckung der Böden mit organischen Stoffen, Kohlenstaub, Pappendeckel u. a.), b) biologische und bio-

<sup>1</sup> NOVÁK, V.: Begriffe und einige Probleme des Bodenklimas. Bodenkundl. Forsch. 5, 57 (1936).

<sup>2</sup> NOVÁK, V.: a. a. O. S. 62.

chemische Faktoren (Fruchtfolge, Kulturveränderung, lokales Aufforsten, Abroden), c) chemische Faktoren (Düngung, Kalkung, Mergelung)<sup>1</sup>. Die Bodentemperatur ihrerseits wird von allen diesen Klimafaktoren zum Teil direkt, zu einem großen Teil aber über die Bodenfeuchtigkeit beeinflusst, die „letzten Endes für die Bodentemperatur entscheidend“ ist, während ein Zusammenhang mit der Lufttemperatur nur insofern besteht, als beide von der Temperatur der obersten Bodenschicht beherrscht werden.

Die Ableitung des Temperaturleitfähigkeitskoeffizienten  $K$  oder  $a^2$ , der für Eindringen der Temperaturen in den Boden die charakteristischste Größe darstellt, wurde von J. SCHUBERT schon<sup>2</sup> angegeben; er ist von der mineralogischen Zusammensetzung des Bodens, von seinem Wasser- und seinem Luftgehalt abhängig, doch werden zuweilen auch zu große Werte der Temperaturleitfähigkeit des Bodens durch Wärmetransport mittels bewegten Wassers oder Luft vorge-tauscht. N. P. FOMIN<sup>3</sup> z. B. untersuchte die Temperaturverhältnisse eines Bodenmonolithen, dessen Oberfläche den Wirkungen eines Luftstromes ausgesetzt war. Die Temperaturschwankungen waren 3–4 mal größer als die eines entsprechenden Stückes, das nicht dem Luftstrom, jedoch denselben Temperaturbedingungen ausgesetzt war. Der Koeffizient  $a^2$  stieg mit der Luftmenge, die die Bodenoberfläche passierte. Schließlich wird auch noch ein Wärmetransport vorgetauscht, wenn durch Verdampfen und Kondensation bzw. Auftauen und Gefrieren von Wasser Wärme verbraucht oder frei wird. Daher sind im allgemeinen keine Gesetzmäßigkeiten zu erkennen, wie folgende von E. EBLÉ<sup>4</sup> sowie von W. SMOSARSKI<sup>5</sup> errechnete Zahlen zeigen:

Parc Saint-Maur . . . . .	30— 65 cm	0,0112 cm <sup>2</sup> /sec
	65—100 „	0,0076 „
Montsouris . . . . .	30— 65 „	0,0027 „
	65—100 „	0,0037 „
Paris, Museum, Rasen <sup>6</sup> . . . . .	10— 20 „	0,0039 „
	20— 30 „	0,0005 „
	30— 60 „	0,0030 „
Paris, Museum, kahler Boden . . . . .	10— 20 „	0,0077 „
	20— 30 „	0,0051 „
	30— 60 „	0,0019 „
Posen . . . . .	0— 50 „	0,0011 „
	50— 75 „	0,0012 „
	Untergrund, feuchter Sand	0,0009 „

Die Temperaturleitfähigkeit ändert sich, wenn dem Boden Wasser zugeführt wird, das die Luft aus den Poren verdrängt. In der Gleichung

$$a^2 = \frac{k}{c \cdot \rho},$$

$k$  = kalorimetrischer Wärmeleitungskoeffizient,  
 $c$  = spezifische Wärme,  
 $\rho$  = Dichte des Bodens,

werden alle drei Größen der rechten Seite vergrößert. Das Gesamtergebnis ist eine Vergrößerung des Temperaturleitfähigkeitskoeffizienten, die nach L. HERR<sup>7</sup>

<sup>1</sup> NOVÁK, V.: a. a. O. S. 63.

<sup>2</sup> Siehe dieses Handbuch 6, 365 (1930).

<sup>3</sup> FOMIN, N. P.: Der Einfluß des Windes auf die Bodentemperatur und die Bestimmung des Temperaturleitfähigkeitskoeffizienten. J. Geophys. 6, 439 (1936).

<sup>4</sup> EBLÉ, E.: a. a. O. S. 659.

<sup>5</sup> SMOSARSKI, W.: Bodentemperaturen in Posen. Roczn. Nauk roln. i leśn. 34, 329 (1935).

<sup>6</sup> Nach Beobachtungen von BECQUEREL aus den Jahren 1875–1882 berechnet.

<sup>7</sup> HERR, L.: a. a. O. S. 51.

proportional mit der zugeführten Wassermenge erfolgt. Seine Berechnungen sind zwar nur auf Grund der gefallenen Niederschlagsmenge erfolgt, zeigen aber doch nur geringe Streuung, die auf Wiederverdunstung des Wassers zurückgeführt wird. L. JOSEPHOWITSCH<sup>1</sup> bestätigt dieses Ergebnis, während J. SIEGENTHALER<sup>2</sup> auf Grund seiner Berechnungen zu der Feststellung kommt, daß nur durch geringe Niederschlagsmengen die Temperaturleitfähigkeit erhöht wird, während größere sie dagegen wieder etwas erniedrigen. W. MEINARDUS<sup>3</sup> fand in den Böden der ägyptischen Wüste eine außerordentlich schnelle Abnahme der Temperaturschwankungen mit der Tiefe und demnach eine sehr kleine Temperaturleitfähigkeit und führte diesen Befund auf den geringen Wasser- und hohen Luftgehalt (38,5% Luft, praktisch 0% Wasser) zurück. In der obersten Schicht von 2 cm war dahingegen  $a^2$  etwas größer infolge von Konvektionsströmungen. Entsprechend wirkt eine Lockerung des Bodens verringern auf die Wärmeleitfähigkeit. In einem Fall, den E. S. WEST<sup>4</sup> untersuchte, wurde sie durch diese Maßnahme auf 17% der ursprünglichen herabgesetzt. Dadurch war die Temperaturamplitude am Grunde der gelockerten Schicht geringer als in derselben Tiefe des ungestörten Bodens geworden, obwohl sich an der Oberfläche des bearbeiteten Bodens größere Schwankungen gezeigt hatten. Im Zusammenhang damit fiel die mittlere Temperatur der obersten 60 cm um 2° C im gelockerten Boden<sup>5</sup>.

Die Bedeckung des Bodens mit Papier, Pappe und anderen Materialien, die zum Schutze junger, wertvoller Kulturen mancherorts vorgenommen wird, verändert die Temperaturverhältnisse des Bodens durch Verstärkung bzw. Abschwächung der Ein- und Ausstrahlung je nach der Farbe, sowie durch die Unterdrückung der Bodendurchlüftung und der Verdunstung. Dachpappe erhöht nach J. O. MUSSO<sup>6</sup> die Einstrahlung am Tage und vergrößert damit die Schwankungen zwischen Tag- und Nachttemperatur. Umgekehrt wirken weißes Papier und Sägemehl, sowie Dung und Kompost, wobei die beiden letzten Stoffe außerdem noch die Durchschnittstemperaturen des Bodens heraufsetzten. O. KONOLD<sup>7</sup> fand Abschwächung der Extreme durch Pappenbedeckung. Die Mitteltemperaturen waren unter Stroh im Januar und Februar höher als normal, im weiteren Verlauf des Jahres aber dauernd niedriger. Die jährliche Temperaturschwankung wurde bei Versuchen von O. C. MAGISTAD, C. A. FARDEN und W. A. BALDWIN auf Hawaii<sup>8</sup> durch Sackleinen auf die Hälfte gegenüber der des mit Papier bedeckten Bodens erniedrigt, während das Papier gegenüber dem unbedeckten Boden eine geringe Verstärkung der Extreme gezeigt hatte. Auf die Erhöhung der Bodenfeuchtigkeit infolge der Bedeckung mit wasserundurchlässiger Pappe sowie, in noch stärkerem Ausmaß, mit Stroh führt G. TORSTENSSON<sup>9</sup> die von ihm festgestellte Erniedrigung der mittleren Bodentemperatur zurück; die Extreme

<sup>1</sup> JOSEPHOWITSCH, L.: Das Gefrieren des Bodens und dessen landwirtschaftliche Bedeutung. *Pedology* **26**, 1 (1931).

<sup>2</sup> SIEGENTHALER, J.: a. a. O. S. 305.

<sup>3</sup> MEINARDUS, W.: a. a. O. vergl. S. 259, Anm. 4.

<sup>4</sup> WEST, E. S.: The effect of soil mulch on soil temperature. *J. Council Sci. a. Industr. Res. (Austr.)* **5**, 236 (1932).

<sup>5</sup> Siehe auch K. SITNIKOV: Die Bestimmung der Wärmedurchlässigkeit eines Bodens im freien Felde auf elektrischem Wege. *J. Landw.-Wissenschaft (Moskau)* **4**, 321 (1927).

<sup>6</sup> MUSSO, J. O.: Zum Einfluß der Bodentemperatur auf die Pflanzenentwicklung. *Z. Pflanzenernährg A* **40**, 311 (1935).

<sup>7</sup> KONOLD, O.: Der Verlauf der Temperatur in den obersten Bodenschichten. *Fortschr. Landw.* **8**, 241 (1933).

<sup>8</sup> MAGISTAD, O. C., C. A. FARDEN u. W. A. BALDWIN: Bagasse and paper mulches. *J. amer. Soc. Agronomy* **27**, 813 (1935).

<sup>9</sup> TORSTENSSON, G.: Untersuchungen über Bodenbedeckung. *Hdl. Tidskr. kunigl. land. Akad.* **17**, 685 (1931).

des Temperaturverlaufes waren auch in seinen Versuchen abgeschwächt. Nur einen geringen Einfluß, allenfalls eine gewisse Erhöhung des Mittels der Temperatur, konstatieren H. C. THOMPSON und H. PLATENIUS<sup>1</sup>, sowie J. SERVY<sup>2</sup>, während N. BYKOFF und N. REDKIN<sup>3</sup> nur die Temperatur in 10 cm Tiefe erhöht finden. Erhebliche Temperatursteigerung bis zu 7° fand H. R. HAGAN dagegen sowohl unter Papier als auch unter Cellophan<sup>4</sup>, und ebenfalls G. R. STEWART, E. C. THOMAS und J. HORNER an klaren Sonnentagen<sup>5</sup>, während die Unterschiede bei starkem Regen verschwinden und sogar eine Umkehrung des Verhältnisses der Temperaturen der bedeckten und unbedeckten Parzellen stattfindet. O. HEUSER<sup>6</sup> fand die Temperatur von mit Pappe oder Stroh bedeckten Teilstücken nur im Winter höher als die der unbedeckten, während mit ansteigender Lufttemperatur die Unterschiede sich ausgleichen. Den Einfluß der Papierfarbe untersuchte A. SMITH<sup>7</sup>. Eine allgemeine Verbesserung der Temperaturbedingungen und Abschwächung der Extreme wurden auch von I. A. KUSNETZOV<sup>8</sup> sowie von R. C. ALLEN und S. E. WADSWORTH<sup>9</sup> gefunden, so daß die Bodentemperatur nur sehr selten den Gefrierpunkt unterschritt. V. E. IVERSON<sup>10</sup> studierte den Einfluß von 11 verschiedenen Bodenbedeckungsmitteln auf die Temperatur bis zu einer Tiefe von etwa 120 cm.

Über die Temperaturverhältnisse des gefrorenen Bodens und den Einfluß einer Schneedecke sowie des Bodenfrostes<sup>11</sup> ist folgendes nachzutragen. Die beiden Erscheinungen, durch die der Gang der Bodentemperatur im Winter von dem des Sommers wesentlich verschieden wird, sind die Schneedecke und das Gefrieren und Auftauen des Bodenwassers. Der Einfluß der Schneeschicht auf die Bodentemperatur gleicht in mancher Hinsicht dem einer Vegetationsdecke, indem nämlich der Boden den direkten Einwirkungen der Ein- und Ausstrahlung entzogen wird; da aber außerdem Konvektionsströmungen, die innerhalb eines Pflanzenbestandes den Wärmeaustausch zwischen Strahlungs- und Bodenoberfläche zum nicht geringen Teil bewirken, durch den Schnee fast gänzlich verhindert werden, so ergibt sich schon hierdurch eine stark ausgleichende Wirkung auf die Temperatur-extreme des Bodens. Diese wird nun aber noch vermehrt durch die schlechte Wärmeleitfähigkeit des Schnees und die geringe Ein- und Ausstrahlung an seiner

<sup>1</sup> THOMPSON, H. C., u. H. PLATENIUS: Results of paper mulch experiments with vegetable crops. Amer. Soc. Hort. Sci. Proc. **28**, 305 (1931).

<sup>2</sup> SERVY, J.: Der Pflanzenbau unter Papier: Erfahrungen mit Kartoffeln. J. Agricult. prat. **97**, 400 (1933).

<sup>3</sup> BYKOFF, N., u. N. REDKIN: Der Einfluß der Bodenbedeckung mit Mulchpapier auf einige physikalische und chemische Eigenschaften des Bodens. 1. Ber. Forsch.-inst. Tabakgewerbe. Ausg. 120. Krasnodar 1935. Ref. Biedermanns Zbl., N. F. **6**, 587 (1936).

<sup>4</sup> HAGAN, H. R.: Die Temperaturen der hawaiischen Ananasfelder und ihre Beziehungen zur Nematode *Heterodera radicolica* (Greef) Müller. Soil Sci. **36**, 83 (1933).

<sup>5</sup> STEWART, G. R., E. C. THOMAS u. J. HORNER: Einige Wirkungen der Bodenbedeckung mit Papier auf die Böden von Hawaii. Soil Sci. **22**, 35 (1926).

<sup>6</sup> HEUSER, O.: Untersuchungen über den Temperaturverlauf im Ackerboden. Z. Pflanzenernährg B **9**, 552 (1930).

<sup>7</sup> SMITH, A.: Einfluß einer Bodenbedeckung mit Papier auf die Bodentemperatur und Feuchtigkeit und den Ertrag einiger Kulturpflanzen. Hilgardia **6**, 159 (1931/32).

<sup>8</sup> KUSNETZOV, I. A.: Mulching and moisture of plavni soils of the Azov-Black Sea region. Pedology **32**, 1237 (1937).

<sup>9</sup> ALLEN, R. C., u. S. E. WADSWORTH: Some effects of mulches for winter protection of herbaceous perennials. Proc. amer. Soc. Hort. Sci. **35**, 742 (1938).

<sup>10</sup> IVERSON, V. E.: Soil temperatures as a factor in the winter environment of herbaceous perennial plants in the North. Ebenda **35**, 747 (1938).

<sup>11</sup> KERÄNEN, J.: Wärme- und Temperaturverhältnisse der obersten Bodenschichten. In: A. NIPPOLDT, J. KERÄNEN u. E. SCHWEIDLER: Einführung in die Geophysik, II., S. 215 bis 217, 257 ff. Berlin 1929.



Oberfläche<sup>1</sup>. Da die Leitfähigkeit von dem Verhältnis der Luft zu den festen Eisteilchen im Schnee abhängt, so nimmt sie mit steigender Dichte zu<sup>2</sup>, bleibt aber nach den von J. KERÄNEN angegebenen Berechnungen immer weit unter der des Bodens. Die Folge ist ein hoher Temperaturgradient. Der tägliche Temperaturgang drang beispielsweise bei einer Meßreihe KERÄNENS in Sodankylä nur 35 cm tief ein. Die mittlere Temperatur an der Oberfläche des Schnees betrug dabei  $-30,2^{\circ}$ , in 35 cm Tiefe  $-10^{\circ}$  und am Grunde der 64 cm starken Schneedecke  $-3,8^{\circ}$ . Ähnlich fand G. A. MAIL<sup>3</sup> unter einer Schneeschicht von nur 8 bis 15 Zoll ein Temperaturminimum von  $-7^{\circ}$  C, während das Lufttemperaturminimum  $-41,7^{\circ}$  betrug. Die geringe Aufnahme der Einstrahlungswärme durch den Schnee ist eine Folge seines Reflexionsvermögens, das 70—80% der Einstrahlung ausmacht. Infolgedessen ist, besonders in höheren Breiten, die Oberfläche des Schnees erheblich kälter als die unterste Luftschicht, vor allem bei klarem Himmel, wobei Differenzen bis zu  $5^{\circ}$  von KERÄNEN angegeben werden. Bei bedecktem Himmel oder bei Schneefall dagegen steigt die Temperatur an der Schneeoberfläche über die Lufttemperatur. Die Unterschiede, die auf diese Weise entstehen, werden zum Teil wieder durch die Kondensation oder Verdunstung von Wasserdampf ausgeglichen, je nachdem, ob die Schneetemperatur unter oder über dem Taupunkt der Luft liegt. Dadurch, daß der Schnee eine gewisse Durchlässigkeit für die Strahlung besitzt, tritt bei starker Einstrahlung ein Temperaturmaximum in der Schneedecke einige Zentimeter unter der Oberfläche ein. J. KERÄNEN konnte sogar im Frühjahr, als die Temperatur des Schnees sich allgemein dem Taupunkt näherte, in Tiefen bis zu 35 cm in der Schneedecke geringe positive Temperaturgrade feststellen. Bewirkt nun die Schneedecke während der Winterkälte eine Abschwächung der Temperaturextreme, d. h. meistens eine Erhöhung der mittleren Bodentemperatur<sup>4</sup>, so führt doch die erhebliche Kältemenge, die im Schnee direkt sowie in Form der latenten Schmelzwärme aufgespeichert ist, dazu, daß die Erwärmung des Bodens im Frühjahr sehr verzögert wird. Der Schnee wirkt dann ähnlich abkühlend wie etwa ein Gletscher auf den unterliegenden Boden<sup>5</sup>. Noch Mitte April hatte in Sodankylä eine 80 cm hohe Schneedecke bei einer mittleren Temperatur von  $-1,6^{\circ}$  einen Kältegehalt von  $-16,3$  cal/cm<sup>2</sup>, während die zum Auftauen dieser Schneeschicht nötige Wärme von J. KERÄNEN zu 1612,8 cal/cm<sup>2</sup> berechnet wurde.

Die Erscheinungen des Bodenfrostes sind an einen gewissen Wassergehalt des Bodens gebunden (wasserfreie Felsen können keinen Frost zeigen) und ändern sich mit seiner Höhe. Bei geringem Wassergehalt erstarrt der Boden gleichmäßig, es entsteht massiver Bodenfrost. Steigt der Wassergehalt aber über eine, je nach

<sup>1</sup> OPITZ, K.: Welche Temperaturerhöhung bewirkt eine Schneedecke für die Erdoberfläche? Fortschr. Landw. **4**, 225 (1929).

<sup>2</sup> FRANCK, O.: Das Eindringen des Frostes in Kulturböden. Medd. Centralanst. Försöksväs. **1932**, 462.

<sup>3</sup> MAIL, G. A.: Bodentemperaturen in Bozeman, Montana, während des Frostwetters. Science (N. Y.) **83**, 574 (1936).

<sup>4</sup> PICHLER, F.: Über die Wärmeverhältnisse der Wintersaaten unter einer Schneedecke. Landeskultur **2**, 189 (1935). — N. N.: Wie tief dringt der Frost in den Boden? Wien. landw. Ztg **79**, 76 (1929). — MUNERATI, O.: Die Wintertemperaturen der obersten Bodenschichten. Italia agricola **4**, 181 (1930). — LEVI u. CHOMS: Wintertemperaturen in und unter der Schneedecke. Bioklim. Beiblätter **1934**, 186. — FITTON, E. M., u. C. F. BROOKS: Bodentemperaturen in den Vereinigten Staaten. U. S. Monthly Weather Rev. **59**, 6 (1931). — MAIL, G. A.: Bodentemperaturen im Winter und ihre Beziehungen zu den Insekten im Boden. J. agricult. Res. **41**, 571 (1930). — SPAETH, J. N.: Some interrelationships between soil characteristics, water tables, soil temperature, and snow cover in the forest and adjacent open areas in south-central New-York. Cornell Agricult. Exper. Sta. Mem. **213** (1938).

<sup>5</sup> SCHRECKENTHAL-SCHIMITSCHEK, G. v.: Klima, Boden- und Holzarten an der Wald- und Baumgrenze in einzelnen Gebieten Tirols. Veröff. Mus. Ferdinandeum **1933**, H. 13, 116.

der Bodenart verschiedene, untere kritische Grenze (absolute Bodenfrostopazität), so entstehen im Boden meist waagerechte, ziemlich reine Eisschichten. Diese Grenze liegt bei Tonböden bei etwa 60 Vol.-% Wasser, bei Moorböden etwas darunter<sup>1</sup>. In porösen Böden entstehen häufig außerdem an den Wänden von Hohlräumen noch Eisschichten von einigen Millimetern Stärke. Die Tiefe des Bodenfrostes hängt von der Temperatur an der Bodenoberfläche und damit auch von der Stärke einer eventuell vorhandenen Pflanzen- oder Schneedecke und vom Wassergehalt des Bodens ab<sup>2</sup>. Dementsprechend dringt der Frost in Moore weniger tief als in Mineralböden<sup>3</sup> ein. Örtliche Verschiedenheiten in der Stärke der Bodenfrostbildung können entweder durch die chemischen Eigentümlichkeiten des Bodens bedingt sein, da der Gefrierpunkt des Bodenwassers durch den Salzgehalt herabgesetzt wird<sup>4</sup> und bei kleineren Wassergehalten im Boden der Gefrierprozeß erst nach einer Unterkühlung um mehrere Grade Celsius einsetzt<sup>5</sup>, oder durch die Geländegestaltung, denn Mulden und Täler begünstigen durch die Ansammlung absteigender kalter Luft die Bildung von Frostflächen<sup>6</sup>. Das Auftauen des Bodenfrostes erfolgt gleichzeitig von oben und unten her<sup>7</sup>. Von unten her wirkt einmal die während der warmen Jahreszeit im Boden aufgespeicherte Wärmemenge, und daneben, aber nur in sehr untergeordnetem Maße, die infolge der geothermischen Tiefenstufe aus den tieferen Schichten der Erde nach der Oberfläche zu aufsteigende Wärme. Infolgedessen erfolgt das Auftauen an der Unterseite besonders stark im gemäßigten Klima, während im Norden diese Erscheinung nur eine untergeordnete Rolle spielt. Sie wird aber besonders dann deutlich, wenn ein gelinder Spätwinter mit tiefer Schneedecke das Auftauen von oben her stark verzögert (J. KERÄNEN), denn dieses beginnt nicht, ehe nicht der Schnee gänzlich weggeschmolzen ist. Da die Schneedecke bis dahin die nächtliche Ausstrahlung fast gänzlich verhindert, steigt die Bodentemperatur unmittelbar unter dem Schnee ohne tägliche Schwankungen allmählich bis zu 0° an und nimmt, sobald der Schnee verschwunden ist, während der Sonneneinstrahlung am Tage ziemlich rasch zu<sup>8</sup>. Im aufgetauten Boden setzen sodann die täglichen Schwankungen ein, die sich aber in den Frostboden in der Tiefe kaum fortsetzen. Auch bei Nachttemperaturen der Luft bis zu -4° gefriert der einmal aufgetaute Boden wegen der bei der Eisbildung auftretenden Wärme und durch Wärmezufuhr aus den tieferen Schichten, die über Tag Wärme speichern konnten, höchstens ganz oberflächlich. Die Geschwindigkeit des Auftauens wird

<sup>1</sup> KERÄNEN, J.: l. c. nach P. KOKKONEN: Beobachtungen über die Struktur des Bodenfrostes. Acta forest. fenn. **30**, Nr 3 (1926).

<sup>2</sup> SIMOLA, E. F.: Bodenfrost- und Senkwasseruntersuchungen. Ausgeführt an der landwirtschaftlichen Versuchsanstalt und zum Teil in anderen Teilen Finnlands 1926—1929. Valtion maatalousk. julkaisuja **30** (1930). — IJJÁSZ, E.: Die meteorologischen Faktoren des Bodenfrostes und die Rolle von Frostlinien bei Frostschäden. Időjárás **37**, 141 (1933). — FULLER, H. U.: Der Einfluß des Wetters und der Schneebeziehungen auf das Eindringen des Frostes. J. New Engl. Water Works Assoc. **50**, 299 (1936).

<sup>3</sup> RATHLEF, H. v.: Die Podsol- und Moorböden Rußlands und der baltischen Staaten. Z. Pflanzenernährg **17**, 210 (1930). — RINNE, L.: Über die Tiefe der Eisbildung und das Auftauen des Eises im Niedermoor. Acta et comment. Univ. Dorpat **20**, Nr 56 (1932). — TACKE, B.: Die Frostgefahr auf Moorböden. Dtsch. Landesk. ztg **7**, 154 (1938).

<sup>4</sup> N. N.: Wie tief dringt der Frost in den Boden ein? l. c. S. 76.

<sup>5</sup> KERÄNEN, J.: a. a. O. S. 258 nach A. PETIT.

<sup>6</sup> AUJESZKY, L.: Die physikalischen Vorbedingungen für die Entstehung der Frostflächen. Mezög. Kutat., **4**, 212 (1930).

<sup>7</sup> FLEISCHMANN, R.: Bodenfrost und Auftauen des Bodens im Winter 1928/29. Az. Időjárás **1927**, 150. — HÉNIN, S.: Etat actuel de la physique du sol après les comptes rendus par la première Commission de l'Association Internationale de la Science du sol. Annales agronom. **4**, 623 (1934).

<sup>8</sup> SØRENSEN, TH.: Bodenformen und Pflanzendecke in Nordostgrönland. Medd. om Grønland. **93**, Nr 4. Kopenhagen 1935.

nach H. POSER<sup>1</sup> durch hohen Wassergehalt, Vegetation und geringe Neigung des Terrains verringert. Setzt nach einer Tauwetterperiode wiederum ein länger andauernder Frost ein, so kann es zur Bildung von zwei voneinander getrennten Frostbodenschichten kommen. Dasselbe tritt im Norden dann ein, wenn ein ungewöhnlich kühler Sommer dem Boden nicht genügend Wärme gebracht hat, um die gesamte Frostschicht des Winters zum Schmelzen zu bringen. Wenn dieser Fall in jedem Sommer regelmäßig eintritt, bildet sich in der Tiefe ein Dauerfrostboden, bei großen Wassermengen auch Schichten von ewigem Bodeneis, deren Eigenschaften von H. STOLTENBERG<sup>2</sup>, vor allem auf Grund der Arbeiten der Kommission zur Untersuchung der Dauerfrostböden in Leningrad, dargestellt wurden. Temperaturmessungen in den obersten Schichten des Dauerfrostbodens während der Auftauperiode wurden von TH. SØRENSEN<sup>3</sup> und H. POSER<sup>4</sup> in Ostgrönland, von letzterem auch in Spitzbergen<sup>5</sup> angestellt. SØRENSEN fand im Mai bei einer Tiefe des Frostbodens von 17 cm folgende Temperaturextreme:

	Maximum	Minimum
Luft. . . . .	5°	-4°
Oberfläche . . . . .	10,6°	schwach gefroren
5 cm . . . . .	8,1°	0,2°
12 cm . . . . .	3,5°	0,2°

Die Messungen POSERS in Grönland, und zwar im Wollaston-Vorland in 74 bis 75° nördl. Br., hatten folgende Ergebnisse:

1. SW. exponierter Hang mit einer Böschung von 3–5°. 1. August 1931, 6 Uhr.

Tiefe in cm	Luft 2 m über dem Boden	1	2	4	6	8	10	12	
Temp. °C . . . .	5,4	1,9	1,2	0,9	0,8	0,1	0,0	-0,1	
Bodenmaterial . .		breiige, sandig-lehmige Feinerde							gefroren

2. NW-Exposition. Böschung 15–16°. 9. August 1931, 20 Uhr 45 Min.

Tiefe in cm	Luft 2 m	2	5	10	16	20	25	30	35	41	45	50	55	60	65	70	75	82	
Temp. °C . . . .	2,1	6,4	6,5	6,9	6,7	6,4	5,3	5,3	4,8	4,1	3,8	3,0	2,7	2,2	1,9	1,5	0,9	0,1	
Bodenmaterial . .		wenig feuchte sandig-lehmige Feinerde					sehr feuchte Feinerde mit einigen Steinen												

3. Temperaturen in der Feinerde eines Steinmetzbodens.  
7. August 1931, 10 Uhr 50 Min.

Tiefe in cm	Luft 2 m	2	5	10	16	20	25	30	35	40	45	50	55	60
Temp. °C . . . .	3,9	8,7	8,0	6,6	6,4	6,3	6,3	6,6	6,0	5,6	4,9	4,5	4,0	3,4
Bodenmaterial . .		trockene		feuchte lehmig-sandige Feinerde mit Steinchen bis Nußgröße										

Aus der ersten Meßreihe geht der temperaturerniedrigende Einfluß des Bodeneises in geringer Tiefe hervor, während die beiden anderen Serien durch die

<sup>1</sup> POSER, H.: Einige Untersuchungen zur Morphologie Ostgrönlands. Medd. om Grönland. **94**, Nr 5. Kopenhagen 1932.

<sup>2</sup> STOLTENBERG, H.: Der Dauerfrostboden. Geol. Rdsch. **26**, 412 (1935).

<sup>3</sup> SØRENSEN, TH.: a. a. O. Vgl. S. 267, Anm. 8.

<sup>4</sup> POSER, H.: a. a. O. 26, 27 (1932).

<sup>5</sup> POSER, H.: Beiträge zur Kenntnis der arktischen Bodenformen. Geol. Rdsch. **22**, 200 (1931).

Maxima in der Tiefe die Fortpflanzung periodischer Temperaturänderungen an der Oberfläche in die tieferen Bodenschichten hinein anzeigen.

Die Wirkung des Frostes<sup>1</sup> auf den Boden hängt wesentlich ab von der Häufigkeit, mit der der Nullpunkt der Temperaturskala nach der einen oder anderen Richtung hin überschritten wird, d. i. von der Frostwechselzahl, deren Größe im Zusammenhang mit Klima und Oberflächenbeschaffenheit des Bodens von E. HEYER<sup>2</sup> untersucht wurde. Die jährliche Zahl der Frostwechsel nimmt nach der Tiefe zu häufig proportional mit dem Abstand von der Oberfläche zu. Die größten Frostwechselzahlen wurden an der Bodenoberfläche und in der Luft dicht darüber gefunden. Sie werden besonders hoch durch die Wirkung kurz andauernder Schwankungen der Sonnenbestrahlung. Die Zahl der Frostwechsel ist abhängig vom Klima, Temperaturmittel und -amplituden, Bewölkung und Feuchtigkeit, und von der Bodenbeschaffenheit, besonders der Temperaturleitfähigkeit. Dagegen ist das Verhältnis der Frostwechselzahlen im Boden zu denen der Luft von den Klimafaktoren weitgehend unabhängig und außer von der Vegetations- bzw. Schneedecke nur von der Temperaturleitfähigkeit des Bodens abhängig. Es ist sogar noch mit guter Annäherung möglich, die verminderte Wirkung der Schneedecke auf die Zahl der Frostwechsel rechnerisch zu erfassen, während das bei einer Vegetationsbedeckung nicht mehr gelingt. In Deutschland nimmt die Zahl der Frostwechsel mit steigender Kontinentalität des Klimas zu, in den Gebirgen aber fällt sie infolge der meistens zunehmenden Schneehöhe.

#### Das Verhalten des Bodens gegen Elektrizität und Radioaktivität.

In Ergänzung zu den Ausführungen von V. F. HESS über die Erdströme<sup>3</sup> sei auf die Untersuchungen G. ARNOLDS hingewiesen, die sich erneut mit der Möglichkeit beschäftigen, in Deutschland mit Hilfe von kurzen Leitungen die Erdströme zu messen<sup>4</sup>. „Es wurde gefunden, daß selbst bei idealsten Boden- und Elektrodenverhältnissen Kontaktpotentialdifferenzen entstehen, deren Schwankungen bei kompensierter Ruhespannung die täglichen Variationen des Erdstroms überlagern. Ferner wurde auf all die vagabundierenden Ströme hingewiesen, welche das Meßgebiet verseuchen, und gezeigt, daß durch Polarisationserscheinungen der Elektroden der absolute Betrag der bestehenden Potentialdifferenzen nicht zugänglich ist.“ Unter den natürlichen Störungsquellen konnte außer den Störungen des magnetischen Erdfeldes auch der Regen nachgewiesen werden.

Außer dem Verfahren von O. H. GISH und W. J. ROONEY<sup>5</sup>, die elektrische Leitfähigkeit des Bodens und der Gesteine in situ zu bestimmen, das zusammen mit einigen ähnlichen Verfahren für die geophysikalische Untersuchung des Untergrundes eine wichtige Rolle spielt<sup>6</sup>, sind einige andere Methoden zu nennen, die es gestatten, die spezifische Leitfähigkeit von Gesteinen und Böden im Laboratorium zu untersuchen. Nach F. BAYARD-DUCLAUX<sup>7</sup> ist zur Erzielung gut reproduzierbarer Werte bei der Messung an Gesteinen, die dann für die untersuchten Gesteinsarten (Hyalobasalt, Granit, Quarzdiorit u. a.) charakteristische Werte liefern und den Einfluß des Temperatur- und Feuchtigkeitszustandes deutlich wieder-

<sup>1</sup> Vgl. dieses Handbuch 1, 266f. (1929).

<sup>2</sup> HEYER, E.: Über Frostwechselzahlen in Luft und Boden. Gerlands Beitr. Geophys. 52, 68 (1938).

<sup>3</sup> Vgl. dieses Handbuch 6, 375 ff. (1930).

<sup>4</sup> ARNOLD, G.: Fehlerquellen bei der Messung von Erdströmen in kurzen Leitungen, untersucht im Taunusobservatorium. Gerlands Beitr. Geophys. 49, 140 (1937).

<sup>5</sup> Vgl. dieses Handbuch 6, 377 ff. (1930).

<sup>6</sup> Siehe F. TÖLKE: Geophysikalische Baugrunduntersuchungen. Naturwiss. 26, 809 (1938).

<sup>7</sup> BAYARD-DUCLAUX, F.: Étude de la mise en circuit d'échantillons de roche pour la mesure de leur résistance électrique. C. r. Acad. Sci. Paris 196, 1331 (1933).

geben, eine Anordnung geeignet, bei der die zu untersuchenden Proben mit Hilfe von Metallelektroden in einen einfachen Stromkreis mit einem empfindlichen Galvanometer eingeschaltet werden. Je nach der Dehnbarkeit des Elektrodenmetalls und der Güte der Polierung der Probenoberfläche müssen die Elektroden mit verschiedenen hohen Drucken gegen das Gestein gepreßt werden. Bei bester Oberflächenbeschaffenheit der Proben und Verwendung von Gold oder Silber für die Elektroden genügen Drucke bis zu höchstens 30 kg/cm<sup>2</sup>. Im vollkommen trockenen Zustand ist die Leitfähigkeit aller untersuchten Gesteine praktisch Null, nämlich kleiner als  $8 \cdot 10^{-12}$ , die Empfindlichkeitsgrenze der Methode<sup>1</sup>. Sie steigt mit der Wasseradsorption zunächst nur sehr langsam, bis bei einer gewissen Grenze dann plötzlich der Widerstand sprunghaft abnimmt. Diese Grenze liegt noch höher, wenn durch Asphaltierung der Oberfläche eine Leitung in derselben unmöglich gemacht wurde. Die ersten Anteile des adsorbierten Wassers geben also keinen Anlaß zur Bildung beweglicher Ionen. Für Böden verwendet G. H. CASHEN<sup>2</sup> nach dem Vorgang von W. B. HAINES zur Erzielung eines guten und gleichmäßigen Kontaktes als Elektrodenmetall Quecksilber. Er untersuchte gleichfalls den Zusammenhang zwischen Leitfähigkeit und Flüssigkeitsgehalt und fand vier charakteristische Punkte, bei denen sich diese Beziehung ändert. Davon konnten zwei mit der Schwindungs- und Ausrollgrenze ATTERBERGS identifiziert werden, während die anderen beiden mit keinem bisher untersuchten charakteristischen Feuchtigkeitsgehalte übereinstimmen. Nach M. WHITNEY und MEANS (zit. bei G. H. CASHEN) änderte sich der Widerstand zwischen 6 und 18% Feuchtigkeit eines Bodens entgegengesetzt proportional mit dem Quadrat des Feuchtigkeitsgehaltes. Dagegen gibt H. REICH<sup>3</sup> die Beziehung  $R_{\text{Boden}} = \frac{3}{\eta} \cdot R_{\text{Flüssigkeit}}$ , wo  $\eta$  den mit Flüssigkeit gefüllten Porenanteil bezeichnet. Die Bestimmungen, die G. H. CASHEN mit Kohlelektroden ausführte, zeigten zwar eine gewisse Abhängigkeit von der Bodentextur, stimmten aber in ihren Ergebnissen sonst mit den oben genannten überein. S. KÜHN<sup>4</sup> stellte eine, wenn auch nicht ganz regelmäßige Parallelität zwischen der Leitfähigkeit verschiedener Böden und der  $p_H$ -Spanne bei Messungen in Wasser und KCl-Lösungen fest und, wiederum als Folge davon, mit der kolloidalen Bindigkeit der Böden. Als Beispiel möge folgende von ihm mitgeteilte Zusammenstellung dienen:

Leitfähigkeit	Kolloidale Bindigkeit	Leitfähigkeit	Kolloidale Bindigkeit
1333	7	40	11
1087	30	50	4
893	4	57	4
800	12	60	3
758	2	61	2
725	3	64	1
690	6	74	11
625	14	75	4
465	30	91	3
444	19	98	6

Leitfähigkeit = 1000000/Ohm.

Im Mittel der Böden mit hoher Leitfähigkeit ist  $L = 782,0$ ,  $K = 12,7$ , in der Gruppe mit geringer Leitfähigkeit  $L = 67,0$ ,  $K = 4,9$ . F. WEBER<sup>5</sup> sowie N. PUCHNER<sup>6</sup> beobachteten,

<sup>1</sup> BAYARD-DUCLAUX, F.: Influence de l'eau d'imbibition des roches sur leur conductibilité électrique. C. r. Acad. Sci. Paris **197**, 854 (1933).

<sup>2</sup> CASHEN, G. H.: Measurements of the electrical capacity

and conductivity of soil blocks. J. agricult. Sci. **22**, 145 (1932).

<sup>3</sup> REICH, H.: Geologische Unterlagen der angewandten Geophysik. Handbuch der Experimentalphysik **25**, 3. Tl, 3ff. (1930).

<sup>4</sup> KÜHN, S.: Neue Beziehungen zwischen Bodenazitätät und Bodenphysik. Bodenkde u. Pflanzenernährg **6**, 14 (1937).

<sup>5</sup> WEBER, F.: Untersuchungen über den Einfluß des elektrischen Stromes auf den Zugkraftbedarf beim Pflügen. Diss. München 1932.

<sup>6</sup> PUCHNER, N.: Über den Einfluß des Stromes auf die Festigkeit des Bodens. Fortschr. Landw. **8**, H. 17 (1933).

daß durch einen Strom von 0,5 A die Elastizität und die Festigkeit der Bodenmasse so stark vermindert wird, daß sich dadurch die Zugkraft beim Pflügen um bis zu 20% herabsetzen läßt. Diese Erscheinung ist bei schwerem Lehm deutlicher als bei leichtem. G. KÜHNE<sup>1</sup> konnte diese Beobachtung bestätigen und gibt dafür die folgende Erklärung: „Hier handelt es sich um Vorgänge der inneren Reibung im Boden, die in hohem Grade von der Stärke der hygroskopischen Wasserschicht zwischen den einzelnen festen Bestandteilen eines Bodenkrümel und von der Oberflächenspannung des kapillar im Boden gehaltenen Wassers abhängig ist. Die Bodenkrümel und der größte Teil der fest an ihnen haftenden hygroskopischen Wasserschicht sind nämlich negativ geladen, wogegen das übrige im Boden verteilte Wasser eine positive Ladung besitzt. Wenn man nun Boden und Wasser als Belegungen eines Kondensators auffaßt und dem Wasser positive Elektrizitätsträger zuführt, so wird der hygroskopischen Wasserschicht ein Teil der negativen Ladung genommen, und es werden die durch die negative Ladung der Bodenteilchen hervorgerufenen Adsorptionskräfte von den elektrostatischen Anziehungskräften überwunden. Die Oberflächenspannung der Bodenteilchen wächst, während die des Wassers sich verringert, weil die auf Dehnung wirkenden elektrischen Ladungen den zusammenziehenden Oberflächenspannungen entgegenwirken. Infolgedessen wird die Dicke der hygroskopischen Wasserhülle zunehmen, und es muß sich die gegenseitige Reibung der Bodenteilchen verringern.“ Durch diese Beobachtung ist das Interesse für die Zusammenhänge zwischen Leitfähigkeit des Bodens, Bodenart und Kulturmaßnahmen rege geworden. A. v. NOSTITZ<sup>2</sup> konnte eine deutliche Abhängigkeit der Leitfähigkeit vom Bodentypus feststellen. Sie nimmt stark mit dem Grade der Degradation ab. So besaßen schwarzerdeähnliche Bodenbildungen Leitungswiderstände von 430—1900 Ohm, braunerdeähnliche Böden von 1500 bis 2750 Ohm, Podsolnahe von 3750—10800 Ohm und schließlich Sandböden von 2400 bis über 12000 Ohm. Die anderen untersuchten Faktoren zeigten die folgenden Wirkungen: „Der Leitungswiderstand des Bodens wurde erhöht durch Abnahme der Feuchtigkeit (solange sich diese im Größenbereich des gesunden Ackerbodens bewegte), durch Bodenlockerung, Temperaturrückgang und Humuszugabe. Er wurde verringert durch Dichtlagerung der Erde, Temperaturanstieg im Boden und durch Zufuhr des wasserlöslichen, der Bodenfestlegung wenig unterliegenden Düngesalzes Chlorkali.“ Die Veränderungen, die der Boden an den Elektroden beim Durchgang eines elektrischen Stromes erleidet, beschreibt A. A. BATURIN<sup>3</sup>. „An der Kathode nimmt die Bodenfeuchtigkeit zu, während sie an der Anode abnimmt. Austauschbare Basen wandern zur Kathode. Die Bodenstruktur wird an der Anode zerstört, während sich an der Kathode auf Kosten der positiven Kolloide Schlamm ansammelt.“ Sand und Lößstaub erhalten beim Windtransport durch Reibung an anderen Körpern eine elektrische Ladung, die durch nachträgliche Trennung der Ladungen mit erheblichen Spannungen verbunden sein kann. Von H. KLÄHN<sup>4</sup> wurde dieser Vorgang im Modellversuch nachgeahmt und bestätigt. Er weist noch darauf hin, daß diese Aufladung neben der Luftadsorption die Vergrößerung des Volumens solcher Materialien beim einfachen Schütten verursachen kann.

<sup>1</sup> KÜHNE, G.: Neue Untersuchungen an Werkzeugen zur Bodenbearbeitung. Technik Landw. **17**, 114 (1936).

<sup>2</sup> NOSTITZ, A. v.: Untersuchungen über die Leitfähigkeit des Bodens für elektrischen Strom. Bodenkd. u. Pflanzenernähr. **12**, 1 (1939) — Elektrometrische Bodenuntersuchung. Ernähr. Pflanze **34**, 114 (1938).

<sup>3</sup> BATURIN, A. A.: Changes in soil properties under the influence of an electrical current. Trudy S.-Kh. Akad. Timiriazeva **3**, Nr 6 (1938). Nach Ref. in Soils a. Fertilizers **2**, 21 (1939).

<sup>4</sup> KLÄHN, H.: Sedimentation subaerischer Sedimente (Sand und Löß). Z. dtsh. geol. Ges. **85**, 14 (1933).

Bestimmungen von H. JEFFREYS<sup>1</sup> bestätigen im allgemeinen das Gesetz, daß die Radioaktivität der Gesteine mit ihrem Kieselsäuregehalt abnimmt mit der Einschränkung, daß je nach der Herkunft auch bedeutende Abweichungen auftreten. Sehr niedrige Radiumgehalte von  $0,24-1,9 \cdot 10^{-12}$  g Ra pro Gramm Gestein wurden von E. ROTHE und F. STOECKEL<sup>2</sup> in den Sedimenten des rheinischen Kaligebietes gefunden, während F. BEHOUNEK und W. SANTHOLZER in den Gesteinen aus der Nähe der Pecherzgänge Joachimsthal's Konzentrationen an Radium feststellten, die diejenigen von entsprechenden Gesteinen an normalen Fundorten weit übertreffen<sup>3</sup>. Die höchsten Werte waren hier  $2,93 \cdot 10^{-10}$  g/g Gestein.

Die Verteilung der Emanationen im Boden wurde von H. ISRAËL-KÖHLER und F. BECKER<sup>4</sup> untersucht. Soweit sie auf Grund der Diffusion erfolgt, gehorcht sie nicht denselben Gesetzen wie die Verteilung von nichtzerfallenden Gasen. Während bei diesen nur die Grenzbedingungen (Konzentration an den Grenzen des Diffusionsraumes) ausschlaggebend sind, muß sich bei den Emanationen ein Gleichgewicht zwischen Diffusion, Neuentstehung von Emanation aus den radioaktiven Stoffen des Bodens und Zerfall der Emanationen in die weiteren Glieder der radioaktiven Reihen einstellen. Zur Berechnung der dabei sich ergebenden Verhältnisse werden drei Fälle unterschieden: 1. Homogene Bodenschicht konstanten Ra-Gehaltes, 2. schichtenweise Verschiedenheit des Ra-Gehaltes (besonders Ra-freie Deckschicht), 3. linienförmige Emanationsquelle in bestimmter Tiefe. Die beiden letzten Fälle sind besonders für geologische Betrachtungen von Wichtigkeit, da sie gestatten, Inhomogenitäten und Verwerfungen im Untergrund festzustellen<sup>5</sup>. Im Normalfalle 1 ergibt sich „als Charakteristikum eine Emanationsverteilung, die von rund 5 m ab nach unten zu praktisch konstante Konzentration besitzt; im Spezialfall einer völlig unterbundenen Exhalation reicht diese Konzentration bis an die Oberfläche heran“. Für diesen Gleichgewichtszustand gilt:

$$k \cdot \Delta \varrho = \lambda \varrho - a(s),$$

wo  $k$  die Diffusionskonstante,  $\varrho$  die Konzentration,  $\lambda$  die Zerfallskonstante,  $s$  das zugehörige Bodenelement bedeuten. Es ist dann  $k \cdot \Delta \varrho$  die durch Diffusion bedingte Änderung,  $a(s)$  die Konzentrationszunahme durch Nachlieferung aus dem Boden und  $\lambda \varrho$  die Konzentrationsabnahme durch Zerfall. Ist der Luftaustausch mit der freien Atmosphäre nicht unterbunden, dann fällt die Konzentration nach oben hin logarithmisch bis zum Wert für die Freiluft, der vergleichsweise praktisch gleich Null ist. In den oberen Bodenschichten treten allerdings zeitliche Schwankungen der Konzentration auf, die weit über das gaskinetisch

<sup>1</sup> JEFFREYS, H.: On the radioactivities of rocks. *Gerlands Beitr. Geophys.* **47**, 149 (1936).

<sup>2</sup> ROTHE, E., u. F. STOECKEL: Sur la radioactivité des couches géologiques de la vallée du Rhin. *C. r. Acad. Sci.* **199**, 1330 (1934).

<sup>3</sup> BEHOUNEK, F., u. W. SANTHOLZER: Über die Radioaktivität der Gesteine aus dem Uranpecherzbergbaurevier von St. Joachimsthal in Böhmen. *Gerlands Beitr. Geophys.* **33**, 60 (1931).

<sup>4</sup> ISRAËL-KÖHLER, H., u. F. BECKER: Die Emanationsverhältnisse in der Bodenluft. *Gerlands Beitr. Geophys.* **48**, 13 (1936).

<sup>5</sup> Vgl. H. ISRAËL-KÖHLER u. F. BECKER: Die Bodenemanation in der Umgebung der Bad Nauheimer Quellenspalte. *Gerlands Beitr. Geophys.* **44**, 40 (1935). — ALIVERTI, G.: Su la prospezione del sottosuolo con i metodi radioattivi. *Bull. del Comitato per la geodesia e la geofisica del Consiglio Naz. delle Ricerche* 1937. — EBERT, A.: Apparate und Methoden der elektrischen Wassersuche. *Z. dtsh. geol. Ges.* **85**, 496 (1933). — ISRAËL-KÖHLER, H., L. AMEELY u. E. OPITZ: Radiumemanation in Bodenluft als Heilmittel. *Klin. Wschr.* **15**, 381 (1936). — BREYER, F.: Radioaktive Untersuchungen am Salzdom von Spereberg. *Gerlands Beitr. Geophys., Erg.-Hefte* **1**, 373 (1931). Die Emanationskonzentrationen der in Spalten aufsteigenden Luft betragen das 100–1000fache der normalen Bodenluft. Häufig ist gleichzeitig hoher CO<sub>2</sub>-Gehalt.

zu erwartende Maß hinausgehen und durch Scheindiffusion, d. h. durch den Luftaustausch zwischen Boden und Atmosphäre hervorgerufen werden, der durch Luftdruckschwankungen und Windsog, sowie negativ durch Verhinderung der Diffusion infolge von oberflächlicher Durchfeuchtung nach Regen oder Verkrustung erzeugt wird. Entsprechend findet H. BENDER<sup>1</sup>, daß „alle meteorologischen und sonstigen Faktoren, die die in den Bodenkapillaren enthaltene Luft nach oben fördern, verringern auf den Gehalt der nachher zurückbleibenden Bodenluft wirken“, während Prozesse, die die Bodenkapillaren verstopfen, die umgekehrte Wirkung zeigen. So entsteht im Gehalt der Bodenluft an Emanation ein jahreszeitlicher Gang, im Winter sind hohe, im Sommer niedrige Werte festzustellen. Dasselbe bestätigen M. ORLOWA, G. HODALEWITSCH und N. LJAMIN<sup>2</sup>. Die Ursachen hierfür sind der durch den gefrorenen Boden verminderte Gasaustausch und der im allgemeinen hohe Luftdruck während des Winters in Sibirien. Der winterliche Maximalgehalt wurde von BENDER allerdings erst im Februar und Anfang März gemessen. Die Abhängigkeit von den Luftdruckverhältnissen ist derart, daß ein Ansteigen des Luftdrucks in den vor der Messung liegenden 12 Stunden ein Ansteigen des Gehaltes an Emanation, dagegen Fallen des Luftdruckes in dieser Zeit eine Abnahme zur Folge hat. Die absolute Höhe des Luftdruckes spiegelt sich dagegen im Emanationsgehalt des Bodens nur undeutlich wider, und auch dieses ist wohl nur eine sekundäre Folge der oben konstatierten Abhängigkeit. Im Gegensatz hierzu konnte W. KOSMATH<sup>3</sup> „eine Abhängigkeit der Exhalation von den meteorologischen Faktoren Bewölkung, Sonnenstrahlung, Sonnenscheindauer, Windstärke, Temperatur, Luftfeuchtigkeit, Luftdruck und Luftdruckgefälle nicht feststellen. Auch eine Abhängigkeit von dem Feuchtigkeitsgrad des Bodens konnte nicht ermittelt werden. Dagegen wurde festgestellt, daß die Exhalation vom Regen mit seinen Folgeerscheinungen, die das Sickerwasser im Boden hervorruft, fundamental beeinflußt zu sein scheint“. Während des Regens sinkt die Exhalation durch die Verdrängung der Luft und Verstopfung der Poren auf sehr kleine Werte. Dadurch sammelt sich in den tieferen Bodenschichten Emanation an, die nach Aufhören des Regens und erneuter Öffnung der Poren ein Ansteigen der Exhalation über das normale Maß hinaus bedingt. Schließlich klingt die Kurve wieder auf das Normalmittel des feuchten Bodens ab. Ähnliche Feststellungen machen A. A. KRASSIUK und B. A. KRASSIUK<sup>4</sup>.

Die Messungen der Radiumemanation durch H. ISRAËL-KÖHLER<sup>5</sup> erfolgten nach der „Sondenmethode“ in der Weise, daß Luftproben durch ein dünnes Rohr aus der zu untersuchenden Bodenschicht in einen Rezipienten gesogen wurden, aus dem sie dann in das Ionisierungsgefäß überführt wurden. Adsorptionsverluste durch die Verdrängungsflüssigkeit können bei Verwendung von konzentriertem Salzwasser vernachlässigt werden. Die Thorium-Emanation wurde von ihm nach zwei Verfahren bestimmt: 1. Nach J. SATTERLY. „Die Luftprobe wird aus dem Boden zu einem definierten Zeittermin ins Ionisationsgefäß eingesaugt. Dann setzt sich der Ionisationsstrom während der ersten Minuten zusammen aus dem durch Ra-Emanation bedingten langsam ansteigenden Strom

<sup>1</sup> BENDER, H.: Über den Gehalt der Bodenluft an Radiumemanation. Gerlands Beitr. Geophys. **41**, 401 (1934).

<sup>2</sup> ORLOWA, M., G. HODALEWITSCH u. N. LJAMIN: Über Schwankungen der Ionisation der Bodengase im Laufe des Jahres. Physik. Z. **31**, 585 (1930).

<sup>3</sup> KOSMATH, W.: Die Exhalation der Radiumemanation aus dem Erdboden und ihre Abhängigkeit von den meteorologischen Faktoren. Gerlands Beitr. Geophys. **40**, 226 (1933); **43**, 258 (1935).

<sup>4</sup> KRASSIUK, A. A., u. B. A. KRASSIUK: Radioaktivität der Bodenluft im Podsolgebiet. Pedology **4**, 437 (1932).

<sup>5</sup> ISRAËL-KÖHLER, H.: Gerlands Beitr. Geophys. **48**, 13 (1936).



und dem mit der Halbwertszeit 54,5 sec abklingenden Anteil der Th-Emanation. Extrapolation auf den Zeitpunkt  $t = 0$  gestattet daraus die Menge der Th-Emanation zu berechnen. 2. Nach J. C. SANDERSON. Saugt man einen Bodenluftstrom bestimmter Geschwindigkeit durch einen Kondensator, so steigt dessen Stromeffekt in dem Maße an, wie sich die Induktionen RaA bis RaC in ihm ablageren. Nach 3—4 Stunden ist analog den Verhältnissen in einem geschlossenen Ionisationsgefäß Stromkonstanz erreicht. Der Strom setzt sich jetzt zusammen aus den durch Ra-Emanation, RaA, RaB, RaC, Th-Emanation und ThA bedingten Anteilen (ThB und ThC brauchen im allgemeinen nicht berücksichtigt zu werden). Wird jetzt der Luftstrom gestoppt, so klingen die im Apparat enthaltenen Mengen Th-Emanation und ThA mit 54,5 sec Halbwertszeit ab, der Strom sinkt und steigt bei erneutem Durchsaugen wieder an. Aus der Differenz der Stromwerte ist wieder bei bekannter Menge Ra-Emanation die Th-Emanation berechenbar.“ Nach ähnlichem Verfahren bestimmte auch TH. LANG den Th-Emanationsgehalt der Bodenluft neben der Ra-Emanation<sup>1</sup>. Er fand dabei, daß im norddeutschen Gebiet, wo der radioaktive Gehalt der Luft meistens klein ist, die Th-Emanation über die Ra-Emanation überwiegt.

Da die atmosphärische Luft ihren Gehalt an radioaktiven Substanzen lediglich aus dem Boden empfängt, steigt der Emanationsgehalt der freien Luft unter denselben Bedingungen wie die Exhalation aus dem Boden. So fand W. KOSMATH<sup>2</sup>, allerdings im Gegensatz zu seinen späteren, oben dargelegten Beobachtungen über die Exhalation, eine Abhängigkeit vom Luftdruck, dem Druckgefälle, der Temperatur, Wind, Bewölkung und Bodendurchnässung, E. SCHMIDT<sup>3</sup> eine Zunahme durch Wärme und Sonnenbestrahlung, Abnahme durch Bewölkung, Wind und Bodennässe, sowie ein jährliches Minimum im März und Maximum im Juli. J. A. PRIEBSCHE, G. RADINGER und P. L. DYMEK<sup>4</sup> stellten Abhängigkeit von der Höhenlage fest (in Innsbruck  $312 \cdot 10^{-18}$ , auf dem Hafelekar in 2300 m Höhe  $100 \cdot 10^{-18}$  Curie/cm<sup>3</sup>), gleichzeitig zeigte sich in Innsbruck ein täglicher Gang mit dem Maximum am Morgen und dem Minimum in den Mittagsstunden, der auf dem Kar nicht beobachtet wurde. Daneben spielen für die Freiluft die Windverhältnisse noch eine wesentliche Rolle, weil durch den Wind die unteren, emanationsreichen Schichten durch Luft aus größerer Höhe, die emanationsfrei ist, ersetzt werden. Unter Umständen kann auch Zufuhr von emanationsreicherer Luft aus Gegenden erfolgen, die anderen Gesteinscharakter haben.

Beziehungen zwischen der Radioaktivität des Bodens und dem Pflanzenwachstum wurden verschiedentlich untersucht<sup>5</sup>. R. JIRKOVSKY<sup>6</sup> bemerkte eine

<sup>1</sup> LANG, TH.: Ergebnisse einer vierten Messungsserie zur Frage des Zusammenhanges zwischen Radioaktivität und Kropf. Z. Neur. **152**, 107 (1935). Siehe auch Z. Neur. **141**, 68 (1932); **144**, 583 (1933); **149**, 700 (1934).

<sup>2</sup> KOSMATH, W.: Der Gehalt der Freiluft an Radiumemanation und deren vertikale Verteilung in der Nähe des Erdbodens. Gerlands Beitr. Geophys. **25**, 95 (1930).

<sup>3</sup> SCHMIDT, E.: Der Gehalt der Freiluft an Radiumemanation und deren vertikale Verteilung in der Nähe des Erdbodens (nach Beobachtungen in St. Peter bei Graz im Jahre 1930). Sitzgsber. Akad. Wiss. Wien, Math.-naturwiss. K., Abt. IIa **140**, 27 (1931).

<sup>4</sup> PRIEBSCHE, J. A., G. RADINGER u. P. L. DYMEK: Untersuchungen über den Radiumemanationsgehalt der Freiluft in Innsbruck und auf dem Hafelekar (2300 m). Gerlands Beitr. Geophys. **50**, 55 (1937).

<sup>5</sup> VAN BAREN, J.: Der Kulturboden und einige seiner Probleme. Landbouwk. Tijdschr. **45**, 180 (1933). — BLARINGHEM: Wirkung einer Beifügung von Radium zum Erdboden. Rapp. Inst. Recherch. Agron. **1931**, 62 (1932). — KOSMATH, W., u. V. HARTMAIR: Beeinflußt der mittlere Radongehalt der Bodenluft die Samenentwicklung im Boden? Protoplasma (Berl.) **24**, 8 (1935). — LAPAPE, A., u. R. TRANNOY: Einfluß des Radiums auf das Wachstum. Annales agronom. **4**, 319 (1934).

<sup>6</sup> JIRKOVSKY, R.: Beziehungen der Bodenradioaktivität zur Bonität des Bodens. Věstn. českoslov. Akad. zeměd. **7**, 264 (1931).

gewisse Parallelität zwischen Aktivität und Bonität des Bodens, die wohl darauf zurückzuführen ist, daß die Bodenkolloide Emanation absorbieren. Sodann mag noch die Beobachtung von A. BOUTARIC und M. ROY<sup>1</sup> Erwähnung finden, daß durch radioaktive Strahlen positiv geladene Kolloide, wie beispielsweise Eisenhydroxydsol, unabhängig von ihrer chemischen Zusammensetzung ausgeflockt werden, während negative Teilchen dadurch keine Beeinflussung finden.

## 2. Chemische Beschaffenheit des Bodens.

### Chemische und chemisch-physikalische Vorgänge im Boden.

Von F. SCHEFFER und P. SCHACHTSCHABEL-Jena.

Mit 15 Abbildungen.

#### Die Minerale der Bodenfraktionen zwischen 2 und 0,002 mm Teilchengröße als Urheber der chemisch-physikalischen Vorgänge.

Seit dem Jahre 1930 haben sich die Kenntnisse und Anschauungen über die Kolloidfraktion und über die Sorptionsvorgänge im Boden dermaßen gewandelt, daß eine Neubearbeitung dieser Gebiete ein dringendes Gebot ist. Dabei muß zunächst darauf hingewiesen werden, daß der Begriff „kolloid“ nicht mit „amorph“ zu verwechseln ist. Der Ausdruck „kolloid“ bezeichnet nur einen Zerteilungsgrad, welcher zwischen dem grob dispersen und molekular dispersen Zustand liegt. Während man in der Chemie als obere Grenze des kolloiden Zustandes einen Teilchendurchmesser von 0,1–0,25  $\mu$  festgelegt hat, rechnet man in der Agrilkulturchemie alle Teilchen  $< 2 \mu$  als zur Kolloidfraktion bzw. Tonfraktion gehörend. Diese Heraufsetzung der oberen Grenze auf 2  $\mu$  lag darin begründet, daß von diesem Teilchendurchmesser an typisch kolloidchemische Reaktionen, z. B. das Sorptionsvermögen, beinahe sprunghaft auftreten. Dennoch bleibe es dahingestellt, ob es sich bei diesen Teilchen von 2–0,2  $\mu$  um Einzelteilchen oder größtenteils um Sekundärteilchen handelt, die infolge starker Verkittung bei der mechanischen Analyse nicht in ihre Komponenten zu zerlegen sind. Kolloide können nun entweder in amorpher oder aber auch in kristallisierter Form vorliegen. Die Bodenkolloide sind vorwiegend kristallisierter Art. Wenn man daher die Sorptionseigenschaften der Bodenkolloide verstehen will, so muß man unter allen Umständen die Kenntnis des Aufbaues der Bodenminerale voraussetzen. Es hat sich bei der Untersuchung der Tonfraktion der Böden nun aber als sehr nützlich erwiesen, auch die gröberen Fraktionen des Bodens mit zu berücksichtigen, weil man aus ihnen wertvolle Schlüsse auf die Zusammensetzung der Tonfraktion ziehen kann.

Der sicherste Weg zur Bestimmung der mineralischen Zusammensetzung der gröberen Fraktionen liegt zweifellos darin, die Minerale derselben auf Grund ihres verschiedenen spezifischen Gewichts zu trennen. Dieser Weg ist aber sehr umständlich. In neuerer Zeit ist deshalb von C. W. CORRENS und seinen Schülern<sup>2</sup>

<sup>1</sup> BOUTARIC, A. und M. ROY: Einfluß radioaktiver Strahlen auf die Ausflockung der Kolloide. C. r. Acad. Sci. Paris **196**, 1020 (1933).

<sup>2</sup> CORRENS, C. W., u. F. K. SCHLÜNZ: Mineralogische Untersuchung dreier mecklenburgischer Böden. Z. Pflanzenernährg A **44**, 316 (1936). — SCHLÜNZ, F. K.: Mikroskopische und chemische Untersuchungen zweier Tone. Chem. Erde **8**, 167 (1933). — ENGELHARDT,

für diesen Zweck eine neue Untersuchungstechnik ausgearbeitet worden, welche eine Vereinfachung gegenüber der früheren darstellt. Meistens genügt es, die Minerale der verschiedenen Fraktionen in Kanadabalsam einzubetten und in diesen Präparaten eine Auszählung vorzunehmen. Da die Lichtbrechung des Quarzes größer und die des Kalifeldspates sowie der sauren Glieder der Kalknatronfeldspäte mit bis zu 15 % Anorthitgehalt kleiner als die des Kanadabalsams ist, so wird hierdurch eine quantitative Bestimmung dieser am häufigsten vorkommenden Minerale leicht ermöglicht. Kommt man auf diese Weise nicht zum Ziele, so kann man auf Vorschlag von C. W. CORRENS und F. K. SCHLÜNZ als Einbettungsflüssigkeit ein Gemisch von Monobromnaphthalin und eingedicktem Zedernholzöl mit einem Brechungsexponent von 1,61 heranziehen. Diesem Gemisch wird eine leicht verdunstende Komponente, wie sie der Paraldehyd darstellt, zugesetzt, so daß ein Anfangsbrechungsindex von 1,51 dieser Mischung resultiert. Durch langsame Verdunstung des Paraldehyds verändert sich der Brechungsexponent der Einbettungsflüssigkeit über den Bereich von 1,51—1,61. In diesem Intervall liegen die Brechungsexponenten der meisten im Boden vorkommenden Minerale. Ist der Brechungsexponent des Minerals gleich dem der Flüssigkeit, so verschwindet das Mineral aus dem Gesichtsfeld, welches man sich zweckmäßigerweise vorher genau aufzeichnet. Es hat sich dabei als notwendig erwiesen, die Minerale vorher mit Wasserstoffsuperoxyd und gegebenenfalls auch mit Oxalsäure zu behandeln, wobei Humus und Eisenhydroxyd, welche die einzelnen Körner stark verkitten, zerstört werden.

Bei der mikroskopischen Untersuchung dreier Böden gelangten C. W. CORRENS und F. K. SCHLÜNZ<sup>1</sup> zu der Feststellung, daß Quarz und Feldspat mit fallender Korngröße abnehmen, während der Glimmer das entgegengesetzte Verhalten aufweist. Bei einer Korngröße von etwa 50  $\mu$  trat Montmorillonit auf, der nach den feineren Fraktionen hin ebenfalls eine starke Zunahme erfuhr. Auch Kaolin war bei 20  $\mu$  schon feststellbar. W. v. ENGELHÄRD<sup>1</sup> kam bei der Untersuchung von 4 Horizonten eines Bodenprofils zu dem gleichen Ergebnis, nur mit dem Unterschied, daß an Stelle des Montmorillonits Nontronit auftrat. P. SCHACHTSCHABEL<sup>2</sup> untersuchte 7 Böden verschiedener Herkunft, wodurch die obigen Untersuchungen von CORRENS und SCHLÜNZ vollauf Bestätigung erfuhren. Aus diesen Untersuchungen ist als besonders wichtiges Moment hervorzuheben, daß die in den feineren Fraktionen stark hervortretenden Tonminerale schon bei etwa 50  $\mu$  auftreten und dann mit steigender Feinheit stark zunehmen. Man hat infolgedessen auf Grund der mikroskopischen Untersuchung schon einen Anhalt, welche Minerale in der Tonfraktion zu erwarten sind. Es sei hierbei daran erinnert, daß die Fallzeiten bei der mechanischen Analyse nur für ideal kugelförmig ausgebildete Körper Geltung haben. Die Minerale weichen aber bekanntlich von der Kugelgestalt mehr oder weniger stark ab. Besonders trifft dieses für die Tonminerale zu, so daß sie in Fraktionen gefunden werden, in die sie entsprechend ihrer Oberfläche gar nicht hineingehören. Diese Tatsache erleichtert aber auf der anderen Seite die Bestimmung der besagten Minerale auf mikroskopischem Wege, denn sie haben, wenn sie im Untersuchungspräparat

W. v.: Mineralogische Beschreibung eines mecklenburgischen Bodenprofils. Ebenda **11**, 17 (1937). — CORRENS, C. W.: Bestimmung der Brechungsexponenten in Gemengen feinkörniger Minerale und von Kolloiden. Fortschr. Mineral. usw. **14**, 26 (1929). — CORRENS, C. W., u. W. SCHOTT: Vergleichende Untersuchungen über Schlämm- und Aufbereitungsverfahren von Tonen. Kolloid-Z. **61** (1932) — Über den Einfluß des Trocknens auf die Korngrößenverteilung von Tonen. Ebenda **65** (1933).

<sup>1</sup> Vgl. Anm. 2, S. 275.

<sup>2</sup> SCHACHTSCHABEL, P.: Mikroskopische und röntgenographische Untersuchungen von Böden. Bodenkde u. Pflanzenernährg **5** (50), 375 (1937).

auf der Basis liegen, meist einen größeren Durchmesser als die übrigen Minerale. Da die chemische Zusammensetzung der Tonminerale, ihre Konstitution, ihre Entstehungs- und Bildungsvorgänge schon bei der Verwitterung an anderer Stelle eingehend dargelegt worden sind, so sei hierauf bezugnehmend kurz verwiesen<sup>1</sup>.

Während man noch vor 10 Jahren annahm, daß das Sorptionsvermögen unserer Böden amorphen Substanzen zugeschrieben werden müßte, haben neuere Untersuchungen gezeigt, daß amorphe anorganische Produkte im Boden keine wesentliche Rolle spielen<sup>2</sup>. Alle röntgenographischen Untersuchungen haben ergeben, daß die Tonfraktion unserer Böden aus wohldefinierten Mineralen zusammengesetzt ist. S. B. HENDRICKS und W. H. FRY<sup>3</sup> stellten durch Vergleiche mit den Röntgendiagrammen bekannter Tonminerale fest, daß Montmorillonit, Halloysit und Quarz die Konstituenten der von ihnen untersuchten Bodenkolloide waren. Damit wurde erstmalig auf röntgenographischem Wege gezeigt, daß die Bodenkolloide keine amorphen Substanzen, sondern wohldefinierte Minerale sind. Durch spätere Arbeiten von W. P. KELLEY und Mitarbeitern<sup>4</sup> wurden diese Untersuchungen erweitert. Ein Bentonit, dessen Hauptbestandteil Montmorillonit war, wurde mit Ba, Ca, Mg, K bzw. Na gesättigt, ohne daß sich eine Veränderung der Röntgenbilder ergab. Ebenso negativ waren die Ergebnisse, wenn Bodenkolloide mit diesen Basen gesättigt wurden. Diesen Befund erklären sie damit, daß die Kationen an oder in der Nähe der Kristalloberfläche sorbiert sein müssen. Auch U. HOFMANN und Mitarbeiter<sup>5</sup> konnten an Tonen feststellen, daß Montmorillonit bzw. Halloysit und Kaolin ständige Begleiter von Tonböden sind. Sie fanden außerdem, daß in vielen Bentoniten Quarz oder Feldspat auftritt, und daß infolgedessen das Verhältnis von  $\text{SiO}_2$  :  $\text{R}_2\text{O}_3$  von 4 : 1 abweichende Werte ergibt. Von A. JACOB und Mitarbeitern<sup>6</sup> wurde eine große Anzahl Böden der verschiedensten Herkunft röntgenographisch untersucht. Zwei siallitische Roterden zeigten in der Kolloidfraktion als Tonmineral einzig Kaolin. Alle übrigen Böden enthielten nur wenig oder gar keinen Kaolin. Montmorillonit wurde in Tonböden von Java und den Philippinen gefunden, weiterhin in Böden aus Argentinien, Ägypten und Holland. In einigen anderen Böden wurde als Hauptkomponente ein unbekanntes „Tonmineral X“ festgestellt. Bei einigen argentinischen Böden wurde auch Feldspat in der Kolloidfraktion gefunden. Von R. SEIFERT und Mitarbeitern<sup>7</sup> wurden 38 Böden, meist schwere Tonböden, untersucht. Die meisten Böden enthielten das unbekanntes „Tonmaterial T“ (bzw. X, s. oben), welches auch von A. JACOB und Mitarbeitern festgestellt wurde, und außerdem Kaolin. Auch Montmorillonit wurde in verschiedenen Böden festgestellt. G. NAGEL-

<sup>1</sup> Vgl. dies. Bd. S. 18–40.

<sup>2</sup> HOFMANN, U., K. ENDELL u. D. WILM: Röntgenographische und kolloidchemische Untersuchungen über Ton. *Z. angew. Chem.* **47**, 539 (1934). — CORRENS, C. W., u. F. K. SCHLÜNZ: a. a. O. S. 316. — ENGELHARDT, W. v.: Über silikatische Tonminerale. *Fortschr. Mineral. usw.* **21**, 276 (1937).

<sup>3</sup> HENDRICKS, S. B., u. W. H. FRY: The results of X-ray and microscopical examinations of soil colloids. *Soil Sci.* **29**, 457 (1930).

<sup>4</sup> KELLEY, W. P., W. H. DOVE u. S. M. BROWN: The nature of the base-exchange material of bentonite, soils and zeolites, as revealed by chemical investigation and X-ray analysis. *Soil Sci.* **31**, 25 (1931).

<sup>5</sup> HOFMANN, U., K. ENDELL u. D. WILM: a. a. O. S. 539.

<sup>6</sup> JACOB, A., U. HOFMANN, H. LOOFMANN u. E. MAEGDEFRAU: Chemische und röntgenographische Untersuchungen über die mineralische Sorptionssubstanz im Boden. *Beih. Angew. Chem.* **21**, 11 (1935).

<sup>7</sup> SEIFERT, R., J. EHRENBERG, B. TIEDEMANN, K. ENDELL u. D. WILM: Bestehen Zusammenhänge zwischen Rutschneigung und Chemie von Tonböden? *Mitt. preuß. Versuchsanst. Wasserbau u. Schiffbau* **20**, 1–34 (1937).

SCHMIDT<sup>1</sup> konnte den verhältnismäßig selten vorkommenden Halloysit als Hauptbestandteil der feinsten Schlämmfraktion eines marinen mitteloligocänen Tones von Mallis in Mecklenburg nachweisen. I. N. ANTIPOV-KARATAEV und B. K. BRUNOWSKY<sup>2</sup> fanden Montmorillonit in allen untersuchten Böden. Kaolin wurde in den Roterden gefunden, während in Podsolböden Minerale der Kaolingruppe weniger oder überhaupt nicht anzutreffen waren. Glimmer konnte sowohl in Roterden als auch in Podsolböden nachgewiesen werden. C. W. CORRENS und F. K. SCHLÜNZ<sup>3</sup> konnten an 3 Ackerböden nachweisen, daß Glimmer zu 30–50% Montmorillonit zu 10–50% vorhanden waren. Bei einem Boden konnte Kaolin, und bei einem anderen Feldspat in der Tonfraktion nachgewiesen werden. W. v. ENGELHARDT<sup>4</sup> stellte an einem Bodenprofil fest, daß in allen Horizonten Glimmer zu 10–30% (außer B<sub>1</sub>, 35–60 cm = 30–50%) und Nontronit auftraten. Der Nontronitgehalt nahm nach unten zu. Er betrug in den beiden oberen Horizonten 10–30%, in den beiden unteren Horizonten (50–80 cm und über 80 cm) 30 bis 50%. Kalifeldspat wurde nur im untersten Horizont zu 10–30% festgestellt. P. SCHACHTSCHABEL<sup>5</sup> konnte in 7 Böden Glimmer zu 30–50% und Montmorillonit zu 10–30% nachweisen. Nur bei einem Sandboden betrug der Montmorillonitgehalt 30–50%. Kalifeldspat konnte mit Sicherheit nur in der Tonfraktion eines feldspatreichen Sandbodens (28–29% Kalifeldspat) festgestellt werden. Kaolin wurde bei keinem Boden gefunden. Er konnte also, sofern überhaupt vorhanden, höchstens in einer Menge von 10% anwesend sein. C. E. MARSHALL<sup>6</sup> zerlegte die Tonfraktion nochmals in verschiedene Fraktionen, um festzustellen, ob die Zusammensetzung der Tonfraktion gleichmäßig sei. Bei einem Putnam-Ton fand er, daß bis 0,5  $\mu$  Quarz + Beidellit und in den feineren Fraktionen nur Beidellit festzustellen war. Auch an einem Ton von Rothamsted stellte er fest, daß die Tonfraktion nicht homogen war. In der Fraktion 2–1  $\mu$  fand er Quarz und Beidellit, in der von 1  $\mu$  bis 200 m $\mu$  Beidellit und < 200 m $\mu$  Beidellit + Halloysit.

Die röntgenographischen Untersuchungen haben also ergeben, daß die Tonfraktion unserer Böden aus Mineralen aufgebaut ist. Man bezeichnet letztere als Tonminerale und unterscheidet drei Gruppen:

#### 1. Kaolingruppe.

- a) Kaolin:  $\text{Al}_2\text{O}_3 \cdot 2 \text{SiO}_2 \cdot 2 \text{H}_2\text{O}$ ;  $(\text{OH})_4\text{Al}_2\text{Si}_2\text{O}_5$ .
- b) Halloysit:  $\text{Al}_2\text{O}_3 \cdot 2 \text{SiO}_2 \cdot 4 \text{H}_2\text{O}$ .
- c) Metahalloysit:  $\text{Al}_2\text{O}_3 \cdot 2 \text{SiO}_2 \cdot 2 \text{H}_2\text{O}$ .

#### 2. Montmorillonitgruppe.

- a) Montmorillonit:  $n(\text{Ca}, \text{Mg})\text{O} \cdot \text{Al}_2\text{O}_3 \cdot 4 \text{SiO}_2 \cdot \text{H}_2\text{O} \cdot n \text{H}_2\text{O}$  <sup>7</sup>;  $(\text{OH})_2\text{Al}_2(\text{Si}_2\text{O}_5)_2$ .
- b) Beidellit:  $n(\text{Ca}, \text{Mg})\text{O} \cdot \text{Al}_2\text{O}_3 \cdot 3 \text{SiO}_2 \cdot n \text{H}_2\text{O}$  <sup>7</sup>.
- c) Nontronit:  $n(\text{Ca}, \text{Mg})\text{O} \cdot \text{Fe}_2\text{O}_3 \cdot 3 \text{SiO}_2 \cdot n \text{H}_2\text{O}$ .

#### 3. Glimmergruppe.

- a) Muskowit:  $\text{K}_2\text{O} \cdot 3 \text{Al}_2\text{O}_3 \cdot 6 \text{SiO}_2 \cdot 2 \text{H}_2\text{O}$ ;  $(\text{OH}, \text{F})_2\text{KAl}_2(\text{Si}_3\text{AlO}_{10})$ .
- b) Biotit:  $\text{K}_2\text{O} \cdot \text{Al}_2\text{O}_3 \cdot 4 \text{MgO} \cdot 2 \text{FeO} \cdot 6 \text{SiO}_2 \cdot 2 \text{H}_2\text{O}$   
(OH, F)<sub>2</sub>K(Mg, Fe, Al, Mn, Ti)<sub>3</sub>[(Si, Al)<sub>4</sub>O<sub>10</sub>].
- c) Die „glimmerartigen Minerale“ sind wahrscheinlich durch Verwitterung aus a oder b hervorgegangen und stellen demnach keine besondere Mineralgruppe vor.

<sup>1</sup> NAGELSCHMIDT, G.: Röntgenographische Untersuchungen an Tonen. Z. Kristallogr. **87**, 120 (1934).

<sup>2</sup> ANTIPOV-KARATAEV, J. N., u. B. K. BRUNOWSKY: Chemische und röntgenographische Untersuchungen kolloid. Fraktionen einiger Bodenarten. Kolloid-Z. **75**, 325 (1936).

<sup>3</sup> CORRENS, C. W., u. F. K. SCHLÜNZ: a. a. O. S. 316.

<sup>4</sup> ENGELHARDT, W. v.: a. a. O. S. 17.

<sup>5</sup> SCHACHTSCHABEL, P.: a. a. O. S. 375.

<sup>6</sup> MARSHALL, C. E.: The importance of the lattice structure for the study of soils. J. Soc. chem. Ind. **4**, 393 (1935).

<sup>7</sup> CORRENS, C. W.: Die Tone. Geol. Rdsch. **29**, 201 (1938).

Von den Mineralen wurden die in der Literatur angegebene Oxydformel und, soweit bekannt, auch die Strukturformel angegeben. In der Tab. 1 ist ein Überblick über die chemische Zusammensetzung der Tonminerale gebracht. Diese Zahlen wurden, mit Ausnahme der „glimmerartigen“ Minerale<sup>1</sup> einer Zusammenstellung von W. v. ENGELHARDT<sup>2</sup> entnommen. Es handelt sich hierbei nur um optisch und röntgenographisch untersuchte Minerale, die weitgehend von fremden Beimengungen befreit worden waren. In der Tabelle sind die höchsten und niedrigst gefundenen Werte der untersuchten Minerale eingesetzt.

Tabelle 1. Chemische Zusammensetzung der Tonminerale.

	Kaolin	Halloysit	Montmorillonit	Beidellit	Nontronit	Glimmerartige Minerale
SiO <sub>2</sub>	43,6—54,7	40,0—45,8	47,9—51,2	45,3—47,3	31,1—47,6	50,1—51,7
Al <sub>2</sub> O <sub>3</sub>	30,0—40,2	33,8—39,2	20,0—27,1	12,2—27,8	0,4—22,7	21,7—32,8
Fe <sub>2</sub> O <sub>3</sub>	0,3—2,0	0—0,4	0,2—1,4	0,8—18,5	15,2—40,8	0—6,2
MgO	0—1,0	0,3	2,1—6,6	0,2—3,0	0,1—4,0	2,0—4,5
CaO	0,03—1,5	0,1—0,8	1,0—3,7	0,5—2,8	0,6—4,5	0—0,6
K <sub>2</sub> O	0—1,5	0,3	0,2—0,6	0,1	0,1—0,4	6,1—6,9
Na <sub>2</sub> O	0—1,2	0,1—0,2	0,3—0,8	0,1—1,0	0—0,2	0,1—0,5
TiO <sub>2</sub>	0—1,4	—	—	0,8	0—0,1	0,5
H <sub>2</sub> O <sup>+</sup>	11,0—14,3	13,4—23,7	17,1—23,7	17,3—22,6	5,1—13,0	6,4—7,0

Wie man aus der Tab. 1 erkennt, schwanken die Analysenzahlen für ein und dasselbe Mineral beträchtlich. Diese Schwankungen sind dadurch zu erklären, daß sich die Ionen in den Mineralen weitgehend ersetzen können. So kann z. B. Al durch Mg (Montmorillonit), Fe<sub>2</sub>O<sub>3</sub> (Beidellit-Nontronit), Ti (Glimmer) bzw. Si (Montmorillonit, Anauxit) vertreten werden. Haben die sich gegenseitig ersetzenden Ionen verschiedene Wertigkeit, so müssen zur Erzielung der elektrischen Neutralität noch andere Ionen mit eintreten, so daß am Ende die Anzahl der Ladungen die gleiche ist wie vorher<sup>3</sup>. Die Minerale der Kaolingrouppe unterscheiden sich chemisch voneinander nur durch ihren Wassergehalt, die Minerale der Montmorillonitgruppe sind dagegen in ihrer chemischen Zusammensetzung recht verschieden. Früher nahm man an, daß alle Tonminerale nur aus Tonerde und Kieselsäure aufgebaut wären, und daß die Alkalien und Erdalkalien in sorbierter Form vorliegen würden. Neuere Untersuchungen<sup>4</sup> haben jedoch gezeigt, daß zumindest Mg am Gitteraufbau beteiligt sein muß. Die Sonderrolle des Mg macht sich dadurch bemerkbar, daß der überwiegende Teil des Mg im Montmorillonit in nicht austauschbarer Form vorliegt. Aus diesem Grunde wird von den meisten Forschern Mg mit in die Montmorillonitformel aufgenommen. Von C. W. CORRENS<sup>5</sup> und W. v. ENGELHARDT<sup>2</sup> wird Ca dem Mg gleich gesetzt, wie dies aus der von ihnen angegebenen Formel ersichtlich ist. Die Mehrzahl der deutschen Forscher geben die Montmorillonitformel mit 4 SiO<sub>2</sub> an und halten die darüber hinaus gefundene Kieselsäure für eine fein verteilte Beimengung von Quarz. Amerikanische und englische Forscher schreiben dem Montmorillonit jedoch 5 SiO<sub>2</sub> zu, wie es in der Formel MgO · Al<sub>2</sub>O<sub>3</sub> · 5 SiO<sub>2</sub> · n H<sub>2</sub>O zum Aus-

<sup>1</sup> MAEGDEFRAU, E., u. U. HOFMANN: Glimmerartige Mineralien als Tonsubstanzen. Z. Kristallogr. A **98**, 31 (1937).

<sup>2</sup> ENGELHARDT, W. v.: Über silikatische Tonminerale. Fortschr. Mineral. usw. **21**, 276 (1937).

<sup>3</sup> MARSHALL, C. E.: a. a. O. S. 393 — The colloidal properties of the clays as related to their crystal structure. J. phys. Chem. **41**, 935 (1937).

<sup>4</sup> KELLEY, W. P., u. H. JENNY: The relation of crystal structure to base exchange and its bearing on base exchange in soils. Soil Sci. **41**, 367 (1936).

<sup>5</sup> CORRENS, C. W.: a. a. O. S. 201.

druck kommt. Diese Formel leitet sich von der Pyrophyllitformel ( $\text{Al}_2\text{O}_3 \cdot 4 \text{SiO}_2 \cdot n \text{H}_2\text{O}$ ) dadurch ab, daß ein Teil des Al durch Mg ersetzt ist<sup>1</sup>. Der Wassergehalt des lufttrockenen Minerals wird mit 4—5 Molen angegeben, ein Mol nimmt dabei eine Sonderstellung ein und wird beim Erhitzen zwischen 400 und 450° abgegeben. Die für Montmorillonit gemachten Ausführungen haben auch für Beidellit und Nontronit Gültigkeit. Sicherlich ist auch bei ihnen Mg und vielleicht auch Ca weitgehend am Gitteraufbau beteiligt. Die drei Minerale der Montmorillonitgruppe sind sich in ihren Eigenschaften außerordentlich ähnlich, so daß verschiedene Forscher sie als Glieder isomorpher Reihen auffassen<sup>2</sup>. Die reinen Endglieder sollen dabei von folgender Zusammensetzung sein:  $\text{Al}_2\text{O}_3 \cdot 4 \text{SiO}_2 \cdot n \text{H}_2\text{O}$  (Montmorillonit),  $\text{Al}_2\text{O}_3 \cdot 3 \text{SiO}_2 \cdot n \text{H}_2\text{O}$  (Beidellit) und  $\text{Fe}_2\text{O}_3 \cdot 3 \text{SiO}_2 \cdot n \text{H}_2\text{O}$  (Nontronit).

In neuerer Zeit glaubte man im Tonmineral „T“<sup>3</sup> bzw. „X“<sup>4</sup> ein neues Mineral gefunden zu haben. U. HOFMANN und Mitarbeiter<sup>5</sup> haben diese Minerale eingehend untersucht. Die chemische Zusammensetzung dieser „glimmerartigen Minerale“ war derjenigen des Glimmers weitgehend ähnlich. Sie fanden nur im Vergleich zu der Idealformel des Muskowits einen geringen Gehalt an K + Na, außerdem zeigten die sich sonst entsprechenden Röntgenbilder eine geringere Anzahl von Interferenzen. Dieser Linienschwund könnte ihrer Meinung nach darauf beruhen, daß Lücken in der Ionenbesetzung des Gitters vorhanden sind. Auf Grund ihrer Untersuchungen glauben sie an die Möglichkeit, daß die glimmerartigen Minerale durch Verwitterung aus bestimmten Glimmern hervorgegangen sind. So konnte auch P. SCHACHTSCHABEL<sup>6</sup> nachweisen, daß der Muskowit und Biotit in der Kolloidfraktion unserer Böden nicht mehr den Kaligehalt aufweist, den sie am Anfang des Verwitterungsprozesses besessen haben. Man kann demnach die glimmerartigen Minerale mit gutem Recht zu den Glimmern zählen, eine Meinung, die auch von C. W. CORRENS<sup>7</sup> vertreten wird.

Ein anderer Weg, um die Tonminerale im Boden zu bestimmen, besteht darin, die Wasserabbaukurve der Böden festzulegen. Wenn man dabei von Kristallwasser spricht, so ist dies allerdings nicht ganz präzise, denn in Wirklichkeit liegt dieses „Wasser“ im Gitter mit Ausnahme des Quellungswassers beim Montmorillonit in Form von OH-Ionen vor, welche erst beim Erhitzen in Form von Wasser abgespalten werden. Dieses Konstitutionswasser ist nun dadurch ausgezeichnet, daß es nicht gleichmäßig wie das Sorptionswasser beim Entwässern abgegeben wird, sondern innerhalb eines sehr kleinen Temperatur- oder Druckbereiches. Man kann also aus der Entwässerungskurve irgendeiner Substanz auf deren Komponenten schließen, wenn die Entwässerungskurve der Komponenten bekannt ist. Man kann diese Kurve dadurch bestimmen, daß man entweder die Temperatur gleich hält und den Druck verändert (isothermer Abbau) oder aber den Druck gleich hält und die Temperatur steigert (isobarer Abbau). Da das Kristallwasser des Kaolins zwischen 400 und 450° entweicht, schloß man aus dem Wasserverlust eines Tones bei dieser Temperatur auf die Menge an kristallisiertem Kaolin<sup>8</sup> im Ton. Um die Möglichkeit einer erfolgreichen Anwendung

<sup>1</sup> HOFMANN, U., u. W. BILKE: Über die innerkristalline Quellung und das Basenaustauschvermögen des Montmorillonits. *Kolloid-Z.* **77**, 238 (1936).

<sup>2</sup> GRUNER, I. D.: The structural relationship of nontronite and montmorillonite. *Amer. Mineral.* **20**, 475 (1935).

<sup>3</sup> SEIFERT, R., u. Mitarbeiter: a. a. O. S. 1.

<sup>4</sup> JACOB, A., u. Mitarbeiter: a. a. O. S. 11.

<sup>5</sup> MAEGDEFRAU, E. u. U. HOFMANN: a. a. O. S. 31.

<sup>6</sup> SCHACHTSCHABEL, P.: a. a. O. S. 375.

<sup>7</sup> CORRENS, C. W.: a. a. O. S. 201.

<sup>8</sup> CALSOW, G.: Über das Verhältnis zwischen Kaolinen und Tonen. *Chem. Erde* **2**, 415 (1926). — LINCK, G., u. G. CALSOW: Bemerkungen zu der CALSOWSchen Arbeit. *Chem. Erde* **2**, 442 (1926). — LINCK, G.: Über den mineralogischen Bestand der Tone. *Ebenda* **3**, 370 (1928). — BÖGE, H.: Über den Kaolingehalt von Tonen. *Ebenda* **3**, 341 (1928).

dieser Methode auch für die anderen Tonminerale zu untersuchen, sei zunächst auf den Entwässerungsverlauf bei diesen Mineralen hingewiesen. Die Tonminerale geben ihr Wasser bei folgenden Temperaturen ab: Kaolin zwischen 400 und 450°<sup>1, 2, 3</sup>, Halloysit 2 Mole Wasser bei 50°, wobei er in den Metahalloysit übergeht<sup>3, 4</sup>, und 2 Mole Wasser zwischen 400 und 450°, Montmorillonit<sup>1, 3, 5</sup> 3—4 Mole kontinuierlich zwischen 20 und 400°, 1 Mol sprunghaft zwischen 400 und 500°. M. DROSDORF<sup>6</sup> stellte bei 2 Bentoniten einen sprunghaften Wasserverlust bei 550—650° fest. Dieses Maximum behielt seine Lage bei, wenn der Bentonit mit H, Na oder Ca gesättigt wurde. Beidellit<sup>7</sup> und Nontronit<sup>8</sup> verhalten sich in ihrer Wasserabgabe wie Montmorillonit. Die Glimmer geben ihr Wasser zwischen 350 und 600° ab<sup>9, 10</sup>. Fast alle Tonminerale geben demnach ihr Konstitutionswasser zwischen 400 und 500° ab. Die Möglichkeit, die Tonminerale im Boden durch den Entwässerungsverlauf zu bestimmen, ist auch dadurch eingeschränkt, daß W. P. KELLEY und Mitarbeiter<sup>10</sup> eine Abhängigkeit der Abbaukurve von der Korngröße der betreffenden Minerale feststellten. Durch Mahlen von Pyrophyllit, Muskowit, Halloysit, Kaolin, Dickit und Chlorit in einer Laboratoriumsmühle konnten sie nachweisen, daß sowohl Sorptionswasser als auch Kristallgitterwasser bei niederen Temperaturen abgegeben wurden, als wenn dieselben Minerale ungemahlen untersucht wurden. Sie schließen daraus, daß die Wassermoleküle leichter aus dem Inneren eines kleinen Kristalles als eines großen entweichen. Diese Daten lassen vermuten, daß die fundamentale Klassifikation der Minerale in hydrathaltige und hydratfreie ihre Bedeutung in dem Bereich kolloider Dimensionen verliert. Auch bei der Untersuchung von Bodenkolloiden fanden sie, daß die betreffenden Minerale ihr Gitterwasser bei niederen Temperaturen als die entsprechenden Minerale abgeben.

Bei der Bestimmung der Tonminerale im Boden ist der Brechungsexponent eine besonders leicht zu bestimmende Größe. Wie aus einer Zusammenstellung von C. E. MARSHALL<sup>11</sup> hervorgeht, kann der Brechungsexponent von Halloysit und Montmorillonit verschiedener Herkunft stark schwanken. C. W. CORRENS<sup>12</sup> und M. MEHMEL<sup>3</sup> konnten die Ursachen dieser Schwankungen feststellen. Während Kaolin durch Erhitzen bis auf etwa 400° keine Veränderung der Lichtbrechung zeigt ( $n = 1,565$ ), tritt bei Halloysit durch den beim Erhitzen auf 50° eintretenden Wasserverlust eine sprunghafte Erhöhung der Lichtbrechung von 1,535 auf 1,548 ein, die in einem Übergang von Halloysit in Metahalloysit begründet ist. Da in der Natur der Halloysit oft mit Metahalloysit verunreinigt ist und da bei

<sup>1</sup> CALSOW, G.: a. a. O. S. 415.

<sup>2</sup> ROSS, CL. S., u. P. F. KERR: The kaolin minerals. U. S. Geol. Survey Prof. Paper 165, 151 (1930).

<sup>3</sup> MEHMEL, M.: Beitrag zur Frage des Wasserhaushaltes der Minerale Kaolinit, Halloysit und Montmorillonit. Chem. Erde 11, 1 (1937).

<sup>4</sup> MEHMEL, M.: Über die Struktur von Halloysit und Metahalloysit. Z. Kristallogr. A 90, 35 (1935).

<sup>5</sup> ROSS, CL. S., u. E. V. SHANNON: The minerals of bentonite and related clays and their phys. properties. J. amer. ceram. Soc. 9, 77 (1926).

<sup>6</sup> DROSDORF, M.: The separation and identification of the mineral constituents of colloidal clays. Soil Sci. 39, 467 (1935).

<sup>7</sup> ENGELHARDT, W. v.: a. a. O. S. 276.

<sup>8</sup> NOLL, W.: Zur Kenntnis des Nontronits. Chem. Erde 5, 373 (1930).

<sup>9</sup> MAEGDEFRAU, E., u. U. HOFMANN: a. a. O. S. 31.

<sup>10</sup> KELLEY, W. P., H. JENNY u. S. M. BROWN: Hydration of minerals and soil colloids in relation to crystal structure. Soil Sci. 41, 259 (1936).

<sup>11</sup> MARSHALL, C. E.: Mineralogical methods for the study of soils. Z. Kristallogr. A 90, 8 (1935).

<sup>12</sup> CORRENS, C. W., u. M. MEHMEL: Über den optischen und röntgenographischen Nachweis von Kaolinit, Halloysit und Montmorillonit. Z. Kristallogr. A 94, 337 (1936).



der Herstellung der Schlammfraktionen meist bei 100° getrocknet wird (Übergang von Halloysit in Metahalloysit), sind die verschiedenen Angaben der Brechungsexponenten für Halloysit in der Literatur verständlich. Hinzu kommt, daß man in der Wahl der Einbettungsflüssigkeit vorsichtig sein muß, weil z. B. Glyzerin dem Halloysit Wasser entziehen und damit den Brechungsexponenten verändern kann. Der Halloysit zeigt keine Doppelbrechung und wurde deshalb oft für amorph gehalten. Er hat jedoch ein wohldefiniertes Gitter. Der Montmorillonit gibt beim Erhitzen sein Wasser kontinuierlich ab, dabei verändert sich die Lichtbrechung ebenfalls kontinuierlich von  $n = 1,492$  auf  $n = 1,560$  (bei 200°). Verwickelt ist der Einfluß der Einbettungsflüssigkeiten, da nach Untersuchung von U. HOFMANN und Mitarbeitern<sup>1</sup> der Montmorillonit befähigt ist, an Stelle von Wasser andere Moleküle ins Gitter aufzunehmen. C. W. CORRENS und M. MEHMEL<sup>2</sup> fanden, daß man die richtigsten Werte für die Lichtbrechung bei Verwendung von Oliven- und Zimtöl, bzw. eines Gemisches von Monobromnaphthalin, Paraldehyd und Zedernholzöl enthält. Hierbei findet offenbar wegen der großen Moleküle dieser organischen Flüssigkeiten keine Einlagerung ins Montmorillonitgitter statt. Die Lichtbrechung des Montmorillonits erwies sich als abhängig von seinem MgO-Gehalt, sie stieg bei den untersuchten Montmorilloniten linear mit dem MgO-Gehalt an. Bemerkenswert ist der Befund von C. E. MARSHALL<sup>3</sup>, daß sich die Doppelbrechung der Bodenkolloide änderte, wenn diese mit verschiedenen Basen (H, Li, K, Ca) gesättigt wurden. Sie war gewöhnlich am größten, wenn Ca die sorbierte Base war.

Die größten Erfolge bei den Untersuchungen der Tonfraktion von Böden wurden jedoch auf röntgenographischem Wege erzielt, und zwar nach der Methode von DEBYE-SCHERRER. Diese Methode beruht darauf, daß man die zu untersuchende Substanz in ein feines Röhrchen einfüllt, bzw. mit Syndetikon zu einer Paste anreibt und zu einem zylindrischen Röhrchen formt und dann in einer zylindrischen Kamera mit monochromatischem Röntgenlicht durchstrahlt. Befinden sich in der betreffenden Substanz nur amorphe Substanzen, so erscheinen auf dem an der Wandung der Kamera befestigten Film nach dem Entwickeln ein oder mehrere breite, verwaschene Interferenzringe. Befinden sich dagegen in der zu untersuchenden Substanz mikroskopische oder submikroskopische Kriställchen, so erscheinen auf dem Film Interferenzlinien. Im Kristall bilden bekanntlich die Atome bzw. Ionen parallel hintereinander liegende Ebenen, sog. „Netzebenen“. An diesen Ebenen wird das Licht gespiegelt, und zwar wirken die den verschiedenen Netzebenen zugeordneten Wellen nur dann zur Verstärkung aufeinander, wenn der Ablenkungswinkel so groß ist, daß die Strahlen gegeneinander einen Gangunterschied von einem ganzen Vielfachen der Wellenlänge besitzen. Die Interferenzen werden auf dem Film registriert. Die Interferenzlinien sind von verschiedener Intensität. Das Verhältnis der Intensität der Linien zueinander ist für dieselbe Kristallart im allgemeinen das gleiche. Nach der Gleichung von W. H. BRAGG

$$n \cdot \alpha = 2d \cdot \sin \varphi$$

( $\alpha$  = Wellenlänge,  $n = 1., 2., 3.$  Ordnung der Interferenz,  $d$  = Netzebenenabstand,  $\varphi$  = Glanzwinkel)

kann man dann aus dem gemessenen Abstand zweier entsprechender Linien die Abbeugungswinkel bzw. die  $d$ -Werte berechnen, welche man graphisch auftragen

<sup>1</sup> HOFMANN, U., K. ENDELL u. D. WILM: Über die eindimensionale Quellung des Montmorillonits. Z. Kristallogr. A **86**, 340 (1933).

<sup>2</sup> CORRENS, C. W., u. M. MEHMEL: a. a. O. S. 337.

<sup>3</sup> MARSHALL, C. E.: a. a. O. S. 8.

kann. Die Intensität der Linien, welche man entweder mit dem Auge oder besser photometrisch ermittelt, stellt man in verschiedener Länge der Linien und die Breite der Interferenzlinien in derselben Form graphisch dar.

In der folgenden Tabelle 2 sind die Diagramme der Tonminerale eingetragen. Da in der Kolloidfraktion unserer Böden fast immer Quarz auftritt, wurde dessen Diagramm mit angegeben. Aus dieser Aufstellung erkennt man, daß nur wenige Linien für die einzelnen Minerale charakteristisch sind, also nur bei einem Mineral auftreten. So ist, um nur einige Linien herauszugreifen, für Kaolin der  $d$ -Wert 7,15, für Halloysit 10,1, für Metahalloysit 7,46 und für Muskowit 4,95 besonders charakteristisch. Montmorillonit ist leicht an seinem Quellungsvermögen und der damit im Zusammenhang stehenden Wanderung der innersten Interferenzlinie (001) erkennbar. Kaolin verliert beim Erhitzen auf  $500^\circ$  seine Struktur, und damit verschwinden die Interferenzlinien. Halloysit ist dadurch leicht feststellbar, daß man ihn auf  $50^\circ$  erhitzt, wobei sich die innerste Interferenz  $d = 10,1$  auf 7,1 verschiebt (Übergang in Metahalloysit).

Tabelle 2.  $d_{hkl}$ -Werte der Tonminerale.

Kaolin <sup>1</sup>	Halloysit <sup>2</sup>	Metahalloysit <sup>2</sup>	Montmorillonit <sup>1</sup>	Muskowit <sup>3</sup>	Biotit <sup>3</sup>	Quarz <sup>1</sup>
7,15 sst	10,01 sst	7,46 st	15,1 st	9,92 sst	9,93 sst	4,24 st
4,46 sst	4,46 st	4,41 bis	5,05 m	5,01 ss	4,88 ss	3,35 sst
4,17 st	3,40 m	4,45 sst	4,46 sst	4,46 sst	4,44 sst	2,45 m
3,86 m	2,56 m	3,63 m	4,25 s	3,92 ss	4,09 ss	2,285 m
3,61 sst	2,37 ms	2,55 m	3,05 m	3,71 ss	3,86 m	2,236 s
3,36 s	2,23 ms	2,32 ms	2,536 sst	3,49 s	3,58 m	2,129 m
3,09 ss	1,67 ms	1,67 ms	2,340 s	3,32 st	3,31 sst	1,981 m
2,782 ss	1,48 m	1,48 m	2,188 ss	3,19 s	3,07 m	1,814 st
2,570 st	1,28 bis	1,27 ms	1,698 m	2,98 m	2,86 st	1,667 m
2,502 st	1,29 s	1,23 s	1,648 m	2,86 ss	2,56 sst	1,539 st
2,355 sst	1,23 s		1,490 sst	2,78 ss	2,46 s	1,447 s
2,297 st			1,285 m	2,57 sst	2,38 m	1,412 ss
2,205 ss			1,239 m	2,46 ss	2,25 ss	1,376 st
1,996 m			0,972 s	2,39 s	2,19 ss	1,284 s
1,953 s				2,25 ss	2,12 m	1,253 m
1,848 s				2,18 ss	2,04 ss	1,225 ss
1,794 s				2,13 m	2,02 s	1,196 m
1,670 sst				1,99 m	1,86 ss	1,178 m
1,623 m				1,65 m	1,76 ss	1,150 s
1,591 ss				1,53 m	1,64 m	1,078 m
1,547 s				1,50 st	1,61 ss	1,044 s
1,493 st				1,35 ss	1,54 ss	1,011 ss
1,455 ss				1,30 s	1,50 m	0,916 s
1,396 ss				1,27 ss	1,34 s	0,897 ss
1,375 ss				1,25 ss	1,30 s	
1,344 m					1,25 ss	
1,311 m						
1,287 m						
1,243 m						

In der Abb. 1 und 2<sup>4</sup> sind die Röntgenbilder von Kaolin, Halloysit und Montmorillonit angegeben. Der Montmorillonit wurde bei verschiedenem Wassergehalt der Röntgenanalyse unterworfen, wobei sich bekanntlich die innerste Interferenz (001) verschiebt.

Alle Tonminerale gehören dem Schichtengittertypus an. Die Kristallgitter bestehen aus einer Aufeinanderfolge von Schichten, in welchen die Ionen flächenhaft angeordnet sind. Man unterscheidet folgende Schichten:

<sup>1</sup> NAGELSCHMIDT, G.: a. a. O. S. 120.<sup>2</sup> MEHMEL, M.: a. a. O. S. 35.<sup>3</sup> MAEGDEFRAU, E., u. U. HOFMANN: a. a. O. S. 31.<sup>4</sup> HOFMANN, U., K. ENDELL u. D. WILM: a. a. O. S. 539.

1.  $\text{Si}_2\text{O}_5$ -Schichten. In ihnen liegt jedes Si-Ion im Zentrum eines Tetraeders. Die Ecken des Tetraeders sind von 4 O-Ionen besetzt. Je 3 Sauerstoffionen eines Tetraeders liegen in einer Schichtebene, während das vierte O-Ion meist die

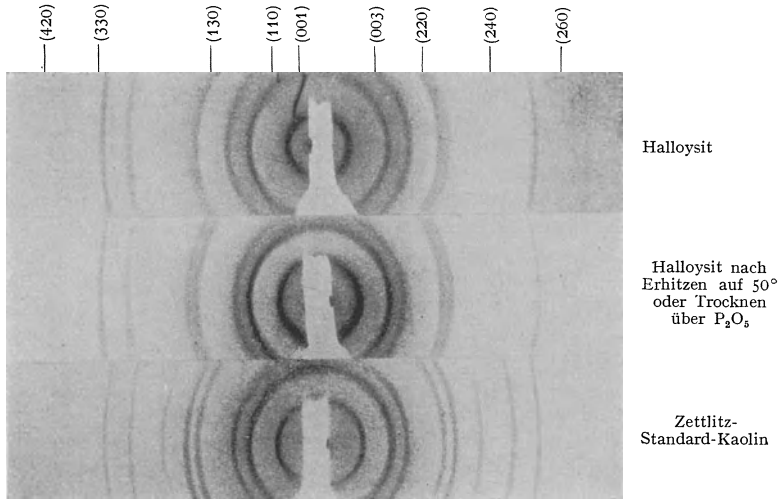


Abb. 1. Röntgenbilder von Halloysit und Kaolin. (Nach U. HOFMANN, K. ENDELL und D. WILM<sup>1</sup>.)

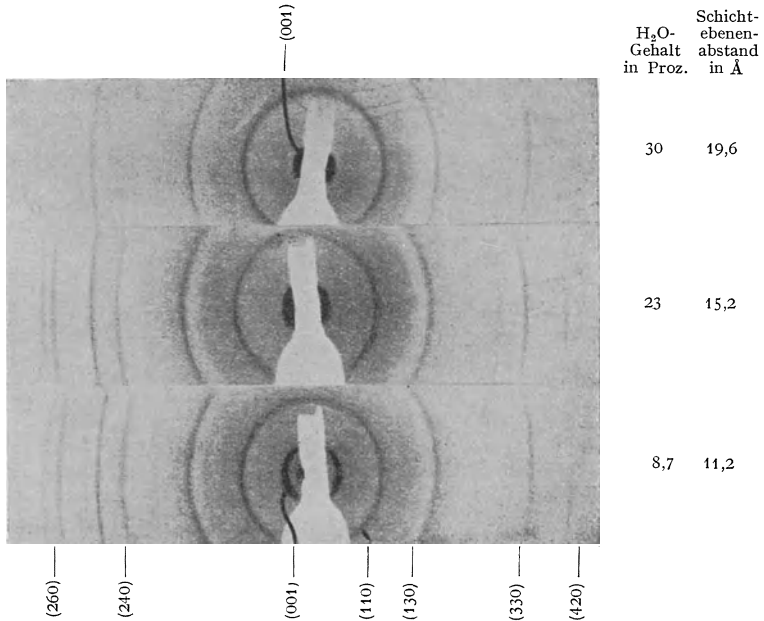


Abb. 2. Röntgenbild der Quellung von Montmorillonit. (Nach U. HOFMANN, K. ENDELL und D. WILM<sup>1</sup>.)

Verbindung zu der folgenden Schicht aufnimmt, es wird dann mit Brückensauerstoff bezeichnet. Da die  $\text{SiO}_4$ -Tetraeder flächenartig miteinander verbunden sind, gehören 3 Sauerstoffionen zugleich immer 2 Tetraedern an, so daß dann die Zusammensetzung dieser Schichten  $\text{Si}_2\text{O}_5$  ist.

<sup>1</sup> HOFMANN, U., K. ENDELL u. D. WILM: a. a. O. S. 539.

2. Von  $Al_2(O, OH)_6$ -Schichten. Bei ihnen liegt jedes Al-Ion im Zentrum eines Oktaeders, die 6 Ecken sind mit 4(OH)- und 2 Sauerstoff-Ionen besetzt.

3. Von  $Mg_3(OH)_6$ -Schichten, deren Sauerstoff- bzw. OH-Ionen ebenfalls oktaedrisch angeordnet sind.

Sind nun zwei oder drei Schichten durch Hauptvalenzen miteinander verbunden, so spricht man von Schichtpaketen. Die verschiedenen Tonminerale unterscheiden sich durch die Art der Zusammenfassung der Schichten zu Schichtpaketen. Beim Kaolin<sup>1</sup> wechseln in Richtung der *c*-Achse Si-Tetraeder mit Al-Oktaedern ab<sup>2</sup> (Abb. 3). Die Verbindung zwischen zwei Schichten wird durch einen Brückensauerstoff hergestellt, je eine Si- und Al-Schicht bilden also zusammen ein Schichtpaket. Zwischen den einzelnen Schichtpaketen besteht kein

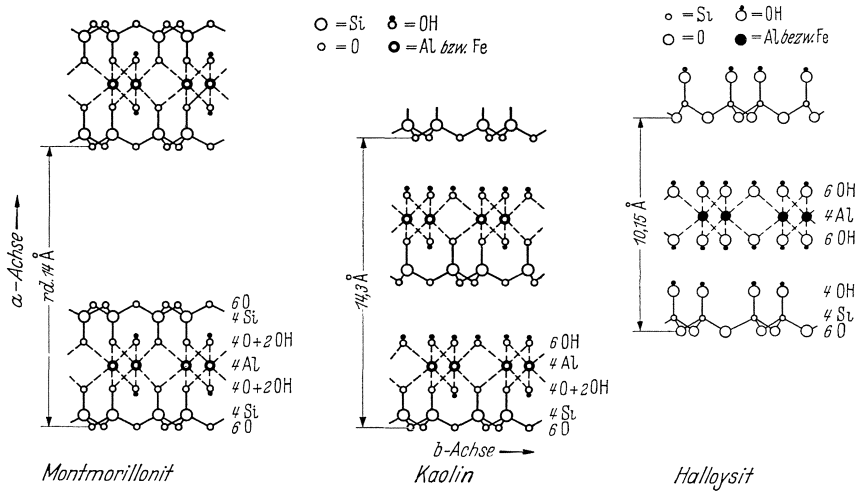


Abb. 3. Schematische Darstellung der Kristallstrukturen von Kaolinit, Montmorillonit und Halloysit<sup>3</sup>.

hauptvalenzmäßiger Zusammenhang, sie werden nur durch Nebenvalenzen zusammengehalten. Der Halloysit<sup>2</sup> besteht ebenfalls aus einer Folge von Si- und Al-Schichten (Abb. 3). Zum Unterschied vom Kaolin besteht aber zwischen diesen beiden Schichten keine hauptvalenzmäßige Bindung durch Brückensauerstoff. Außerdem haben die Si-Schichten die Zusammensetzung  $Si_2O_3(OH)_2$ , d. h. also, 2 Sauerstoffe im Si-Tetraederverband sind durch Hydroxyl ersetzt. Der Metahalloysit leitet sich nach M. MEHMEL<sup>1</sup> vom Halloysit dadurch ab, daß sich je eine Si- und Al-Schicht des Halloysits unter Wasserabgabe kondensiert haben, wobei sich zwischen diesen beiden Schichten 1 Brückensauerstoff bildet. Die Zusammensetzung der Schichtpakete ist damit gleich denen des Kaolins, nur sind die Abstände zwischen zwei Schichten weiter als beim Kaolin (s. Abb. 3). Die Kristallstrukturanalyse vom Montmorillonit wurde von U. HOFMANN und Mitarbeitern<sup>4</sup> durchgeführt. Im Gitter ist danach eine Al-Schicht auf beiden Seiten von je einer Si-Schicht umgeben (Abb. 3). Diese drei Schichten sind durch Brückensauerstoffe verbunden und bilden also zusammen ein Schichtpaket. Die Schichtpakete werden beim Montmorillonit wiederum nur durch schwache zwischenmolekulare Kräfte lose zusammengehalten, so daß in den Zwischenräumen

<sup>1</sup> MEHMEL, M.: a. a. O. S. 35.

<sup>2</sup> JACOB, A., U. HOFMANN, H. LOFMANN u. E. MAEGDEFRAU: a. a. O. S. 5.

<sup>3</sup> Kristallstruktur des Kaolinit nach I. D. GRUNER, des Montmorillonits nach U. HOFMANN, K. ENDELL und D. WILM, des Halloysits nach M. MEHMEL.

<sup>4</sup> HOFMANN, U., K. ENDELL u. D. WILM: a. a. O. S. 340.

je nach dem Wasserdampfdruck und der Temperatur Wassermoleküle reversibel in das Gitter aufgenommen werden können. Dabei verändert sich der Abstand

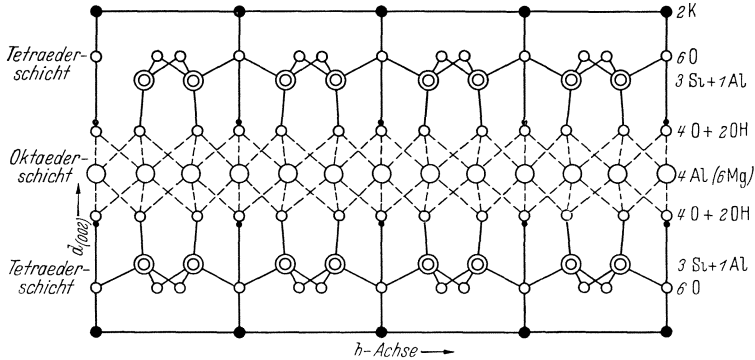


Abb. 4. Strukturschema des Muskowits nach W. W. JACKSON und J. WEST<sup>1</sup>.

zwischen zwei Schichtpaketen, was sich im Röntgenbild in einer Verschiebung der innersten Interferenz bemerkbar macht (s. Abb. 2). Bei Erhöhung des Wasser-

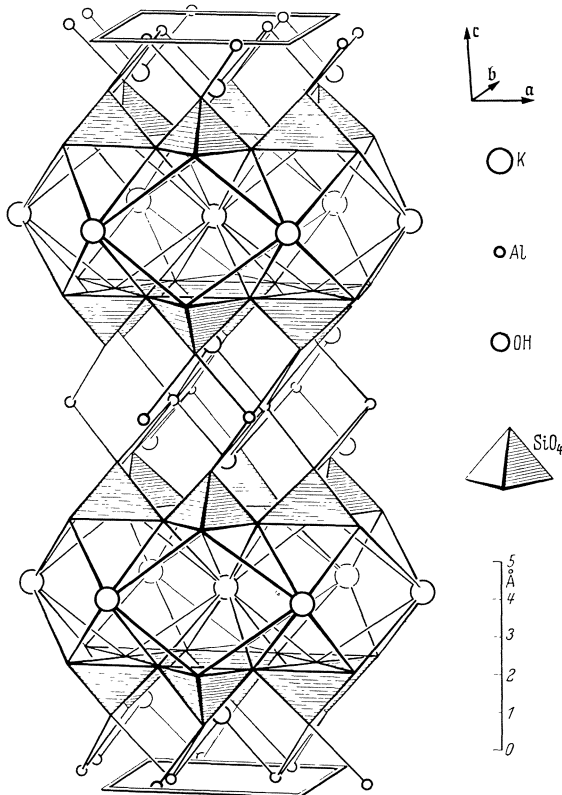


Abb. 5. Strukturschema des Muskowits. (Nach W. W. JACKSON<sup>2</sup>.)

gehaltes verschiebt sie sich nach innen und umgekehrt. Auf Grund dieser Quellungserscheinung ist der Montmorillonit im Boden nicht zu übersehen. Wie U. HOFMANN und W. BILKE<sup>2</sup> feststellten, ist das Diagramm des Montmorillonits unabhängig von der Natur der sorbierten Basen. Nur beim Sättigen mit Na traten Anomalien auf. Wurde der Montmorillonit mit Na, Ca bzw. H gesättigt und bei einem bestimmten Dampfdruck (über Schwefelsäure – Wasser) ins Gleichgewicht gebracht, so war der *d*-Wert der auf die Quellung ansprechenden Linie bei dem Na-Montmorillonit kleiner als bei dem Ca- bzw. H-Montmorillonit. Nach mehreren Monaten nahm der Schichtebenenabstand bei Na-Montmorillonit noch mehr ab. Sie sehen diesen Befund darin begründet, daß durch die sich infolge Hydrolyse bildende NaOH eine Gitterstörung eingetreten ist. Die Quellung endete beim Ca- und

<sup>1</sup> MAEGDEFRAU, E., u. U. HOFMANN: a. a. O. S. 31.

<sup>2</sup> HOFMANN, U., u. W. BILKE: Über die innerkristalline Quellung und das Basenaustauschvermögen des Montmorillonits. Kolloid-Z. **77**, 238 (1936).

<sup>3</sup> JACKSON, W. W.: Z. Kristallogr. A, Erg.-Bd. **2**, 143 (1937).

H-Montmorillonit in destilliertem Wasser bei 20,7 bzw. 20,45 Å, bei Na-Montmorillonit war der  $d$ -Wert unter Wasser größer als 30 Å. Dieser Endwert der Gitteraufweitung erwies sich als abhängig vom  $p_H$ , z. B. betrug der  $d$ -Wert bei Na-Montmorillonit unter konzentrierter NaOH nur 14,7 Å. Diese Abhängigkeit vom  $p_H$  spricht nach ihrer Meinung dafür, daß ein Teil der Kationen zwischen den Schichtebenen gebunden ist. Für den Beidellit konnten

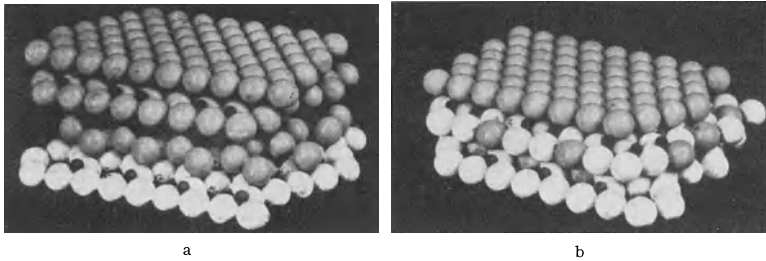


Abb. 6. Halloysit (a) und Metahalloysit, Kaolin, Nakrit, Dickit (b) in dichtester Packung. (Nach C. E. MARSHALL<sup>1</sup>.)

U. HOFMANN und Mitarbeiter<sup>2</sup> dieselbe Struktur nachweisen wie für den Montmorillonit. Auch der Beidellit zeigte dieselben Quellungserscheinungen. Die Kristallstruktur des Muskowits ist in Abb. 4<sup>3</sup> schematisch dargestellt. Die Schichtpakete des Glimmers bestehen ebenso wie beim Montmorillonit aus Al-Schichten, welche von zwei Si-Schichten umgeben sind. Während bei den anderen Tonmineralen nur zwischenmolekulare Kräfte den Zusammenhang herstellen, werden die einzelnen Schichtpakete beim Glimmer durch K-Ionen zusammengehalten. Beim Biotit ist das Al in den Al-Schichten zum Teil durch Mg ersetzt.

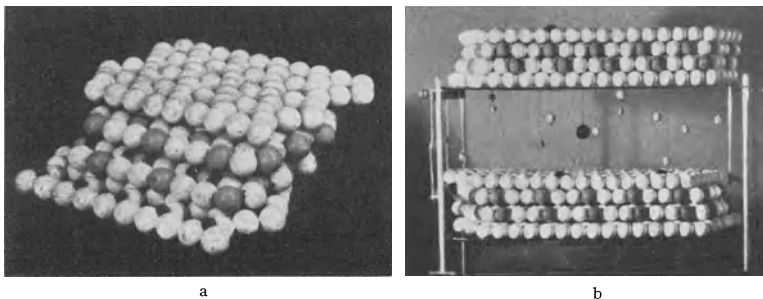


Abb. 7. Pyrophyllit (a) und Montmorillonit, Beidellit, Nontronit (b) in dichtester Packung. (Nach C. E. MARSHALL<sup>1</sup>.)

In Abb. 5<sup>4</sup> ist das Strukturschema von Muskowit in einer anderen Form dargestellt, wobei der netzartige Aufbau der Si-Tetraeder besonders deutlich hervortritt. Zu den Strukturbildern sei bemerkt, daß bei ihnen nur die Schwerpunkte der Ionen eingezeichnet sind. In Wirklichkeit stellt man sich jedoch die Ionen als kugelförmige, teilweise abgeplattete Gebilde vor, die sich in den einzelnen Schichten im Gitter berühren, d. h. also in dichtester Packung angeordnet sind. In Abb. 6 und 7, die einer Arbeit von C. E. MARSHALL<sup>1</sup> entnommen sind, wurden die Tonminerale in dichtester Packung dargestellt. Die Si- und Al-Ionen, die wegen

<sup>1</sup> MARSHALL, C. E.: a. a. O. S. 935.

<sup>2</sup> HOFMANN, U., K. ENDELL u. D. WILM: a. a. O. S. 340.

<sup>3</sup> MAEGDEFRAU, E., u. U. HOFMANN: a. a. O. S. 31.

<sup>4</sup> JACKSON, W. W.: Z. Kristallogr. A, Erg.-Bd. 2, 143 (1937).

ihrer kleinen Ionenradien auf der Abbildung kaum sichtbar sind (schwarz), sind dabei sogar noch etwas vergrößert dargestellt. Die hellen Kugeln stellen Sauerstoffe, die etwas dunkleren Hydroxylgruppen dar. Zwischen den beiden Schichtpaketen des Montmorillonits (freier Raum) sind austauschbare Ionen eingezeichnet. Die Wassermoleküle, welche diese Ionen umgeben, wurden nicht mit dargestellt.

### Der Basenaustausch.

#### Der Boden als disperses System.

„Der Boden ist eine reversible Dispersion, die in ihrer Zerteilung auf Elektrolytzusatz nach Art eines mehr oder weniger leicht verschiebbaren Dispersitätsgleichgewichtes reagiert<sup>1</sup>.“

Diese von G. WIEGNER klar formulierte Definition des Bodens ist für die bodenkundliche Forschung von einer überragenden Bedeutung geworden. Der Boden ist ein kolloidales, dynamisches System, das den Gesetzen der Kolloidchemie gehorcht, und das mit den gleichen Eigenschaften ausgestattet ist wie z. B. die lebende Pflanze und daher auch die gleichen oder ähnliche Erscheinungen zeigt wie die reaktionsfähigen Teile eines lebenden Organismus. Der Boden ist nach dieser Definition nicht nur Pflanzenstandort, sondern greift in die Ernährungsvorgänge der Pflanze aktiv ein und „führt“, wie P. VAGELER<sup>2</sup> sagt, „mit den gleichen Waffen wie die Pflanzen den Kampf mit diesen um die Nährstoffe und das Wasser und darin dispergierten Ionen“. Die Einführung der kolloidchemischen Gedankengänge in die Bodenkunde machte die Ausarbeitung neuer Untersuchungsverfahren erforderlich. Die bisher angewandten Untersuchungsverfahren, die den Boden nach den Ergebnissen der Bauschanalyse oder der Auszüge mit starken Säuren zu charakterisieren suchten, sind früher<sup>3</sup> bereits ausführlich behandelt. Sie haben in der bodenkundlichen Forschung wertvolle Ergebnisse geliefert und werden auch in Zukunft ihre besondere Bedeutung und Anwendungsmöglichkeit behalten. Es sei an die zahlreichen Arbeiten über die Zusammensetzung der tonigen Bestandteile des Bodens, des in heißer konzentrierter Salzsäure löslichen Silikatanteils A oder des gegen Salzsäure passiven, von heißer konzentrierter Schwefelsäure angreifbaren Silikatanteils B erinnert. K. K. GEDROIZ beweist, daß durch den 10proz. salzsauren Auszug auch diejenigen Bodenverbindungen angegriffen werden, die an den Umsetzungsreaktionen des Bodens nicht teilnehmen, d. h. daß die Salzsäure sich nicht in allen Fällen zur Ermittlung des reaktionsfähigen Anteils des Bodens eignet. In der pflanzenphysiologischen bodenkundlichen Forschung tritt die Bauschanalyse sowie der Salzsäureauszug in den letzten Jahrzehnten etwas zurück. In der Vergangenheit und in der Gegenwart hat die Wissenschaft sehr viel Zeit auf die Ermittlung der chemischen Zusammensetzung und auf die Festlegung einer chemischen Formel für Ton und Humus verwandt. Bis heute hat die rein chemische Forschung auf der Suche nach einer einheitlichen Formel wenig Erfolg gezeigt. Wohl aber hat die Kolloidchemie oder richtiger Dispersoidchemie auf die heterogen erscheinenden Stoffe Ton und Humus Gesetze von weittragender Bedeutung anwenden können, die zum ersten Male das gleiche Verhalten dieser Stoffe auch wissenschaftlich erklären ließen. Über diese Grundgesetze des Basenaustausches, an deren Ausarbeitung vor allem G. WIEGNER und seine Züricher Schule beteiligt sind, soll zunächst im folgenden berichtet werden:

Im Boden, der sich vom Muttergestein im wesentlichen durch seinen Zerteilungsgrad unterscheidet und daher mit Recht ein polydisperses System dar-

<sup>1</sup> WIEGNER, G.: Boden und Bodenbildung in kolloidchemischer Betrachtung. Dresden 1918.

<sup>2</sup> VAGELER, P.: Der Kationen- und Wasserhaushalt des Mineralbodens, S. 15. Berlin: Julius Springer 1932.

<sup>3</sup> Vgl. dieses Handbuch 8, 153 (1931).

stellt, spielen sich Reaktionen nicht mehr von Molekül zu Molekül, sondern hauptsächlich an der Oberfläche größerer Teilchen, die wir Mikronen oder Ultramikronen nennen, ab. Diese Mikronen oder Ultramikronen sind der Sitz der wichtigsten Ionenaustauschreaktionen des Bodens. Zwischen ihnen und den in der Bodenlösung vorhandenen Ionen treten Wechselwirkungen auf, die ganz bestimmten Gesetzen gehorchen. Nicht alle Dispersitätsgrade des Bodens sind an den in Frage stehenden Reaktionen gleich stark beteiligt. Während die grobdispersen Bodenteilchen mehr mechanische Bedeutung besitzen und mit Recht Bodengerüst oder Bodenskelett genannt werden, beherrschen dagegen die Feinsande, Schluffe, Rohtone, d. h. die feindispersen und kolloiden Teile des Bodens die wichtigsten Umtauschvorgänge im Boden.

Tabelle 3. Die vier Hauptdispersitätsgruppen des Bodens, ihre Vertreter und einige kennzeichnende Eigenschaften. (Nach H. PALLMANN<sup>1</sup>)

Dispersitätsgruppe	Vertreter und Eigenschaften
I. Grobdispers: größer als 0,02 cm Dmr.	Geröll, Steine. Kies, Grobsand. Geringe Oberflächenentwicklung; Außenoberflächen; vorwiegend mechanische Probleme.
II. Feindispers: 0,02—0,0002 cm Dmr.	Feinsand und Schluff. Relativ geringe Oberflächen; vorwiegend Außenoberflächen; mechanische und oberflächenchemische Probleme.
III. Kolloiddispers: $2 \cdot 10^{-4}$ cm bis $10^{-7}$ cm (1 $m\mu$ ) Dmr.	Tone, Humus, Sesquioxide, Kieselsäure und gemengte Gele. Außenoberflächen und Innenoberflächen; sehr große Oberfläche; vorwiegend Oberflächenreaktionen.
IV. Ängström-dispers: unter $10^{-7}$ cm Dmr.	Im Bodenwasser gelöste Salze, Säuren, Basen, Molekeln und Ionen. Chemische Reaktionen.

#### Der Bau des Ultramikrons.

Nach den allgemeinen Anschauungen der Kolloidchemie baut sich der reaktionsfähige Teil des Bodens aus den Elementarkörpern, den „Kolloidmicellen“ auf.

Nach G. WIEGNER<sup>2</sup> muß man sich den Aufbau der Micelle wie folgt vorstellen: Die Micelle besteht aus drei Teilen. Der Kern der Micelle ist ein Ultramikron, und zwar entweder ein kompaktes Monon oder ein poröses innendisperses Polyon. Der Kern hat einen verschiedenen chemischen Aufbau. Der chemische Aufbau des Kernes wurde bereits beschrieben. Im Boden besteht er aus den verschiedensten Mineralen oder auch aus den organischen Körpern, wie Humus, Eiweiß usw. Dieser Teilchenkern ist nach dem Dispersionsmittel zu von einer fester haftenden elektrischen, kernnahen Innenschicht umgeben, die bevorzugt aus kerneigenen Ionen besteht und einen bestimmten Ladungssinn (+ oder -) hat. Ist diese Innenschale negativ, so erhält damit der Kern den negativen Ladungssinn. Ist die Ionenschicht positiv, so wird der Kern positiv. Auf diese Ionenschicht, oder besser -schale, folgt nach außen zu eine lockerer haftende Außenionenschicht oder -schale. Die Ladungen von Innen- und Außenschicht sind einander entgegengesetzt, so daß die Micellen elektroneutral erscheinen. Man steht heute auf dem Standpunkt, daß die Ionen auf dem Ultramikron gleichmäßig oder ungleichmäßig verteilt sein können, und daß diesen Oberflächen-

<sup>1</sup> PALLMANN, H.: Zur physikalischen Chemie des Bodens. Vortrag, gehalten am Erdbaukurs der Eidgen. techn. Hochschule Zürich 1938.

<sup>2</sup> WIEGNER, G.: Ionenumtausch und Struktur. Transact. 3. Internat. Congr. Soil Sci. 3, 5—28 (1936) — Kolloidchemie und Bodenkunde. IX. Congr. Internat. de Quimica Pura y Aplicada. Madrid 1934 — Coagulation. Some physico-chemical properties of clay. J. Soc. chem. Ind. 50, Nr 7, 8, 43 (1931). — Vgl. R. ZIGMONDY: Über einige Fundamentalbegriffe der Kolloidchemie. II. Elektrische Teilchenladung und der neue Begriff „Micelle“. Z. physik. Chem. 101, 292 (1922).



ladungen kompensierende Gegenschwärme gegenüberstehen, die sich verschieden tief in das Dispersionsmittel erstrecken, die leicht beweglich und leicht austauschfähig sind und durch andere Ionen gleichen Ladungssinnes ersetzt werden können. Ton und Humus muß man sich als Micellenorganismen vorstellen, wobei Kern und Innenschale negativ geladen sind und ein Micellaranion darstellen. Diese negativ geladenen Teilchen sind von Kationenschwärmen, den Gegenkationen, umgeben.

Bereits aus dem Dargelegten geht die Bedeutung der Oberfläche des Umtauschkörpers für die Umtauschvorgänge hervor. Je größer die aktive Oberfläche ist, um so größer ist die Umtauschkapazität. Je nach dem Aufbau der Micelle unterscheidet man zwischen Außenoberflächen und Innenoberflächen und spricht man von äußerer und innerer Dispersität. Zu Außenoberflächen rechnet man die Oberflächenorte, die nach dem Dispersionsmittel die äußere freie Begrenzung der dispersen Phase bilden. Der Zutritt von Ionen ist von außen leicht

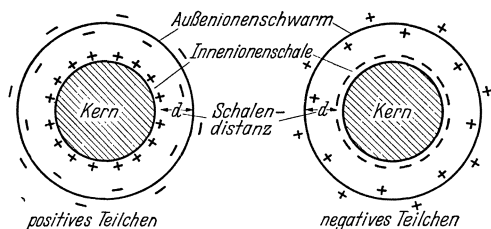


Abb. 8. Schematischer Aufbau eines positiven und eines negativen Bodenteilchens. (Nach H. PALLMANN<sup>1</sup>.)

möglich und weder durch Poren noch durch Kapillaren usw. gehemmt. Ein innendisperses System dagegen besitzt neben Außenoberflächen Innenoberflächen. Kapillaren, Kanäle, Risse, Spalten, Schichten von verschiedensten Größenordnungen bilden solche inneren Oberflächen. Die „aktive“ Oberfläche irgendeines dispersen Systems wird durch die Summe der an den Außenseiten und im Teilcheninnern für Wasser und darin gelöste Salze, Säuren und Basen zugänglichen Oberflächen gebildet. Dieser Formulierung haftet nach H. PALLMANN<sup>1</sup> die Schwäche eines dehnbaren Begriffes an, da die sog. Zugänglichkeit des Teilcheninnern nicht nur von der Dispersität der Kapillaren, Poren und intrakristallinen Zwischenräumen, sondern auch von den Dimensionen der dorthin diffundierenden Molekeln oder Ionen abhängt. In der Bodenkunde dient meist das kleine und allgegenwärtige Wasserstoffion als Indikator für die freie Zugänglichkeit der Innenoberflächen.

Als Maß für die Zugänglichkeit der Innendispersitäten eines Umtauschkörpers dient die sog. R.Z.-Zahl (R.Z. = relative Zugänglichkeit). Diese Zahl gibt in grober Annäherung an, ob ein Umtauschkörper extra- oder intramicellar umtauscht. Da die Oberfläche eines kompakten Körpers mit dem Feinheitsgrad zunimmt und somit wesentlich von der äußeren Zerteilung abhängig ist, ändert sich auch die Umtauschkapazität entsprechend. Ein ideal innendisperser Körper zeigt hingegen diese Abhängigkeit von der äußeren Zerteilung nur in einem untergeordneten Maße, d. h. ein ideal innendisperser Körper zeigt die gleiche Umtauschkapazität unabhängig vom Feinheitsgrade. H. PALLMANN<sup>1</sup> schlägt zur Berechnung der R.Z.-Zahl folgenden Ansatz vor:

$$\text{R.Z. \%} = \frac{\text{UK. der Silikate : 100 Maschensieb}}{\text{UK. der Silikate : 72 Stunden gemahlen}} \cdot 100^2.$$

Der Umtausch für die Ionen erfolgt somit entweder extramicellar oder extra- und intramicellar. Die gesamte aktive Oberfläche ist für die Oberflächenreak-

<sup>1</sup> PALLMANN, H.: Über starre und elastische Umtauschkörper. *Bodenkundl. Forsch.* **6**, 21–48 (1938).

<sup>2</sup> UK. = Umtauschkapazität.

Tabelle 4. Relative Zugänglichkeit (R.Z.) der intramacellaren Zwischenräume und Umtauschkapazität einiger Umtauschkörper. (Nach H. PALLMANN<sup>1</sup>.)

Umtauschkörper	Relative Zugänglichkeit %	Umtauschkapazität in Milliäquiv. je Gramm
Permutit . . . . .	100	2,5—5 (Agr. Chem. ETH)
Chabazit . . . . .	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 . . . . .	etwa 50	0,6—1,2
Muskowit* . . . . .	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 „

\* R.Z. von Muskowit und den folgenden Silikaten berechnet nach Versuchen von W. P. KELLEY und H. JENNY<sup>2</sup> (1936).

tionen von größter Wichtigkeit. PALLMANN führt hierzu folgendes interessante Beispiel an: Ein Molwürfel des kompakt gebauten Quarzes besitzt eine Oberfläche von 49 cm<sup>2</sup>, während der ideal innendisperse Montmorillonit im Molwürfel 10<sup>6</sup> cm<sup>2</sup> freier Oberfläche aufweist.

Tabelle 5. Kurze Einteilung der kolloiddispersen Bodenkomponenten nach ihrer Außen- und Innendispersität. (Nach H. PALLMANN<sup>1</sup>.)

- a) Tone:
  - 1.  $\pm$  kompakter Feinbau, unzugängliche Innendispersitäten.  
Feldspatresttone: hochdispersiertes Material aus Feldspäten, Glimmern, Quarz usw.  
Kaolinittone: Kaolinit, Nakrit, Dickit.  
Halloysittone.
  - 2. Innendisperse Quelltone vom Typus Montmorillonit, Beidellit, Nontronit.
- b) Al(OH)<sub>3</sub>; Fe(OH)<sub>3</sub>; SiO<sub>2</sub>:  
Innendispers, oft amorphe, gemengte Gele.
- c) Humusstoffe:  
Innendispers. Rohhumus und Faserhumus; äußerlich grobdispers scheinend, besitzen zugängliche und quellbare Innendispersitäten.

Das System der Micelle (Kern + Innenschale einerseits und Außenionenschale andererseits) wirkt in der Art eines Kondensators und besitzt daher eine bestimmte Kapazität, wie auch ein bestimmtes elektrisches Potential, das sich für das kugelförmige kompakte Bodenteilchen nach der folgenden allgemeinen Gleichung er rechnen läßt:

$$P = \frac{n \cdot e^- \cdot d}{D \cdot r^2},$$

wo  $P$  = elektrokinetisches Potential,  
 $ne^-$  = die Zahl der elektrischen Ladungseinheiten des negativ angenommenen Teilchens,  
 $d$  = mittlerer Abstand der entgegengesetzt geladenen Ionenschalen,  
 $D$  = Dielektrizitätskonstante des Dispersionsmittels  
 und  $r$  = Teilchenradius ist.

<sup>1</sup> a. a. O. S. 21.  
<sup>2</sup> KELLEY, W. P., u. H. JENNY: The relation of crystal structure to base exchange and its bearing on base exchange in soils. Soil Sci. **41**, 367—382 (1936).

Je höher das Potential der Teilchen ist, um so größer ist die Abstoßung artgleicher und aufgeladener Bodenteilchen und um so stabiler wird das System. Eine Verminderung bzw. eine Erhöhung des Potentials der Teilchen ruft im System starke Veränderungen hervor, die weiter unten zu besprechen sind.

### Die Umtauschgesetze nach WIEGNER.

#### *Allgemeines.*

Bereits TH. WAY<sup>1, 2</sup> hat in seinen Arbeiten (1850—1854) grundlegende Untersuchungen über Salzumsetzungen am Ton durchgeführt. Noch ältere Untersuchungen an Humus stammen von C. SPRENGEL. TH. WAY stellte fest, daß Tone die Basen äquivalent umtauschen<sup>3</sup>, und daß weiterhin der Umtausch im Sinne der HOFMEISTERSCHEN Reihen (als solche heute bezeichnet) erfolgt. TH. WAY bewies, daß die Reaktionen nahezu unabhängig von der Temperatur sehr rasch verlaufen, obwohl es sich um Umsetzungen zwischen festen Stoffen und Lösungen handelt. Ferner zeigte er, daß die chemische Zusammensetzung der Tone eine relativ geringe Rolle spielt, und daß durch Zerstören der Tonstruktur beim Glühen der Ionenumtausch verschwindet. „Also die Existenz der HOFMEISTERSCHEN lyotropen Reihen, große Reaktionsgeschwindigkeit, Unabhängigkeit von der Temperatur, Unabhängigkeit von der chemischen Zusammensetzung, starke Abhängigkeit von einer bestimmten Zerteilung, das hat TH. WAY schon Jahrzehnte vor dem Auftreten der modernen Kolloidchemiker beobachtet.“ Auch C. SPRENGEL hat eine große Zahl der gleichen Kriterien für die Umsetzungen an Humus viel früher beobachtet.

Der Kationenumtausch vollzieht sich an den Außenschwärmen der Kolloidmicelle. Ist das Ultramikron kompakt, also ein Monon, so erfolgt der Umtausch extramicellar. Ist der Micellenkern ein innendispers zerteiltes Ultramikron, ein Polyon, und besitzt er damit aktive Innenoberflächen, so erfolgt der Umtausch intramicellar. Im einzelnen ergeben sich folgende verschiedene Reaktionsvorgänge: Die Ionen wandern aus dem Dispersionsmittel in die Micelle ein, oder sie wandern aus der Micelle heraus. Im ersten Falle spricht man von einem Ioneneintausch, im zweiten Falle von einem Ionenaustausch. Beide Vorgänge, Ioneneintausch und Ionenaustausch, nennt man Ionenumtausch. Die eintauschenden Ionen sind aus Gründen der Elektroneutralität äquivalent den austauschenden Ionen. Der Eintausch in die Micelle ist um so stärker, je weniger hydratisiert die in die Micelle eintretenden Ionen sind. Der Austausch dagegen erfolgt um so leichter, je hydratisierter die sorbierten und in das Dispersionsmittel austauschenden Ionen sind. In der Reihe der einwertigen Kationen Li, Na, K, Rb, Cs tauschen Cs am stärksten und Li am schwächsten ein. In der zweiwertigen Reihe Mg, Ca, Sr, Ba tauschen Mg am schwächsten und Ba am stärksten ein. Oder allgemein kann man sagen, daß bei kompakten Umtauschkörpern das Eintauschvermögen mit zunehmendem Ionendurchmesser (Hydratation nicht berücksichtigt) in der einwertigen Reihe wie auch in der zweiwertigen Reihe zunimmt, umgekehrt nimmt das Austauschvermögen mit zunehmendem Ionendurchmesser (dehydratisiertes Ion!) ab. Der Ein- und Austausch wird weiterhin nach der SCHULZESCHEN Regel von der Wertigkeit der Ionen beeinflußt, und zwar gilt der Satz: Je höher die Wertigkeit, um so stärker ist der Eintausch, um so schwächer aber ist der Austausch.

<sup>1</sup> WAY, TH.: J. roy. agricult. Soc. England **11**, 313 (1850).

<sup>2</sup> Vgl. G. WIEGNER: Zum Basenaustausch in der Ackererde. J. Landw. **60**, 112 (1912).

<sup>3</sup> JENNY, H.: Kationen- und Anionenumtausch an Permutitgrenzflächen. Kolloid-Beih. **23**, 423—472 (1927).

<sup>4</sup> WIEGNER, G.: Kolloidchemie und Bodenkunde. a. a. O. S. 1.

Tabelle 6. Reihenfolge des Ioneneintausches.

	Ion									
	Li	Na	K	Rb	Cs	Mg	Ca	Sr	Ba	
Ionendurchmesser in Å . . . . .	1,56	1,98	2,66	2,98	3,30	1,56	2,12	2,54	2,86	
Durchmesser der hydratisierten Ionen . . . . .	7,3	5,6	3,8	3,6	3,6	10,8	9,6	9,6	8,8	
Hydratationszahlen Mol H <sub>2</sub> O je Ion . . . . .	10	4,3	0,9	0,5	0,2	33	22	21	17	
Äquivalentgewicht . . . . .	6,94	23,00	39,10	85,5	132,8	12,16	20,04	43,8	68,7	

Die Umtauschgesetze werden durch folgende Übersicht deutlich gemacht.

Tabelle 7. Der mittlere prozentische Umtausch der Alkali- und Erdalkali-Ionen (*M* %) an verschiedenen Umtauschkörpern.

Eintauschion	Ionendurchmesser Å	NH <sub>4</sub> -Permutit %	Ca-Ton %	Ca-Humus %
Li	1,56	31	59	41
Na	1,98	54	61	44
K	2,66	74	82	47
NH <sub>4</sub>	2,80	—	89	—
Rb	2,98	85	92	64
Cs	3,30	92	93	69
Mg	1,56	36	—	59
Ca	2,12	51	—	—
Sr	2,54	61	—	73
Ba	2,86	80	—	94

Der mittlere prozentische Umtausch errechnet sich nach G. WIEGNER<sup>1</sup> nach der Formel

$$M\% = \frac{K}{1+n} \cdot c^n \cdot \frac{100}{U}$$

für ein bestimmtes Konzentrationsintervall.  $c = 0$  bis  $c = 0,5$ ,  $U$  = Umtauschkapazität in Äquiv./l.

Die Übersicht zeigt weiterhin, daß der mittlere prozentische Umtausch im extracellulär umtauschenden Ca-Ton stärker ist als in dem intra- und extracellulär umtauschenden Permutit und Humus. Die umfangreichen Untersuchungen G. WIEGNERs und seiner Schüler haben die obigen Umtauschgesetze an vielen Modellversuchen auf ihre Richtigkeit prüfen und ihre Richtigkeit erkennen können.

#### Die Hydratation.

Wenn man auch geneigt ist, das Eintauschvermögen in Beziehung zum Ionendurchmesser zu setzen, so darf nicht übersehen werden, daß die Hydratation eine ausschlaggebende Rolle spielt. Denn je größer die Hydratationsschicht ist, um so geringer ist die Haftfestigkeit der Ionen, denn die Haftfestigkeit steigt mit der Abnahme der Hydratationsschicht. Auch hierfür haben G. WIEGNER und K. W. MÜLLER<sup>2</sup> wertvolles Material erbracht. In alkoholischen Lösungen konnten sie die Hydratation der Ionen so stark drücken, daß das Eintauschvermögen der Ionen damit deutlich geändert wurde. Sie zeigten, daß die Eintauschfähigkeit der Ionen mit zunehmender Dehydratation derselben wächst.

<sup>1</sup> WIEGNER, G.: Kolloidchemie und Bodenkunde. a. a. O. S. 1. — RENOLD, A.: Kationenumtausch an Permutiten, insbesondere an Wasserstoff- und Schwermetallpermutiten. Kolloid-Beih. 43, 17 (1935). — GRAF, E.: Über den Basenumtausch an Kasein. Kolloid-Beih. 46, 237 (1936).

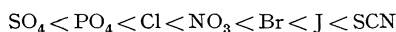
<sup>2</sup> WIEGNER, G., u. K. W. MÜLLER: Beiträge zum Ionenumtausch, besonders an Permutiten. Z. Pflanzenernähr A 14, 321–347 (1929). — S. 321.

Tabelle 8. Eintausch von Alkalikationen gegen Kalziumkationen aus Kalziumpermutit in alkoholischen Lösungen.

Alkoholgehalt in 100 g Mischung	Eingetauschte Alkalikationen in Milliäquiv.						Dielektrizitäts- konstante
	Natrium		Kalium		Zäsium		
	beob.	berech.	beob.	berech.	beob.	berech.	
0	0,64	0,64	0,88	0,88	0,98	0,98	80,5
20	0,76	0,79	1,02	1,03	1,04	1,05	68,6
40	0,99	0,94	1,17	1,17	1,10	1,12	57,5
60	1,06	1,09	1,34	1,32	1,18	1,18	47,7
80	1,23	1,23	1,46	1,46	1,25	1,25	35,7

„Die lyotrope Umtauschreihe im Wasser geht über in die umgekehrte Reihe der Ordnung nach dem wahren Ionenvolumen im Alkohol<sup>1</sup>.“ Im 40proz. Alkohol wird das Kalium stärker als das Zäsium eingetauscht; im 80proz. Alkohol tauscht bereits auch das Natrium so stark wie Cs ein. Das ist ein Zeichen dafür, daß das Natrium bei 80proz. Konzentration erst teilweise dehydratisiert ist. Umgekehrt bewegt sich der Austausch, so daß die dehydratisierten Ionen Li, Na, K, Rb, Cs von links nach rechts steigend zum Austausch gebracht werden können.

E. UNGERER<sup>1</sup> weist darauf hin, daß auch die Anionen auf den Umtausch einen Einfluß haben, da auch sie auf die Kationen hydratisierend bzw. dehydratisierend wirken können. So sei es möglich, daß die dehydratisierende Wirkung des PO<sub>4</sub>-Ions, welches sich in die lyotrope Anionenreihe



einordnet, eine Umkehrung der lyotropen Kationenreihe bedingt. Er erklärt damit seinen Befund, daß die tertiären Phosphate des Li, Ba, Sr durch Basenumtausch mit einwertigen Permutiten (Kaliumpermutit, Ammoniumpermutit) in die entsprechenden löslichen Alkaliphosphate umgewandelt werden, und daß dabei die eintauschenden Kationen Li und Mg als Ausnahme sich nicht in die lyotrope Reihe einordnen, was durch die dehydratisierende Wirkung des PO<sub>4</sub>-Ions auf die stark hydratisierenden Kationen Li und Mg erklärt werden kann. Mit der Dehydratation der Ionen werden diese enger an das Ultramikron gedrückt, d. h. die Schalendistanz  $d$  nimmt ab, die Folge davon ist eine Erniedrigung des elektrokinetischen Teilchenpotentials, was aber — wie heute allgemein angenommen werden muß — zu einer Veränderung des Systems, zu einer Instabilisierung und schließlich zu einer Flockung führen muß. Allerdings tritt im obigen Falle mit der Verminderung der Schalendistanz durch Alkohol eine Verminderung einer in der Gleichung für die Berechnung des Teilchenpotentials weiteren Größe  $D$ , der Dielektrizitätskonstante des Dispersionsmittels, ein, wodurch die Höhe des Teilchenpotentials teilweise wieder hergestellt wird. Nehmen wir den Fall eines starren Umtauschkörpers an, so dürfte, da z. B. der Ionendurchmesser des hydratisierten Na 5,6 Å und des nackten Na 1,96 Å beträgt, sich der Wert für das Potential  $P$  kaum oder wenig ändern, da in alkoholischer Lösung mit der Verringerung des Wertes  $d$  auch die Dielektrizitätskonstante  $D$  nach den Angaben WIEGNERs (s. Tabelle 8) in ähnlichem Verhältnis abnimmt. Ähnliches dürfte auch für das hydratisierte Ion Li gelten. Im Falle des schwach hydratisierten Ions Cs hingegen muß in alkoholischer Lösung eine Erhöhung des elektrokinetischen Potentials angenommen werden. Eine Erhöhung des Potentials bedeutet einerseits Stabilisierung des Systems und zeigt andererseits an, daß die sorbierten Ionen leichter austauschen, wie noch darzulegen ist. Vielleicht könnte dieses

<sup>1</sup> UNGERER, E.: Austauschreaktionen schwer löslicher Phosphate und Sulfate aus Permutiten. Kolloid-Z. **52**, 227–231 (1930).

als Erklärung dafür mit herangezogen werden, daß das Kalium in akoholischer Lösung stärker eintauscht als das Zäsium. So scheint in der Tat ein Zusammenhang zwischen Ionenumtausch und dielektrischem Verhalten des Lösungsmittels zu bestehen.

*Hydratation und elektrokinetisches Potential.*

Aus der Gleichung für das elektrokinetische Potential  $P = \frac{n \cdot e \cdot d}{D \cdot r^2}$  geht hervor, daß mit Vergrößerung der Schalendistanz  $d$  eine Vergrößerung des Potentials eintritt, und daß umgekehrt mit der Verringerung der Schalendistanz  $d$  das Teilchenpotential abnimmt. Je höher das Potential, um so stärker ist die gegenseitige Abstoßung der Teilchen (BROWNSche Bewegung), und um so stabiler erscheint das System. Jede Verminderung des Potentials macht das System instabiler und flockungsbereiter. Das elektrokinetische Potential eines Umtauschkörpers ist in hohem Maße von den sorbierten Ionen abhängig, und zwar steigt es an, je hydratisierter die Ionen sind. Räumlich wird durch die Hydratationsschicht der Abstand der Kationen erhöht, wodurch der Schalenabstand  $d$  größer wird.

Tabelle 9. Elektrokinetisches Potential von verschiedenen hydratisierten Tonen und Permutiten<sup>1</sup>.

Zunehmende Hydratation	↑ Li-Ton . . . . .	74,9 mV	↑ Li-Permutit . . . . .	57,6 mV
	Na-Ton . . . . .	69,0 mV	Na-Permutit . . . . .	56,9 mV
	K-Ton . . . . .	68,0 mV	K-Permutit . . . . .	54,8 mV
			NH <sub>4</sub> -Permutit . . . . .	50,7 mV
	↑ Ca-Ton . . . . .	30,6 mV	↑ Ca-Permutit . . . . .	27,7 mV
	Ba-Ton . . . . .	22,5 mV	H-Permutit . . . . .	0,0 mV

Es ist ersichtlich, daß das elektrokinetische Potential bei einwertigen Ionen höher als bei zweiwertigen Ionen ist, da letztere infolge doppelter Ladung stärker an das Ultramikron angezogen werden, was nach der obigen Gleichung und auch nach der Theorie von der Doppelschicht das Potential herabsetzen muß.

Daß die Ionen sehr verschieden stark Wasser anziehen, sich also verschieden stark hydratisieren, ist oft gezeigt worden. Folgende Zahlen mögen als Beispiele hierfür dienen:

Tabelle 10. Wassergehalt der Permutite mit verschiedenen stark hydratisierten Ionen bei gleichem Dampfdruck. (Nach P. SZIGETI<sup>2</sup>.) (Einstellung bei „Bewässerung“.) Wassergehalt in ccm je 100 g Trockensubstanz.

Dampfdruck in mm Hg	H-Perm.	Li-Perm.	Na-Perm.	K-Perm.
17,5 (Sättigung)	132,50	81,10	75,92	62,70
11,5	58,81	28,35	26,34	21,04
3,9	37,28	23,76	21,95	16,92
← Zunehmende Hydratation				
Dampfdruck in mm Hg	Mg-Perm.	Ca-Perm.	Sr-Perm.	Ba-Perm.
17,5 (Sättigung)	81,20	75,12	67,84	65,00
11,5	29,15	29,05	25,34	20,94
3,9	25,45	24,6	21,44	17,43
← Zunehmende Hydratation				

<sup>1</sup> WIEGNER, G., u. J. ALBAREDA: Vgl. Kolloidchemie und Bodenkunde. Congr. Madrid 1934, 14.

<sup>2</sup> SZIGETI, P.: Über sog. negative Adsorption und Dampfdruckisothermen an Permutiten und Tonen. Kolloid-Beih. 38, 99—176 (1933).

Ähnliche Beziehungen hat F. BACH<sup>1</sup> zwischen Hygrokopizität (definiert und bestimmt nach MITSCHERLICH) und Kationenbelegung in seinen Versuchen gefunden. Wie aus den Hygrokopizitätszahlen ersichtlich ist, zeigen diese eine Abhängigkeit von den sorbierten Kationen. In Übereinstimmung mit den Hydratationszahlen, wie sie für die Ionen in wässriger Lösung gefunden wurden, weisen die mit Li behandelten organischen Substanzen die größte Hygrokopizität auf.

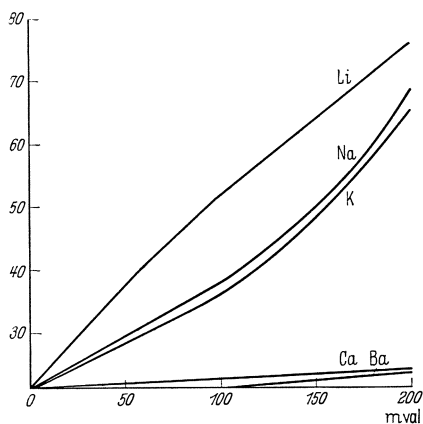


Abb. 9. Hygrokopizität des mit verschiedenen Kationen behandelten Lignins bez. auf H-Lignin (Nach F. BACH<sup>1</sup>.)

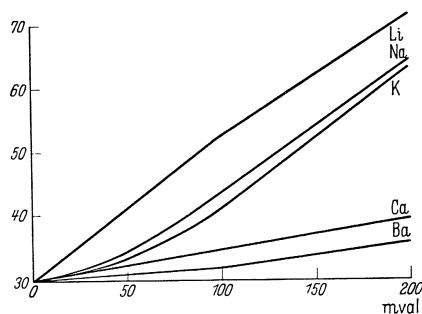


Abb. 10. Hygrokopizität des mit verschiedenen Kationen behandelten Torfs III bez. auf H-Torf III. (Nach F. BACH<sup>1</sup>.)

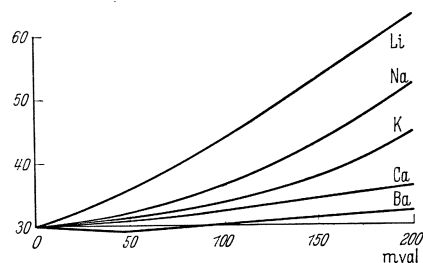


Abb. 11. Hygrokopizität des mit verschiedenen Kationen behandelten Kasselersbrauns bez. auf H-Kasselersbraun. (Nach F. BACH<sup>1</sup>.)

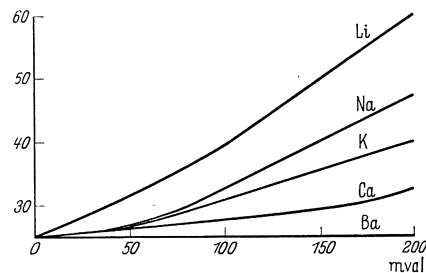


Abb. 12. Hygrokopizität des mit verschiedenen Kationen behandelten Rohstoffs bez. auf H-Rohstoff. (Nach F. BACH<sup>1</sup>.)

An zweiter Stelle folgt dann Natrium, und an dritter Stelle das Kalium. Die mit Na und K behandelten organischen Substanzen zeigen ähnliche Hygrokopizitäten, im Gegensatz zu den in wässriger Lösung gefundenen Hydratationszahlen, welche weit auseinander liegen. Die mit Kalzium und Barium behandelten Substanzen erhöhen die Hygrokopizität nur wenig. Die Werte für die Hygrokopizität folgen der HOFMEISTERSCHEN Reihe.

#### *Elektrokinetisches Potential und Koagulation<sup>2</sup>.*

Die Veränderung des elektrokinetischen Potentials hat auf die Eigenschaften und den Dispersitätsgrad des kolloiden Systems sehr großen Einfluß. Eine Änderung des Dispersitätsgrades kann entweder zu einem Zusammentritt fein disperser Teilchen zu größeren Teilchen oder sie kann zu einer Vermehrung der Ultra-

<sup>1</sup> BACH, F.: Ein Beitrag zur Charakterisierung der Humusstoffe. *Bodenkde u. Pflanzenernährg* **11**, H. 5/6 (1938).

<sup>2</sup> WIEGNER, G.: Über Koagulationen. *Kolloid-Z.* **58**, 157—168 (1932).

mikronen führen. Die erstgenannte Dispersitätsvergrößerung nennt man Koagulation oder Flockung, die Dispersitätsverfeinerung Peptisation. Die Koagulation ist die Folge eines verkleinerten elektrokinetischen Potentials. Unterhalb eines kritischen Potentials, das nach H. JENNY<sup>1</sup> für Permutit mit 42 mV angegeben wird, führt die Potentialverminderung zu einem Zusammenballen der Teilchen, da die Abstoßung der Teilchen zu schwach und schließlich unwirksam geworden ist. Es fallen Einzelteilchen oder Vielfachteilchen nieder. Die Flockung wird nicht nur durch Ionen, sondern auch durch entgegengesetzt geladene Kolloide hervorgerufen, wodurch gleichfalls das elektrische Potential der Teilchen ganz oder teilweise herabgesetzt wird, so daß die BROWNSche Bewegung die Teilchen miteinander zusammenprallen und zur Flockung bringen läßt. Die Koagulation positiver Teilchen, wie des  $\text{Al}(\text{OH})_3$  und  $\text{Fe}(\text{OH})_3$ , erfolgt im Boden entweder durch das negative  $\text{SiO}_2$  oder auch durch die Anionen, wie  $\text{Cl}$ ,  $\text{SO}_4$ ,  $\text{PO}_4$  oder  $\text{OH}$ .

Tabelle 11. Koagulationsgeschwindigkeit und elektrisches Potential<sup>2</sup>. Quarzsuspension mit  $5 \cdot 10^9$  Teilchen pro ccm. Koagulator  $\text{BaCl}_2$ .

Zusatz $\text{BaCl}_2$ Milliäquiv. pro Liter	Flockungszeit in Minuten	Potential in mV
0	$\infty$	44,8
5	35	35,0
10	14	31,5
15	12	28,5
20	11	25,6
30	10	20,0

Tabelle 12. Koagulationsgeschwindigkeit und elektrisches Potential<sup>2</sup>. Quarzsuspension mit  $5 \cdot 10^9$  Teilchen pro ccm. Koagulator  $\text{NaOH}$ .

Zusatz $\text{NaOH}$ Milliäquiv. pro Liter	Flockungszeit in Minuten	Potential in mV
0	$\infty$	44,8
1	100	52,5
2,5	10	49,8
5	5	46,0
10	4	45,0
20	4	44,7

Mit der Verminderung des Potentials wird die Flockungszeit kleiner und die Koagulationsgeschwindigkeit größer. „Die Zahl der wirksamen Zusammenstöße nimmt mit abnehmendem Potential zu.“ Allerdings gibt auch G. WIEGNER ein Abweichen von dieser Gesetzmäßigkeit an.

Eine Potentialverminderung tritt also dann ein, wenn Ionen in die Außenschale gelangen, die zur Innenschale große Affinitäten haben, wobei auch an die Bildung unlöslicher, d. h. wenig oder undissoziierter Verbindungen zwischen Innen- und Außenschalen gedacht werden muß. Je näher die Schwarmionen an die Innenschale herangedrückt werden, um so stärker sinkt das Potential. „Negative Teilchen binden positive Ionen um so intensiver, je größer deren Durchmesser (ohne Hydrathülle!), deren Polarisierbarkeit und je geringer deren Hydratation ist<sup>3</sup>.“

Nach H. JENNY und R. F. REITEMEIER<sup>1</sup> hängt das elektrokinetische Potential der Ionen von der Ladung und Größe der adsorbierten Ionen ab. Für Ionen von gleicher Größe ist das Potential um so niedriger, je höher die Valenz des Ions ist. Beim Vergleich des Potentials von Ionen, die mit ein- und mehrwertigen Kationen beladen sind, ist die Berücksichtigung der Ionengröße (dehydratisiert!) wichtig, weil gewisse mit einwertigen Ionen beladene Tone ein geringeres Potential als solche mit zweiwertigen Kationen haben (Potential von Cs-Ton < Mg-Ton).

<sup>1</sup> JENNY, H., u. R. F. REITEMEIER: Ionic exchange in relation to the stability of colloidal systems. J. phys. Chem. **39**, 593 (1935).

<sup>2</sup> TUERILA, P.: Über Beziehungen zwischen Koagulation, elektrokinetischen Wanderungsgeschwindigkeiten, Ionenhydratation und chemischer Beeinflussung. Kolloid-Beih. **27**, 44 (1928).

<sup>3</sup> PALLMANN, H.: Vortrag in Zürich. a. a. O. S. 1.



Tabelle 13. Negativ geladener H-Putnam-Ton und negativ geladenes Ligninsol werden durch folgende Konzentrationen der verschiedenen Kationen ausgeflockt (nach PALLMANN<sup>1</sup>).

(L. D. BAVER<sup>2</sup>): 2,35 g Putnam-Ton in 100 g Suspension; (E. JUNKER<sup>1,3</sup>): 0,1 g Lignin (hochdispers) in 100 g Suspension. 100 g Putnam-Ton bzw. 100 g Lignin werden durch nachstehende Ionenkonzentrationen (Chloride) geflockt:

Koagulator und Valenz	Ionendurchmesser in Å	Ionen-deformierbarkeit	Ton geflockt Milliäquiv.	Lignin geflockt* Milliäquiv.
Li 1+	1,56	$0,067 \cdot 10^{-24}$	536	158
Na 1+	1,98	$0,197 \cdot 10^{-24}$	536	149
K 1+	2,66	$0,87 \cdot 10^{-24}$	218	143
Rb 1+	2,98	$1,90 \cdot 10^{-24}$	—	126
Cs 1+	3,30	$2,85 \cdot 10^{-24}$	—	110
Mg 2+	1,56	$0,12 \cdot 10^{-24}$	67	90
Ca 2+	2,12	—	67	82
Sr 2+	2,54	—	—	84
Ba 2+	2,86	—	—	77
Al 3+	1,14	—	—	5

\* Konzentration, bei der nach 60 Minuten makroskopische Flockung eintritt.

Die Angaben der Literatur, nach denen das Potential von Tonen mit zweiwertigen Kationen geringer ist als das von Tonen mit einwertigen Kationen, sind deshalb zu allgemein, man kann in dieser Hinsicht nur Ionen mit ähnlichem Radius heranziehen. Bei gleicher Valenz ist das Potential um so größer, je kleiner der Ionenradius (dehydratisiert) ist ( $Li < Cs$ ). Dies steht in Übereinstimmung mit den Ansichten von G. WIEGNER und findet seine Erklärung in der Anwesenheit der elektrischen Doppelschicht. Je größer die Hydratation des Ions ist, desto größer ist die Entfernung der Doppelschicht und desto größer ist das elektrokinetische Potential. Infolge der Wärmebewegung und der Brownschen Bewegung sind die adsorbierten Ionen nicht in Ruhe, sondern oszillieren und erreichen dabei oft beträchtliche Entfernungen vom Anion. Je stärker hydratisiert die Ionen sind, desto größer ist die durchschnittliche Entfernung der oszillierenden Ionen, und desto größer ist die Möglichkeit, daß ein anderes einwirkendes Ion sich zwischen Innenschale und das primär vorhandene Ion drängt und dieses umtauscht. Je höher also das Potential des Tones ist, desto leichter können die Ionen umgetauscht werden. Wenn das Potential Null ist, kann kein Ionenumtausch mehr auftreten, außerdem besitzen die Tonsysteme ein bestimmtes maximales Potential, welches bei ungefähr 60 mV liegt. Setzten die Autoren das elektrokinetische Potential in Beziehung zu den Flockungswerten, so konnten sie feststellen, daß die Stabilität progressiv zunimmt, wenn das Potential erhöht wird. Es ergibt sich dabei eine Parabel, wenn man den Flockungswert für die mit verschiedenen Ionen beladenen Kolloide auf der Ordinate und das elektrokinetische Potential auf der Abszisse aufträgt. Die Kurve schneidet die Abszisse aber nicht im Nullpunkt, sondern bei 42 mV. Dies steht in Übereinstimmung mit Versuchen von F. POWIS<sup>4</sup>. Liegt der Wert unter dem „kritischen Potential“ von 42 mV, so sedimentiert der Ton auch ohne den Zusatz von einem Elektrolyt. Der Einfluß der Valenz des betreffenden Ions auf den Flockungswert von Tonsystemen war nicht so stark, wie es nach der Regel von SCHULZE-HARDY zu erwarten war. Die mehrwertigen Kationen waren viel weniger wirksame Koagulatoren, als durch die Valenzregel angezeigt wird. Für einwertige Kationen ist

<sup>1</sup> PALLMANN, H.: Vortrag in Zürich. a. a. O. S. 1.

<sup>2</sup> BAVER, L. D.: Res. Bull. agricult. Exper. Stat. Coll. Agricult. Univ. Missouri **129**, 14 (1929).

<sup>3</sup> JUNKER, E.: Unveröff. Versuche der E.T.H. Zürich 1938.

<sup>4</sup> POWIS, F.: Der Einfluß der Zeit auf die Potentialdifferenz an der Oberfläche von in wässrigen Lösungen suspendierten Ölteilchen. Z. physik. Chem. **89**, 186 (1915).

der Flockungswert um so höher, je geringer die Ionengröße (dehydratisiert) ist. Das Flockungsvermögen eines Kations steht in Übereinstimmung mit der Austauschfähigkeit. Bei der Koagulation müssen zwei Fälle unterschieden werden: 1. Das Kation der Elektrolytlösung ist das gleiche wie das sorbierte des Kolloidteilchens (K-Ton + KCl). Die Flockung kommt hierbei dadurch zustande, daß die Doppelschicht zusammengedrückt wird, was eine Erniedrigung des elektrokinetischen Potentials zur Folge hat. 2. Einwirkendes und sorbiertes Kation sind verschieden (K-Ton + NaCl). Dabei wird die Koagulation durch eine Vereinigung von Ionenaustausch und Zusammendrückung der Doppelschicht hervorgerufen.

Schon früher hatte C. E. MARSHALL<sup>1</sup> Untersuchungen über den Dispersitätsgrad von Tonmineralen in Abhängigkeit vom Ionenbelag ausgeführt. Während H. JENNY den Flockungswert unter Zusatz von KCl bestimmte, studierte MARSHALL die Sedimentation ohne Elektrolytzusatz. Zur Untersuchung gelangten Bentonit, Kaolin, Putnam-Ton (Hauptbestandteil Beidellit) und Rothamsted-Ton (Hauptbestandteil Beidellit). Die Stoffe wurden mit den Hydroxyden der Alkalien und Erdalkalien bei  $p_H$  8–9 gesättigt und dann der Sedimentation überlassen. Dabei konnte kein Unterschied in der Sedimentation von K-, Na- und Li-Ton festgestellt werden. Auch bei Mg- und Ca-Ton war die Sedimentationsgeschwindigkeit die gleiche. Bei Kaolin konnte überhaupt kein Einfluß des sorbierten Ions festgestellt werden. Der Bentonit gab ebenfalls nur geringe Abweichungen bei der Sättigung mit verschiedenen Kationen. Am ausgeprägtesten sprachen der Putnam-Ton und der Rothamsted-Ton auf die Ionenbelegung an, die Koagulationsgeschwindigkeit nahm in folgender Reihenfolge zu:  $NH_4^+ > K^+ > Na^+ > Li^+$ . Die H-, Ca-, Mg- und Ba-Tone gaben auch hier sehr ähnliche Werte. Sehr empfindlich waren die mit zweiwertigen Kationen gesättigten Tone beim geringsten Überschuß an Hydroxyd (gemeinsames Kation). Dieser Befund ist für die Erklärung der Krümelstruktur des Bodens von hoher Bedeutung.

E. v. BOGUSLAWSKY<sup>2</sup> untersuchte die Wirkung der Hydroxyde auf die Dispergierung und Koagulierung des Kaolins. Die maximale Dispergierung wurde bei Zusatz von 1–10 mval Base erreicht. Die koagulierte Wirkung der Hydroxyde nahm in folgender Reihe zu:  $NH_4OH < LiOH < KOH < Ba(OH)_2 = Ca(OH)_2$ . Weiterhin sei noch auf zwei Arbeiten von M. A. BOUTARIC<sup>3, 4</sup> hingewiesen, welcher sich mit den Eigenschaften kolloider Tonsuspensionen in physikalisch-chemischer Hinsicht beschäftigt.

Weiterhin ist eine Potentialverminderung bereits dadurch möglich, daß die Teilchen in einer Suspension zunehmend konzentriert werden, wodurch nach H. PALLMANN die Schalen komprimierter und an den Kern gedrängt werden, jedoch gleichfalls eine Erniedrigung des Potentials und damit eine Flockung hervorgerufen wird. Folgende Versuche H. FREUNDLICH<sup>5</sup> veranschaulichen dieses sehr gut.

Tabelle 14. Erniedrigung des Teilchenpotentials durch Konzentration der Suspension. (Nach H. FREUNDLICH<sup>5</sup>).

g H-Bentonit-Ton in 100 cm <sup>3</sup> Suspension	Teilchenpotential
0,1	58
0,6	50
1,0	48
2,0	20
3,0	6

<sup>1</sup> MARSHALL, C. E.: J. Soc. chem. Ind. **50**, 457 (1931).

<sup>2</sup> BOGUSLAWSKY, E. v.: Ein Beitrag zur Dispersoidchemie der Kaolinerde. Kolloid-Beih. **34**, 10 (1932).

<sup>3</sup> BOUTARIC, M. A., u. S. THEVENET: Sur quelques propriétés physico-chimiques des solutions colloïdales d'argile. Annales agronom. **7**, 408 (1937).

<sup>4</sup> BOUTARIC, M. A.: Les propriétés des sols envisagées du point de vue colloïdal. Annales agronom. **6**, 394 (1936).

<sup>5</sup> FREUNDLICH, H., O. SCHMIDT u. G. LINDAU: Über die Thixotropie von Bentonit-suspensionen. Kolloid-Beih. **36**, 78 (1932).

Eine völlige Entladung und sogar eine Umladung der negativen Teilchen ist schließlich gleichfalls möglich, wenn auch nur durch sehr aktive Ionen, wie Al, Fe, La, Th.

*Elektrisches Potential und Peptisation.*

Eine Potentialerhöhung findet statt durch Aufladung, d. h. durch Vermehrung der  $ne^-$  oder durch Erhöhung von  $d$ , d. h. durch Ersatz schwach hydratisierter durch stärker hydratisierte Ionen.

Tabelle 15. Aufladung der Tonteilchen durch Einbau von OH-Ionen in die aufladende Innenschale. (Nach H. PALLMANN<sup>1</sup>.) ( $ne^-$  ausgedrückt in Milliäquiv. je 100 g Ton.)

OH-Konzentration im Dispersionsmittel	$ne^-$ Albit	$ne^-$ Kaolinit	$ne^-$ Bentonit
$10^{-10}$	2,6	7,6	64,3
$10^{-9}$	3,0	8,4	67,5
$10^{-8}$	3,5	9,0	71,5
$10^{-6}$	3,9	10,0	76,8

Beide Möglichkeiten treten in bodenkundlichen Umsetzungen auf. Die Aufladung der Micellaranionen kann durch den Einbau von OH-Ionen in die Innenschicht anorganischer Kerne erfolgen, und zwar erfolgt diese Potentialerhöhung um so besser, je weniger das entsprechende Kation der Außenschale potentialerniedrigend wirkt.

Diese Tatsache hat ganz besondere Bedeutung, da sie zugleich besagt, daß die Umtauschkapazität von der OH-Ionenkonzentration wesentlich abhängig ist. Die Erhöhung des Potentials durch OH-Ionenzusatz hat eine stärkere Dispergierung zur Folge, sie wird allerdings durch die Wirkung des gleichfalls zugefügten

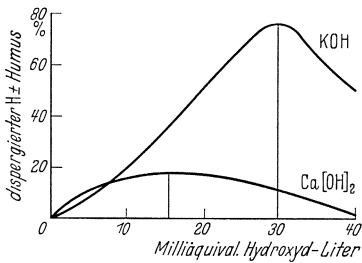


Abb. 13. Dispergierung und Flockung durch KOH und  $Ca(OH)_2$ . (Nach H. PALLMANN)<sup>1</sup>.

Kations abgeschwächt. Hierin unterscheiden sich die Ionen sehr stark voneinander. Es ist bereits früher von G. WIEGNER<sup>2</sup> hervorgehoben worden, daß der Schwellenwert für die Flockung bei  $Ca(OH)_2$  verhältnismäßig niedrig liegt, während sich z. B. NaOH ganz anders verhält, d. h. das zweiwertige Ion wirkt der Aufladung verhältnismäßig stark entgegen, und bereits mit geringen Mengen  $Ca(OH)_2$  ist der höchste Dispergierungsgrad erreicht. Werden noch weitere  $Ca(OH)_2$ -Mengen zugesetzt, so wirken diese der Dispergierung und damit Aufladung

wieder entgegen und schließlich kommt es zur Flockung, also zu einer deutlichen Potentialverminderung. NaOH bzw. KOH sind jedoch der Aufladung weit günstiger, und erst bei sehr hoher Konzentration treten sie der durch OH-Ionen hervorgerufenen Aufladung entgegen.

*Ionenumtausch und Struktur<sup>3</sup>.*

Die allgemeinen Umtauschgesetze zeigen jedoch sehr oft Abweichungen, die auf die verschiedensten Eigenschaften des Umtauschkörpers, auf seinen Gitterbau usw., zurückzuführen sind. Eine der wichtigsten „Störungen“ ist in letzter Zeit im strukturellen Aufbau der Umtauschkörper erkannt worden. Mit der Aufklärung des die Umtauschkörper charakterisierenden Feinbaus konnte der Beweis erbracht werden, daß die allgemeinen Anschauungen über den Ionenumtausch auch für diese Ausnahmen Gültigkeit haben.

<sup>1</sup> PALLMANN, H.: Vortrag in Zürich. a. a. O. S. 1.

<sup>2</sup> WIEGNER, G.: Boden und Bodenbildung in kolloidchemischer Betrachtung. Dresden-Leipzig: Th. Steinkopff 1929.

<sup>3</sup> WIEGNER, G.: Ionenumtausch und Struktur. Transact. usw. Lond. 1936.

„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 oder inneren Dispersitäten nicht verändert. Als elastisch bezeichnen wir im Gegensatz dazu eine Struktur, welche sich unter den oben genannten Einwirkungen aufweitet oder verengert und beim Aufhören dieser äußeren Beeinflussungen wieder reversibel in den ursprünglichen Strukturzustand übergeht<sup>1</sup>.“

Unter den starren Umtauschkörpern unterscheidet man wieder solche, die kompakt sind und in der Hauptsache nur eine äußere Oberfläche besitzen, und solche, deren Umtauschgerüst erheblich aufgelockert ist und damit eine innen zugängliche Struktur zeigt. Zu den ersteren starren Umtauschkörpern gehören die Mehrzahl der kristallinen Körper, wie Feldspäte und Glimmer. Nur bei wenigen kristallinen Körpern ist ein innenzugängliches Gerüst (Chabasit) vorhanden. Auch zeigen die kompakten Umtauschkörper weitere Störungen im Gitterbau (Metastrukturen), die auf die Höhe der Umtauschkapazität gleichfalls von Einfluß sind. Beispiele für innendisperse elastische Umtauschkörper bilden die Allophantone, Montmorillonit, Bentonit, Kieselsäure, Aluminiumhydroxyde, Humus und Eiweißstoffe. Der Umtausch an starren innendispersen Umtauschkörpern zeigt folgende interessante Eigentümlichkeiten. Wenn

Tabelle 16. Prozentischer Eintausch von Alkaliionen in Kalziumton, Kalziumpermutit und Kalziumchabasit.

(Nach N. CERNESCU<sup>2</sup>.)

Eintausch in Kalziumton = 100.

Eintauschendes Ion	Kalziumton	Kalziumpermutit	Kalziumchabasit
Li	100	48	9
Na	100	55	25
K	100	44	52
Rb	100	48	28
Cs	100	47	14

auch der Austausch des Kalziums aus dem Kalziumpermutit nur halb so groß ist wie der Austausch aus dem Kalziumton, so ist doch in allen Fällen die Reihenfolge der Ionen gewahrt. Im Falle des Ca-Chabasits dagegen sind die Ionen sehr unterschiedlich zum Eintausch gelangt. Die Erklärung dafür sieht G. WIEGNER<sup>3</sup> in der Blockadewirkung der feinen Dispersitäten des Chabasits gegenüber den eintauschenden Ionen. „Zuerst werden die stark hydratisierten Li- und Na-Ionen durch ihren Hydratmantel am Eintritt gehindert, nachher tritt beim Rb und Cs die Blockade und Bremswirkung infolge der großen realen Atomdurchmesser auf. Kalium paßt wahrscheinlich am besten zum Eintausch in den Chabasit hinein, weil seine Durchmesser sowohl im hydratisierten wie auch im dehydratisierten Zustande am günstigsten auf die Dispersitäten des Chabasits abgestimmt sind.“ In diesen Versuchen zeigte N. CERNESCU<sup>2</sup> weiter, daß die Diffusionskoeffizienten für die im Kalziumchabasit eintauschenden Kaliumionen viel kleiner sind als die entsprechenden Koeffizienten für den Eintausch in Kalziumpermutit. Er schließt: „Die Diffusionswege sind also im Chabasit am längsten, im Permutit mittelmäßig lang und beim Kaolinit am kürzesten.“ Die Abhängigkeit des Eintauschvermögens von der Größe der Ionendurchmesser zeigen folgende Versuche, in denen die intramicellare Blockade besonders sichtbar war:

<sup>1</sup> PALLMANN, H.: Über starre und elastische Umtauschkörper. *Bodenkundl. Forsch.* **6**, 21 (1938).

<sup>2</sup> Vgl. G. WIEGNER: Ionenumtausch und Struktur. a. a. O. S. 16. — CERNESCU, N.: Kationenumtausch und Struktur. Vergleichende Untersuchungen an Ton, Permutit und Chabasit. Diss. E.T.H. Zürich Nr. 661. 1933.

<sup>3</sup> Ebenda S. 17.

Tabelle 17. Durchschnittlicher prozentischer Relativeintausch großer Ionen in Kalziumton, Kalziumpermutit und Kalziumchabasit. (Nach N. CERNESCU<sup>1</sup>.)

Eintauschendes Ion	Durchmesser des Ions in Å	Ca-Ton	Ca-Permutit	Ca-Chabasit
Ammonium . . . . .	2,90	100	100	100
Monomethylammonium . .	5,18	95	36	21
Dimethylammonium . . .	5,94	88	17	9
Trimethylammonium . . .	6,54	98	12	9
Tetramethylammonium . .	6,98	106	10	4

Die Blockade tritt im Permutit erst mit der Größenordnung der einwertigen Methylammoniumverbindungen auf, während sie im Chabasit bereits früher beginnt. Die vorwiegend kompakten Kaolintone zeigen eine derartige sterische Hemmung nicht, da ihre Oberflächen frei zugänglich sind. Diese Ergebnisse gestatten bereits einen sehr wertvollen Einblick in die Umtauschkörper und in ihren Aufbau und geben bereits an, welche Durchmesser die Poren, Kanälchen usw., in denen sich der intramicellare Umtausch vollzieht, haben können. So hat man für den Chabasit für die Zwischenräume eine Weite von 3–5 Å berechnet, während der Permutit deutlich weitere Zwischenräume aufweisen muß. Als Beispiel für einen anorganischen elastischen Umtauschkörper möge der Montmorillonit dienen, dessen Durchmesser der Zwischenräume in trockenem Zustande 9 Å betragen und bei steigender Hydratation auf 20 Å anwachsen<sup>2</sup>. Diese großen Abstände erklären die große Zugänglichkeit und die hohe Umtauschkapazität, die 100–120 Milliäquiv. je 100 g beträgt. Der im Gitterbau und im chemischen Aufbau dem Montmorillonit ähnliche Umtauschkörper Pyrophyllit<sup>3</sup> dagegen liegt in dichter Packung seiner Schichtebenen vor und zeigt infolgedessen, da er keine elastische Struktur besitzt, eine nur sehr geringe Umtauschkapazität, da der Schichtebenenabstand mit etwa 2,3 Å selbst den kleinsten Ionen den Zutritt versperrt.

Tabelle 18. Innendispersitäten einiger Umtauschkörper (vgl. Abb. 3). (Nach H. PALLMANN<sup>4</sup>.)

Intramicellare Zwischenräume:	
Quarz und kompaktdisperse Systeme . . . . .	unter 2 Å
Chabasit . . . . .	um 3–5 Å
Schichtebenenabstände:	
Kaolinit . . . . .	um 2–3 Å
Pyrophyllit . . . . .	„ 2–3 Å
Graphit . . . . .	„ 3–4 Å
Montmorillonit . . . . .	„ 8–20 Å
Graphitsäure . . . . .	„ 6–11 Å
Gelatine (Äquatorialinterferenz) . . . . .	„ 11–16 Å

In den Versuchen mit elastischen organischen Umtauschkörpern konnte nach H. PALLMANN<sup>4</sup> keine sterische Hemmung für die eintretenden Ionen festgestellt werden, da die elastischen organischen Umtauschkörper bei Quellungen usw. durch Strukturaufweitungen ihre inneren Oberflächen leichter zugänglich machen. Allerdings wird damit oft, wie es bei Humusstoffen beobachtet werden kann,

<sup>1</sup> Vgl. G. WIEGNER: a. a. O. S. 19.<sup>2</sup> ENDELL, K., U. HOFMANN u. D. WILM: Über die Natur der keramischen Tone. Ber. dtsh. keram. Ges. **14**, 407–438 (1933).<sup>3</sup> ENDELL, K., U. HOFMANN u. D. WILM: Über die eindimensionale Quellung des Montmorillonits. Z. Kristallogr. A **86**, 340 (1933) — Röntgenographische und kolloidchemische Untersuchungen an Tonen. Z. angew. Chem. **47**, 539 (1934).<sup>4</sup> PALLMANN, H.: a. a. O. S. 21.

die Haftfestigkeit der Ionen geschwächt, so daß andererseits der Umtausch wieder erleichtert wird.

Tabelle 19. Übersicht über einige Umtauschkörper. (Nach G. WIEGNER<sup>1</sup>.)

	Chabasit	Bentonit	Kaolinton	Permutit
Struktur . . . . .	starr	elastisch	starr	starr
Innendispersität . .	fein	größer	sehr fein	fein bis grob
Eintausch der untersuchten Ionen . .	Li, Na, K intramycellar; Rb, Cs und große Ionen extramycellar	intramycellar	extramycellar	extra- und intramycellar
Innenblockade . . .	total von Rb an	keine	keine	mit der Ionen- größe wachsend
Ionendiffusion . . .	langsam	—	mittel	rasch
Hydratation am Umtauschkörper . . .	schwach	—	mittel	stark

*Die Verschiedenheit der Haftfestigkeit der Ionen an Umtauschkörpern.*

Wie im vorhergehenden gezeigt worden ist, ist das Eintauschvermögen der Ionen vom strukturellen Aufbau der Umtauschkörper stark abhängig. Da die Ionen an der Außenoberfläche leicht, an der inneren Oberfläche teilweise schwer eintauschen, so ist auch umgekehrt das Austauschvermögen verschieden und damit abhängig von dem Sitz der Sorptionsstellen am Umtauschkörper, d. h., daß allgemein die Haftfestigkeit der Ionen ganz verschieden hoch sein kann, je nachdem sie extramycellar oder intramycellar gebunden sind. Es ist möglich und experimentell nachgewiesen, daß ein Permutit, der mit zwei verschiedenen Ionen A und B belegt sein kann, im Vergleich mit einem anderen Permutit mit gleicher Ionenbelegung trotz chemisch gleicher und strukturell gleicher Zusammensetzung ein verschiedenes Umtauschvermögen gegen ein drittes Ion zeigen kann, weil das eine Mal das Ion A, das andere Mal das Ion B fester gebunden sein kann. L. MITCHELL<sup>2</sup> stellte aus dem gleichen Na-Permutit einen reinen Ammonium- und einen reinen Kalziumpermutit her. Darauf wurden Ca-Ionen in den NH<sub>4</sub>-Permutit und NH<sub>4</sub>-Ionen in Ca-Permutit eingetauscht, so daß beide NH<sub>4</sub>-Ca-Permutite ungefähr die gleiche Zusammensetzung hatten. Aus dem Umtauschversuche geht hervor, daß der Eintausch von Ionen stets schwächer erfolgt, wenn das zu verdrängende Ion an Permutit dadurch fester gebunden ist, daß es bei der Herstellung an die Stellen mit größerer Haftintensität gebracht wurde. Ähnliche Ergebnisse wurden in den Umtauschversuchen mit Bentonit, Kaolinittonen und Kaseinen erzielt; allerdings scheint die Haftfestigkeit je nach strukturellem Aufbau des Umtauschkörpers deutlich verschieden zu sein. Nach G. WIEGNER scheint die verschieden starke ortsbedingte Haftfestigkeit durch metastrukturellen Aufbau der Umtauschkörper bedingt zu sein. Weiterhin steht fest, daß die Haftfestigkeit der Ionen in den Kapillaren der Umtauschkörper größer als an freien Oberflächen ist, denn die elektrischen Felder sind dort einmal stärker, und die Hydratation der Ionen geringer. Diese letztere Annahme setzt voraus, daß die Hydratationsschicht eines Ions, falls die Kapillaren sehr eng sind, abgestreift werden kann, denn nur so läßt sich die Möglichkeit der Herstellung von Ca-Chabasit erklären. Weiterhin scheint auch der Anteil eines Ions an der Gesamtbelegung des Umtauschkörpers auf die Haftfestigkeit von Einfluß zu sein, insofern, als leicht austauschbare Ionen, sobald sie im Minimum vorhanden sind, durch die

<sup>1</sup> WIEGNER, G.: Ionenumtausch und Struktur. a. a. O. S. 20. — <sup>2</sup> Ebenda S. 5.

anderen anwesenden Ionen vor dem Austausch „geschützt“ werden. Die Tatsache der verschieden großen Haftfestigkeit einer bestimmten Ionensorte oder zweier verschiedener Ionen am Umtauschkörper hat praktische Bedeutung, insofern als dadurch mancherlei Fragen über die Umsetzungen im Boden, über die Nährstoffaufnahme zwischen Boden und Pflanze und dergleichen berührt werden.

Eine gewisse Schwierigkeit bereitet bis heute das H-Ion. Das H-Ion hat den kleinsten Durchmesser von 0,7 Å, hydratisiert hat es einen Durchmesser von 10,8 Å. Sein Eintauschvermögen ist aber bei weitem am stärksten. Umgekehrt kann es sehr schwer ausgetauscht werden. Da es somit alle äußeren wie auch inneren Oberflächen leicht belegen kann, scheint das H-Ion die Hydrathülle leicht abstreifen zu können, wie auch aus den Messungen über das elektrokinetische Potential hervorgeht, das, wie oben angegeben, für H-Permutit = 0,0 gefunden wurde. Das H-Ion ist infolgedessen ein ausgezeichnete Koagulator. Die Erklärung für den energischen H-Eintausch liegt höchstwahrscheinlich in der Bildung der nur schwach dissoziierten Verbindungen. Die Untersuchungen über den Wassergehalt der H-Permutite oder H-Tone haben sehr hohe Werte ergeben und lassen auf eine starke Hydratation der H-Körper schließen. Die Bedeutung des H-Ions und seine besondere Stellung werden an anderer Stelle gewürdigt (vgl. S. 336 u. f.).

Die mathematische Formulierung der Umtauschvorgänge.

Zahlreiche Versuche, die Gesetze des Umtausches in mathematische Formeln zu kleiden, sind in der Literatur gemacht worden<sup>1</sup>. Wohl über ein Dutzend Formulierungen sind oft diskutiert und nachgeprüft worden. Schon C. BOEDEKER hat 1859 eine Formel verwandt, die später von H. FREUNDLICH in der sog. Adsorptionsisotherme übernommen und umformuliert wurde:

$$x = k \cdot c^n,$$

worin  $x$  = die eingetauschte Menge eines einwirkenden Kations in g,  
 $k$  = eine Konstante,  
 $c$  = die Gleichgewichtskonzentration = Ausgangsmenge  $- x$ ,  
 $n$  = eine Konstante, die kleiner als 1 ist, bedeuten.

Von G. WIEGNER und H. JENNY ist später die Formel von FREUNDLICH geändert worden:

$$y = K \cdot \left( \frac{c}{a-c} \right)^{1/p},$$

wobei bedeuten:

$y$  = die eingetauschte Menge in Äquiv. auf 1 g Permutit,  
 $c$  = die Konzentration des eintauschenden Kations in der Gleichgewichtslösung in Äquiv. im Liter,  
 $a$  = die Konzentration der zugesetzten Lösung in Äquiv. je Liter,

$K$  und  $1/p$  = Konstanten;  $1/p < 1$ .

Für den Kationenumtausch bedeutet diese Formel einen Fortschritt, da sie weitgehend unabhängig von der Konzentration der Lösung wird. Allerdings kann

<sup>1</sup> WEISS, L.: Diss. E.T.H. Nr. 670. Zürich 1932. — BOEDEKER, C.: Über das Verhältnis zwischen Masse und Wirkung beim Kontakt ammoniakalischer Flüssigkeiten mit Ackererde und mit kohlenurem Kalk. J. Landw. 3, 48 (1859). — FREUNDLICH, H.: Über die Adsorption in Lösungen. Z. physik. Chem. 57, 385–470 (1907) — Vgl. Formel nach ROTHMUND und KORNFELD: Basenaustausch mit Permutit. I. Z. anorg. u. allg. Chem. 103, 129–163 (1918) — Basenaustausch mit Permutit. II. Ebenda 108, 215–225 (1919) — Bemerkungen zur Abhandlung von A. GÜNTHER-SCHULZE: Über das Leitvermögen von Permutitgemischen. Ebenda 111, 76–78 (1920). — JENNY, H.: Kationen- und Anionenumtausch an Permutitgrenzflächen. Kolloid-Beih. 23, 428–472 (1927).

man mit Recht einwenden, daß auch diese Formel nicht den gesamten Kurvenverlauf erfaßt, sondern sich nur auf einen bestimmten Kurventeil stützt. Da die logarithmischen Kurven sehr biegsam sind, hat man in der Tat mit der Formel nach G. WIEGNER brauchbare Ergebnisse im Endlichen erzielt. Die Formel führt aber nicht zu einem endlichen Grenzwert, den die Umtauschvorgänge ohne Zweifel erreichen müssen. Vor allem besteht nach P. VAGELER<sup>1</sup> keine Abhängigkeit des Endwertes von der Konzentration der eintauschenden Ionenmenge. Nach ihm muß eine Gleichung, die den Sorptionsvorgang mengenmäßig bis zum Endwert wiedergeben soll, drei Eigenschaften besitzen: 1. Der charakteristische Grenzwert des Reaktionsablaufes ist eine absolut unabhängige Konstante = Materialeigenschaft. 2. Bei gegebener Mengeneinheit des Sorbens dürfen nur absolute, auf diese Mengeneinheit wirkende Ionenmengen in die Gleichung eingehen. 3. Die Gleichung enthält eine die Kurvenform ausschlaggebend beeinflussende zweite Konstante.

Diese Bedingungen werden durch eine Hyperbelgleichung erfüllt, der P. VAGELER in Anlehnung an die Gleichung LANGMUIR-PAULI-VALKO folgende Formel gibt:

$$y = \frac{x \cdot S}{x + qS},$$

worin  $x$  = Anfangsmenge des einwirkenden Ions,  
 $y$  = angelagerte Menge des einwirkenden Ions,  
 $S$  = Grenzwert für Anlagerung und Austausch,  
 $q$  = Sorptionsmodul sind.

In dieser Gleichung sind  $S$  und  $q$  charakteristische Konstanten. Wird  $x = \infty$ , so wird  $y = S$ . Setzt man  $x = q \cdot S$ , so wird  $y = \frac{S}{2}$ , d. h. im Falle  $x = q \cdot S$  erreicht die Kurve den sog. „Halbwert“. Weiterhin ist die Anfangstangente umgekehrt proportional der Konstanten  $q$ . Die Gleichung VAGELERS ist identisch mit der Gleichung für das „Massenwirkungsgesetz der idealen Kolloidoberflächenreaktion“ nach PAULI-VALKO.<sup>2</sup>  $\eta = \frac{N_0}{N} \cdot \frac{b}{b + K}$ , worin  $\eta$  die je Flächeneinheit angelagerte Ionenmenge,  $\frac{N_0}{N}$  der Grenzwert,  $K$  die Dissoziationskonstante des Kolloidsalzes,  $b$  die Gleichgewichtskonzentration des einwirkenden Ions bedeuten. Diese Gleichung läßt sich in die Gleichung VAGELERS umbilden, wenn man für  $\frac{N_0}{N}$  den Wert  $S$  und für  $b$  den Wert  $x$  einsetzt und die Konstante  $K$  in das Produkt  $q \cdot S$  auflöst. Somit scheint der  $q$ -Wert zugleich ein Ausdruck für die Dissoziationskonstante zu sein. „ $q$  ist wahrscheinlich als reziproker Proportionalwert der Dissoziationskonstanten des Kolloidsalzes aufzufassen“<sup>3</sup>. Der Halbwert  $q \cdot S = K$ .

Unter Verwendung reziproker Werte  $a = \frac{1000}{x}$ ,  $b = \frac{1000}{y}$ ,  $k = \frac{1000}{S}$  erhält man die lineare Gleichung  $b = k + q \cdot a$ . Größte Bedeutung besitzen die beiden Konstanten  $S$  und  $q$ , die von VAGELER so gedeutet werden:  $S$  gibt die Gesamtmenge an gebundenen Basen an und ist damit eine Materialkonstante, deren

<sup>1</sup> VAGELER, P.: Der Kationen- und Wasserhaushalt des Mineralbodens, S. 45ff. Berlin: Julius Springer 1932 — Die quantitative Formulierung der Gesetze des Basenaustausches und ihre Bedeutung für die angewandte Bodenkunde. Fortschr. Landw. **6**, 76 (1931) — P. VAGELER u. F. ALTEN: Böden des Nil und Gash. I—VIII. Pflanzenern., Düng. u. Bodenkunde A **21**, 47—57, 323—346 (1931); A **22**, 21—51, 191—267 (1931); A **23**, 149 bis 207, 208—339 (1932); A **24**, 50—92, 179—242 (1932).

<sup>2</sup> PAULI, W. u. E. VALKO: Elektrochemie der Kolloide S. 45, (1929).

<sup>3</sup> VAGELER, P.: Die quantitative Formulierung der Gesetze des Basenaustausches und ihre Bedeutung für die angewandte Bodenkunde. Fortschr. Landw. **6**, 81 (1931).



Größe nur unbeträchtlichen Schwankungen unterworfen ist. Zählt man zu den Gesamtbasen die H-Ionen, so erhält man die Sorptionskapazität  $T$ , für die nach VAGELER gleichfalls die Formel anzuwenden ist:

$$y = \frac{x \cdot T}{x + qT}.$$

Der Modul  $q$  ist nicht eine Materialkonstante, sondern charakterisiert als Systemkonstante den Reaktionsverlauf des Einzelfalles.  $q$  ist eine Systemkonstante, „die der integrale Ausdruck der im System vorliegenden Reaktionsbedingungen ist, als sowohl von den Energien des Sorbens wie von denen des Sorbendums und des Lösungsmittels abhängt“<sup>1</sup>.  $q$  ist ausschlaggebend für die Form der Kurve und ein Ausdruck der elektrischen Feldstärken und der Hydratationsverhältnisse der beteiligten Ionen, d. h. aber zugleich, daß die Größe  $q$  die Haftfestigkeit der Ionen bestimmt. Nach P. VAGELER<sup>1</sup> ist  $q$  wahrscheinlich als reziproker Wert der Dissoziationskonstanten aufzufassen. Die Größe  $q$  ähnelt dem Ausdruck  $1/p$  der Formel FREUNDLICH'S, die gleichfalls ein Maß für die Haftfestigkeit der Ionen abgibt. Je kleiner  $1/p$  ist, um so stärker ist die Umtauschkurve gekrümmt und desto ungleichmäßiger haften die Ionen. Gegen diese Formel und die Auslegung der Bedeutung der Konstanten sind von verschiedener Seite Einwendungen gemacht worden. So lehnt G. WIEGNER die Formel ab, weil er es nicht für möglich hält, den komplizierten Mechanismus von Sorption- und Ionenumtausch in den verschieden aufgebauten, strukturell so völlig unterschiedlichen Umtauschkörpern mit mathematischen Formulierungen zu erfassen, die sich ursprünglich auf ganz andersartige physikalisch-chemische Voraussetzungen stützten. Immerhin muß — wie die verschiedensten neueren Arbeiten<sup>2</sup> zeigen — zugegeben werden, daß die Formel nach P. VAGELER die Umtauschvorgänge verhältnismäßig gut wiedergibt. Der wichtigste Einwand gegen die Brauchbarkeit der Formel zur Bestimmung des  $S$ - oder  $T$ -Wertes liegt darin, daß der  $S$ - oder  $T$ -Wert nicht völlig unabhängig von der Konzentration zu sein scheint. In zahlreichen Versuchen wurde nämlich gefunden, daß der  $S$ -Wert hyperbolisch mit der Konzentration zu einem Endwert ansteigt<sup>3</sup>. P. VAGELER glaubt allerdings, daß der Einfluß der Konzentration auf den  $S$ -Wert durch eine Abnahme der Hydratation und damit durch eine Veränderung ihrer Feldstärke hervorgerufen wird.

Zur Ermittlung der Gesamtmenge an sorbierten Basen ist die gefundene Gleichung sehr brauchbar, da die Bestimmung von zwei Paar zusammengehöriger, am steigenden Ast der Kurve liegenden  $x$ - und  $y$ -Werte zur Festlegung des  $S$ -Wertes und der Kurve genügend ist. Als eintauschendes Ion verwendet P. VAGELER (früher das H-Ion) heute das  $\text{NH}_4$ -Ion. Als anzuwendende  $\text{NH}_4\text{Cl}$ -Menge auf 100 g Bodentrockensubstanz schlägt VAGELER vor: a) für Tonböden:  $x_1 = 500 \text{ cm}^3 \text{ } \frac{n}{5}\text{-NH}_4\text{Cl-Lösung} = 100 \text{ Milliäquiv. NH}_4$ ,  $x_2 = 1000 \text{ cm}^3 \text{ } \frac{n}{5}\text{-NH}_4\text{Cl-Lösung} = 200 \text{ Milliäquiv. NH}_4$ . b) Lehm- und Tonböden:  $x_1 = 500 \text{ cm}^3 \text{ } \frac{n}{10}\text{-NH}_4\text{Cl-Lösung} = 50 \text{ Milliäquiv. NH}_4$ ,  $x_2 = 1000 \text{ cm}^3 \text{ } \frac{n}{10}\text{-NH}_4\text{Cl-Lösung} = 100 \text{ Milliäquiv. NH}_4$ . Aus den beiden Gleichungen läßt sich  $q$  und  $S$  errechnen. Das Verfahren wird wie folgt ausgeführt: Je 100 g Bodentrockensubstanz werden mit 500 bzw. 1000  $\text{cm}^3$  der angegebenen  $\text{NH}_4$ -Lösung 2 Stunden ausgeschüttelt, und im Filtrat

<sup>1</sup> VAGELER, P.: Der Kationen- und der Wasserhaushalt, a. a. O. S. 71.

<sup>2</sup> U. a. L. WEISS: Diss. Nr. 670. E.T. H. Zürich 1932.

<sup>3</sup> WONG PO CHUEN: Über die Bestimmung des Kationenumtausches des Bodenkomplexes nach VAGELER-ALTEN. Kühn-Arch. **39**, 159–183 (1935). — ZÖBERLEIN, H.: Das Sorptions- und Pufferungsvermögen organischer Düngemittel. Bodenkde u. Pflanzenernährg **9/10**, 211–248 (1938). — Vgl. F. ALTEN u. B. KURMIES: Die physikalisch-chemischen Gesetzmäßigkeiten beim Kationenumtausch im Mineralboden. Berlin: Verlag Chemie 1935.

wird die eingetauschte Menge an  $\text{NH}_4$ -Ion in beiden Auszügen bestimmt. Außerdem wird Na, K und Mg und aus der Differenz Gesamtbasen—(Na + K + Mg) das Ca bestimmt (Einzelheiten sind aus der Originalarbeit zu ersehen). Von den Basen ist nach VAGELER die wasserlösliche Menge an Na, K, Mg und Ca in Abzug zu bringen. Die so ermittelten Werte, z. B. für  $y_{1K}$  und  $y_{2K}$  der beiden Ausschüttlungen, gestatten die gesamte sorbierte Kalimenge  $K$  und  $q_K$  zu ermitteln. Für die anderen Ionen gilt das gleiche. Aus  $y_{1S}$  und  $y_{2S}$  errechnet man den S-Wert und  $q_S$ . Zur Bestimmung der Summe H + Al werden 50 g Bodentrockensubstanz mit 125 bzw. 250 cm<sup>3</sup> n-Natriumacetat-Lösung 2 Stunden geschüttelt. Von der abfiltrierten Lösung werden 25 bzw. 50 cm<sup>3</sup> entsprechend 10 g Bodentrockensubstanz mit  $\frac{n}{10}$ -NaOH titriert. Die Berechnung von (H + Al) erfolgt nach der Hyperbelgleichung aus  $y_{1(H+Al)}$  und  $y_{2(H+Al)}$ . Daraus läßt sich dann der T-Wert nach der Gleichung  $T = S + H + Al$  berechnen<sup>1</sup>. Der Quotient  $\frac{S \cdot 100}{T}$  ist der HISSINKSche Sättigungsgrad  $V$ . Die  $q$ -Werte ändern sich für die einzelnen Ionen, und zwar sind sie um so kleiner, je größer ihr Gesamtanteil an der Komplexbelegung ist. Ist der  $q$ -Wert sehr groß, so ist damit die Haftfestigkeit dieses Ions auch sehr groß.

„Ein Kation, welches durch ein einwirkendes anderes Kation aus dem Sorptionskomplex verdrängt werden soll, wird um so schwieriger austauschen, in je geringerer relativer Menge es in dem aus einem Gemisch verschiedener Kationen zusammengesetzten Komplexe vorhanden ist. Um so geringer ist nämlich die Wahrscheinlichkeit, daß gerade das Kation, dessen kleine Menge durch den Überschuß der anderen im Komplex enthaltenen Kationen verdeckt wird, durch das einwirkende Ion verdrängt wird. Der Wert von  $q$  für das betreffende Kation wird sich also unter sonst gleichen Umständen vergrößern, wenn das betreffende Kation an der Zusammensetzung von  $S$  nur in geringerer Menge beteiligt ist<sup>2</sup>.“

Aus diesen und anderen Überlegungen folgert P. VAGELER die Forderung:

$$q_S \cdot S \cong q_K \cdot K \cong q_{Na} \cdot Na \cong q_{Mg} \cdot Mg \cong q_{Ca} \cdot Ca,$$

d. h. für ein bestimmtes System ist  $q \cdot S \cong$  konstant. Allerdings scheint diese Forderung in Versuchen mit Böden nicht immer erfüllt zu sein, vor allem scheint sie für einwertige Ionen keine Gültigkeit zu besitzen. Für praktische Berechnungen genügt diese Annahme. Damit ist eine sehr große Vereinfachung der Analyse zur Bestimmung der Grenzwerte des sorptiv gebundenen Na, K, Mg und Ca gegeben, sobald  $S$  und  $q_S$  bekannt sind.

Die  $T$ -,  $S$ - und  $q$ -Werte haben für die verschiedenen Umsetzungen im Boden, insonderheit für die Ernährung der Pflanze, größte Bedeutung. Im  $q$ -Wert sieht VAGELER den Grad der Beweglichkeit oder Löslichkeit eines Ions, bedingt durch die prozentische Beteiligung an der Komplexbelegung. Je kleiner der Grenzwert für eine Ionenart ist, desto größer wird  $q$ , je weniger Kationen in sorptiv gebundener Form im Komplex vorhanden sind, desto stärker werden sie festgehalten. Ein an dem betreffenden Kation armer Boden hat eine hohe Haftfestigkeit für dieses Ion und damit ein hohes  $q$ . Die Pflanze soll nach VAGELER vor allem H-Ionen in die Lösung senden, die ihrerseits entsprechend den Umtauschgesetzen die Nährstoffe in Lösung bringen (Abb. 14). Das von der Pflanze ausgeschiedene H-Ion verdrängt von einer Kationenmenge im Komplex mit einem  $q$ -Wert kleiner als 1 überäquivalente Mengen (?). Der  $q$ -Wert in diesem Fall zeigt an, daß es sich um einen mit den betreffenden Kationen hochgesättigten Boden handelt. Ist dagegen der  $q$ -Wert gleich 1, dann verdrängt H eine äquivalente Menge Kationen. Ist hingegen der  $q$ -Wert größer als 1, so wird die Verdrängung erschwert und sogar verhindert, um so mehr, je größer  $q$  ist, d. h. je

<sup>1</sup> Über weitere Bestimmungen der  $T$ -,  $S$ - und  $V$ -Werte vgl. weiter unten.

<sup>2</sup> VAGELER, P.: Der Kationen- und Wasserhaushalt des Mineralbodens a. a. O. S. 169.

weniger Kationen am Komplex haften. Letzterer Fall trifft für wenig gesättigten Boden zu. Die von  $x$  Milliäquiv. H in Freiheit gesetzten Kationenmengen errechnen sich nach der Formel

$$y = \frac{x \cdot S}{x + q_H S}$$

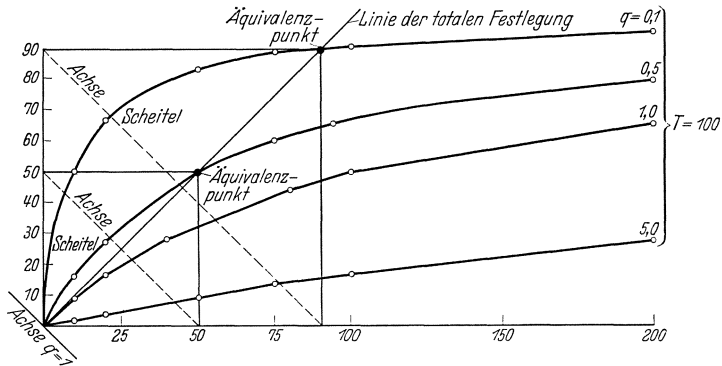


Abb. 14. Kurvenverlauf bei gleichem  $T$  und wechselndem  $q$ . (Verschiedene Möglichkeiten der Nutzung desselben Gehaltes  $T = 100$ .) (Nach P. VAGELER)<sup>1</sup>.

Nehmen wir verschiedene Böden mit dem gleichen  $S$ -Wert, aber steigende  $q$ -Werte an, so errechnen sich nach VAGELER die prozentischen Nutzungskoeffizienten wie folgt:

Tabelle 20. Prozentische Nutzungskoeffizienten bei steigendem  $q$ -Wert.

	$q = 1$ %	$q = 2$ %	$q = 5$ %	$q = 10$ %	$q = 20$ %
$x = 5$	80,0	44,0	19,4	9,7	4,9
$x = 10$	66,6	40,0	18,1	9,5	4,9
$x = 20$	50,0	33,3	16,5	9,0	4,7

„Das Wachsen des  $q$ -Wertes bedeutet also einen rapid sich vermehrenden Leerlauf der Aufnahmeenergie der Wurzeln<sup>1</sup>.“ VAGELER sieht in der Versauerung des Bodens in der Hauptsache eine Störung der Nährstoffaufnahme der Pflanzen, da das die Nährstoffaufnahme bewirkende H-Ion bei großen  $q$ -Werten (hervorgerufen durch die Basenverarmung) wirkungslos verpufft. Nach dem Ausgeführten besteht kein Zweifel über die besonders hohe Bedeutung des  $q$ -Wertes für die Versorgung der Pflanzen mit Nährstoffen aus den Umtauschkörpern oder Komplexen, die zwar nicht die einzigen, wenn auch sehr wichtige Nährstoffquellen darstellen. Allerdings scheint VAGELER nach den letzten Arbeiten die Bedeutung der Größe  $q$ , die seiner Gleichung einen besonderen Wert verlieh, stark eingeschränkt zu haben.

Die Ermittlung des Kationenbedarfs der Pflanze nach P. VAGELER und F. ALTEN<sup>2</sup>.

Die Nährstoffversorgung der Pflanzen erfolgt im Boden aus drei Quellen: 1. aus dem Salzvorrat der Bodenlösung, 2. aus den sorptiven Komplexen, 3. aus

<sup>1</sup> VAGELER, P.: Der Kationen- und Wasserhaushalt des Mineralbodens a. a. O. S. 169.

<sup>2</sup> VAGELER, P., u. F. ALTEN: Böden des Nil und Gash. Z. Pflanzenernährg A **21**, 47, 323; **22**, 21, 191 (1931); **23**, 149, 208; **24**, 50, 179 (1932). — VAGELER, P., u. F. ALTEN: Die Bodenuntersuchung und Bodenbeurteilung nach physikalisch-chemischen Gesichtspunkten. Ernährg Pflanze **29**, 121 (1933). — ECKSTEIN, O., A. JACOB u. F. ALTEN: Arbeiten über Kalidüngung, S. 52–99. Verlagsges. f. Ackerbau 1935.

dem Abbau der Minerale und ihren Resten, soweit diese nicht zur zweiten Gruppe zu rechnen sind. Sind diese Quellen und ihr Lieferungsvermögen bekannt, und liegt auch die Eigenart der Pflanze, die sich als kolloidchemisches Gebilde selbst an der Nährstoffaufnahme aktiv beteiligt, hinreichend klar, dann läßt sich der Vorrat an Wasser und Nährstoffen eines Bodens, der vom Boden während einer Wachstumszeit den Pflanzen zur Verfügung gestellt werden kann, und damit schließlich auch die zur Erzielung eines Höchstertes fehlende Wasser- und Nährstoffmenge rechnerisch ermitteln.

*Der Nährstoffgehalt der Bodenlösung.*

Für die Nährstoffaufnahme der Pflanzen aus der Bodenlösung ist einerseits der Nährstoffgehalt der Bodenlösung, andererseits die Geschwindigkeit von Bedeutung, mit der die Bodenlösung den Wurzeln der Pflanze zuströmt. Zur Bestimmung des Nährstoffgehaltes der Bodenlösung schüttelt man nach P. VAGELER, und F. ALTEN 100 g Boden in 500 cm<sup>3</sup> kohlenstofffreiem Wasser und bestimmt darin die gelösten Basen. Ein Maß für die Geschwindigkeit, mit der die Bodenlösung den Pflanzenwurzeln zuströmt, bildet die sog. kritische Schichtdicke, worunter die maximale Bodenschicht, die das Wasser unter dem Einfluß der osmotischen Saugkräfte mit der Geschwindigkeit von 0,2–0,4 mm durchdringt, zu verstehen ist.

$$\text{Kritische Schichtdicke} = E(1 - 0,447 \cdot \sqrt{q}),$$

$E$  = Grenzwert der Steighöhe in mm,

$q$  = Sorptionsmodul.

Die aus der Bodenlösung verfügbare Basenmenge in Kiloäquivalent pro ha und Schicht ist damit

$$G \cdot 0,01 \cdot \text{lösl. Base in Milliäquiv.} \cdot \text{anzurechnende Schichtdicke.}$$

$G$  = Bodentrockengewicht in t pro ha und 1 cm Schicht.

Die auf obige Weise ermittelte Nährstoffmenge in der Bodenlösung ist in humiden Böden sehr gering und ist allein für die Nährstoffversorgung der Pflanze nicht ausreichend. Es wäre aber unrichtig, aus diesen Zahlen ableiten zu wollen, daß deshalb alle Methoden, die das Nährstoffbedürfnis eines Bodens in Bodenauszügen zu ermitteln suchen, keine brauchbaren Ergebnisse geben könnten. Alle Verfahren, auch das nach P. VAGELER und F. ALTEN, ermitteln in Wirklichkeit in humiden Böden in Wasserauszügen nicht allein die in der Bodenlösung gelösten Salze, die in humiden Böden sicher sehr gering sein müssen, sondern sie bestimmen hauptsächlich durch Hydrolyse aus dem Komplex herausgelöste Nährstoffe<sup>1</sup>. Ein Wasserauszug gibt daher bereits einen gewissen Anhaltspunkt dafür, ob die Nährstoffe leicht oder schwer aus dem Komplex herausgelöst werden. Eine Trennung zwischen den in der Bodenlösung gelösten Ionen und den am Komplex gebundenen Ionen ist nach dem Verfahren VAGELER und ALTEN nicht möglich. Weiterhin wird übersehen, daß sich die Bodenlösung, da sie ja die in aktivster Form befindlichen Nährstoffe enthält, nach der Fortfuhr der Nährstoffe und Störung des Gleichgewichts durch Wiederherstellung des Gleichgewichts von selbst immer wieder auffüllt. Diese Nachlieferung erfolgt hauptsächlich auf dem Wege der Hydrolyse, jedenfalls ohne daß, wie noch zu betrachten ist, irgendwelche H-Ionen der Pflanze aktiv beteiligt sind. Auch die Versorgung der Pflanze über die Bodenlösung muß dynamisch und nicht statisch betrachtet werden. Es sei noch erwähnt, daß die Anreicherung der Bodenlösung durch bodeneigene Faktoren, wie Bakterientätigkeit, CO<sub>2</sub>-Bildung usw., ständig ge-

<sup>1</sup> WONG PO CHUEN: Über die Bestimmung des Kationenumtausches des Bodenkomplexes nach VAGELER-ALTEN. Kühn-Arch. **39**, 165 (1935).

fördert wird. So spielt daher zusammenfassend die Nährstoffversorgung der Pflanze über die Bodenlösung während der ganzen Wachstumszeit eine weit größere Rolle, als aus den nach P. VAGELER und F. ALTEN ermittelten Nährstoffzahlen hervorzugehen scheint.

*Die Nährstofflieferung aus den Sorptionskomplexen.*

„Die Pflanzen decken ihren Basenbedarf im Notfalle allein durch Kationenaustausch, der wenigstens im großen und ganzen, solange man sich im Anfangsteil der Kurve befindet, äquivalent verläuft.“ Aus den Sorptionskomplexen werden nun nach P. VAGELER und F. ALTEN die Nährstoffmengen verfügbar gemacht, die durch die an den Wurzelspitzen in Berührung mit den Bodenteilchen ausgeschiedenen H-Ionen aus diesen verdrängt werden. Um diese Menge genau berechnen zu können, muß die Menge der wirksamen, als Verdrängungsmittel dienenden Ionen, d. h. der durch die Kohlensäureproduktion der Pflanzenwurzeln

Tabelle 21.

Pflanze	Kiloäquiv. H
Getreidearten . . . .	4—6
Mais, Hirse . . . .	6—8
Kartoffeln . . . .	5—15
Rüben . . . .	15—25
Tabak . . . .	5—7
Laubhölzer . . . .	2—4
Nadelhölzer . . . .	1—3
Kaffee, Tee . . . .	3—7
Ölpalmen . . . .	20—25
Baumwolle . . . .	12—25
Hanf . . . .	15—25
Zuckerrohr . . . .	20—30
Bananen . . . .	20—30
Obstbäume . . . .	2—6

erzeugten Wasserstoffionen bekannt sein. Da es sich aber ergeben hat, daß die aufgenommene Basenmenge nicht der Wasserstoffausscheidung der Wurzeln entspricht, sondern daß mehr Kohlensäure ausgeschieden wird, als zur Aufnahme von Kationen Verwendung findet, so wird für die Aufnahme der Kationen eine wirksame Menge an H-Ionen angenommen, die dem Basengehalt der Pflanzen annähernd entspricht. Für maximale Ernten verschiedener Kulturgewächse berechnen sich auf diese Weise nebenstehende Mengen von Kiloäquivalent Wasserstoffion je ha. Die aktive Nährstoffaufnahme aus den Komplexen des Bodens ist ihrem Wesen nach eine Kationenverdrängung durch das produzierte H-Ion und unterliegt den Umtauschgesetzen. Die Menge von

Basen, die aus den Sorptionskomplexen des Bodens durch eine bestimmte Menge von Wasserstoffionen verdrängt wird, stellt den Grenzwert der Einwirkung einer bestimmten Ionenmenge H auf steigende Mengen eines Bodens von einer Sorptionskapazität S dar. Die für eine Menge H aus einer Bodenschicht  $m \cdot 100$  t ausgetauschten Kationen berechnen sich nach folgender Formel:

$$\text{verfügbare Nährstoffmenge } N_v = \frac{m \cdot H \cdot S}{S(m + q_s - 1)} + H,$$

$$m = \text{Schichtdicke in cm} \cdot \frac{G}{100};$$

der  $q$ -Wert des Eintausches wird bei der Analyse mit  $\text{NH}_4$  bestimmt. Da H aber etwa die doppelte Eintauschenergie wie  $\text{NH}_4$  hat, so wird für H das Doppelte der tatsächlich vorhandenen H-Menge gesetzt.  $\text{Na}_v$ ,  $\text{K}_v$  sind aus  $N_v$  nach den obigen Ableitungen zu berechnen, da

$$\text{Na}_v = \frac{q_s}{q_{\text{Na}}} \cdot N_v, \quad \text{K}_v = \frac{q_s}{q_{\text{K}}} \cdot N_v$$

usw. sind, berechnet sich z. B.

$$\text{K}_v = \frac{q_s}{q_{\text{K}}} N_v,$$

$$\text{K}_v = \frac{q_s}{q_{\text{K}}} \cdot \frac{m \cdot 2H \cdot S}{S(m + q_s - 1)} + 2H.$$

Auf die weitere Auswertung dieser Ergebnisse zur Berechnung der notwendigen

Düngermengen<sup>1</sup> kann nicht näher eingegangen werden. Die Untersuchungen P. VAGELERS und F. ALTENS, auch über die Fragen der Festlegung der zugeführten Bodennährstoffe, der düngeraktiven und düngerinaktiven Böden usw., haben wohl zum ersten Male die Versorgung der Pflanzen mit Nährstoffen nach physikalisch-chemischen Gesichtspunkten zu bearbeiten versucht und dabei Ergebnisse erzielt, die die Bedeutung des Bodens als disperses kolloidales System klar herausgehoben und damit erneut unter Beweis gestellt haben, wie unendlich fruchtbar sich die Definition G. WIEGNERs in der Bodenkunde ausgewirkt hat. Noch ist alles im Fluß. Auch wenn die Umtauschreaktionen und der gesamte physikalisch-chemische Aufbau des Bodens bis ins einzelne erforscht sind, so ist der Weg vom Boden zur Pflanze doch noch sehr weit. Doch liegen auch auf diesem Gebiet der Umtauschvorgänge zwischen Boden und Pflanze, zweier kolloidaler Systeme, bereits die ersten Arbeiten vor.

Ob die Annahme P. VAGELERS und F. ALTENS zu Recht besteht, daß die Pflanze mit Hilfe ausgeschiedener H-Ionen die Nährstoffe aus dem Sorptionskomplex in Lösung bringt, ist nicht als absolut sicher hinzustellen. Sicher ist, daß die Pflanze durch ihre Sorptionskräfte die Reaktionen des Bodens und vor allem die Umtauschreaktionen wesentlich beeinflusst. Ob dazu die Pflanze sich des Hilfsmittels der H-Ionen bedient, ob die Pflanze die Nährstoffe über die Bodenlösung aufnimmt, oder ob die Pflanze vielleicht als Sorptionssystem unmittelbar dem Bodensystem die Nährstoffe entzieht, muß noch bewiesen werden. Sicherlich werden von der Pflanze alle Wege beschritten. Daß aber auch der letztere Weg möglich ist, haben Versuche von J. MØLLER<sup>2</sup> gezeigt, die zum Schluß dieses Abschnittes noch angefügt seien: Läßt man zwei Sorptionssysteme, die mit verschiedenen Ionen belegt sind, in einer wässrigen Lösung aufeinander einwirken, so stellt sich sehr bald ein Gleichgewichtszustand zwischen den beiden Systemen ein. Die dabei stattfindenden Reaktionen sind u. a. abhängig von den Eigenschaften der Sorptionssubstanzen, den gebundenen Kationen, von ihrer Menge und ihrer Haftfestigkeit am Sorptionskomplex. Sehr anschaulich zeigt uns dieses ein Versuch von J. MØLLER, der verschieden belegte Permutite in destilliertem Wasser aufeinander einwirken ließ.

Tabelle 22. Umtausch zwischen NH<sub>4</sub>-Permutit und Ca-Permutit.

Nr.	Zusammensetzung	Gewicht vor dem Versuch in g	Gewicht nach dem Versuch in g	Milliäquiv. NH <sub>4</sub> vor dem Versuch	Milliäquiv. NH <sub>4</sub> nach dem Versuch	Reaktionszeit in Stdn.
64	NH <sub>4</sub> Z < 40	2,000	2,133	0,897	0,607	24
	K Z > 30	2,000	1,839	0,000	0,292	
67	NH <sub>4</sub> Z > 30	2,000	1,945	0,897	0,602	24
	K Z < 40	2,000	1,997	0,000	0,292	
65	NH <sub>4</sub> Z < 40	2,000	2,003	0,897	0,516	72
	K Z > 30	2,000	1,904	0,000	0,380	
68	NH <sub>4</sub> Z > 30	2,000	1,965	0,897	0,511	72
	K Z < 40	2,000	2,054	0,000	0,385	
138	NH <sub>4</sub> Z < 40	2,000	2,023	0,897	0,495	72
	CaZ > 30	2,000	1,931	0,000	0,399	
139	NH <sub>4</sub> Z > 30	2,000	1,973	0,897	0,493	72
	CaZ < 40	2,000	1,983	0,000	0,403	
155	NH <sub>4</sub> Z > 30	2,000	1,816	0,897	0,523	72
	AgZ < 40	2,000	2,018	0,000	0,372	
156	NH <sub>4</sub> Z < 40	2,000	2,000	0,897	0,522	72
	AgZ > 30	2,000	1,967	0,000	0,375	

K Z = Kaliumzeolith, NH<sub>4</sub>Z = NH<sub>4</sub>-Zeolith usw.

<sup>1</sup> Vgl. L. DE ARMERO: Untersuchungen an Böden statischer Düngerversuche nach der Methode VAGELER-ALTEN. Kühn-Arch. **39**, 185–244 (1935).

<sup>2</sup> MØLLER, J.: Studien über den Ionenaustauschprozeß mit besonderer Berücksichtigung der Agrikulturchemie. Kolloid-Beih. **46**, 1–112 (1937).

Aus der Übersicht geht hervor, daß der Umtausch der Ionen unter den vorhandenen Versuchsbedingungen sehr schnell erfolgt. Bereits nach 24 Stunden ist der größtmögliche Teil der Ionen umgetauscht. In ähnlicher Weise, wie es die Versuche MØLLERS an anorganischen Kolloiden zeigen, wird sich auch die Nährstoffaufnahme der Pflanzen vom Bodenkolloid zum Pflanzenkolloid vollziehen, nur mit dem Unterschied, daß einem mit mehr oder weniger stark mit Basen gesättigten Bodenkolloid, das mit einer nährstoffhaltigen Bodenlösung umspült ist, ein stark mit H-Ionen gesättigtes Kolloid, das Pflanzenkolloid, gegenübersteht. Wie auch in den MØLLERSchen Versuchen, so wird auch hierbei der Verlauf des Ionenumtausches von den Eigenschaften und dem Aufbau der Sorptionssubstanzen Boden und Pflanze, von den sorbierten Kationen, von ihrer Menge und Haftfestigkeit, von der Wanderungsgeschwindigkeit der Nährstoffe in der Pflanze usw. abhängig sein. Neuerdings zeigen H. JENNY und R. OVERSTREET<sup>1</sup> ähnliche Kontaktwirkungen zwischen Pflanzenwurzeln und Bodenkolloiden und bestätigen damit erneut das enge und unmittelbare Zusammen- und Aufeinanderwirken der beiden Kolloide Pflanze und Boden. Der Ionenumtauschvorgang gilt nun nicht allein für Kationen, sondern in gleicher Weise bewirken auch die aus der Pflanze mit den H-Ionen herauswandernden Anionen einen Anionenumtausch.

#### Spezielle Untersuchungen über die Sorption an Böden und Mineralen.

Wie aus dem Abschnitt über den Aufbau der Tonfraktion unserer Böden hervorgeht, glaubte man früher, daß als Sorptionsträger die Zeolithe bzw. permutitähnliche Substanzen die entscheidende Rolle im Boden spielten. Es lag daher nahe, daß auch die Sorptionsuntersuchungen an diesen Substanzen bevorzugt ausgeführt wurden. Als man dann vor 10 Jahren feststellte, daß die Bodenkolloide aus wohldefinierten Mineralen zusammengesetzt sind, ging man dann dazu über, an Stelle von Permutit mehr und mehr Tonminerale für Untersuchungen des Basenaustausches heranzuziehen. Da man schon sehr bald die Bedeutung des Montmorillonits für den Aufbau der Tonfraktion erkannt hatte, und da dieses Mineral den Hauptbestandteil der Bentonite ausmacht, wurde eine große Anzahl Untersuchungen an den Bentoniten ausgeführt. Wenn trotzdem weiterhin noch viele Versuche an Permutiten vorgenommen wurden, obwohl man erkannt hatte, daß permutitähnliche Substanzen im Boden keine Rolle spielen, dann lag dies in erster Linie daran, daß der Permutit eine ideale Substanz für das Studium von Austauschvorgängen ist. Das Arbeiten mit Permutit hat den großen Vorteil, daß man bei verhältnismäßig grober Korngröße arbeiten kann, sein Umtauschvermögen ist praktisch unabhängig von der Korngröße, und auch die Einstellung des Gleichgewichtes mit Salzlösungen erfolgt relativ schnell. Bei der Untersuchung der Bodenkolloide treten in dieser Hinsicht bedeutende Schwierigkeiten auf, die vielen widersprechenden Angaben in der Literatur sind letzten Endes in den erwähnten Faktoren begründet. Die Untersuchungen an Bodenkolloiden haben gezeigt, daß viele Unterschiede zwischen ihnen und dem Permutit vorhanden sind. Der Permutit ist ein amorphes Al-Silikat, dessen Ionen in idealer Unordnung das Silikat aufbauen. Bei den Bodenkolloiden handelt es sich demgegenüber um kristallisierte Verbindungen, deren Ionen im Kristallgitter ganz bestimmte Plätze einnehmen. Beim Umtausch spielen solche Ionen eine bevorzugte Rolle, deren Durchmesser dem des ursprünglichen zu verdrängenden Ions ähnlich ist, wie gerade neuere Versuche an Glimmer gezeigt haben.

<sup>1</sup> JENNY, H., u. R. OVERSTREET: Contact effects between plant roots and soil colloids. Proc. nat. Acad. Sci. USA. **24**, 384–392 (1938).

Hinzukommt, daß die Permutite auch zum Teil kristallisiert sind<sup>1</sup>, so daß Differenzen zwischen den Ergebnissen der verschiedenen Forscher zum Teil in dieser Tatsache begründet sind. Während die Alkalien und Erdalkalien in den Zeolithen und Permutiten praktisch vollständig durch andere Kationen ersetzt werden können, ist dies bei den Tonmineralen nicht der Fall. Man unterscheidet hier austauschbare Ionen und nichtaustauschbare Ionen. Es kann sich hierbei nur um eine konventionelle Unterscheidung handeln, denn man erhält bei dem Basenaustausch eines Tonminerals oft keinen scharfen Endpunkt. Würde man das Auswaschen weiter fortsetzen, so würden immer mehr Kationen ausgetauscht, wenn auch der Umtauschprozeß mit der Zeit langsamer vonstatten geht. Dies tritt besonders bei den Glimmern deutlich hervor<sup>2</sup>. Man wählt als das Ende des Austausches den Punkt, bei dem die ausgetauschten Mengen sehr kleine Werte annehmen. Hinzukommt, daß auch der Ionendurchmesser des eintauschenden Ions von großer Wichtigkeit ist, so setzt z. B. das H-Ion nicht nur aus dem Grunde mehr Basen in Freiheit als Neutralsalze, weil es die Minerale chemisch angreift, sondern nicht zuletzt wegen seines kleinen Ionenradius im dehydratisierten Zustande.

In der folgenden Tab. 23 sind zunächst verschiedene Eigenschaften der Ionen zusammengestellt, auf welche in den weiteren Ausführungen zurückgegriffen wird. Die scheinbaren Ionendurchmesser sind von V. M. GOLDSCHMIDT<sup>3</sup> aus Kristallen berechnet worden. Es sind diejenigen, welche für den Aufbau der Ionengitter maßgebend sind. Die Ionendurchmesser der hydratisierten Ionen wurden von H. PALLMANN<sup>4</sup> aus der Wanderungsgeschwindigkeit der Ionen bei unendlicher Verdünnung berechnet. Im sorbierten Zustande haben die Ionen einen geringeren Hydratationsgrad und dementsprechend auch einen geringeren Durchmesser im hydratisierten Zustande, er scheint außerdem vom Aufbau des Kristallgitters abhängig zu sein. Als G. WIEGNER seine Hydratationslehre aufstellte, lagen nur die Hydratationszahlen von E. H. RIESENFELD<sup>5</sup> vor, die aber heute als überholt zu gelten haben. Man rechnet jetzt in der Bodenkunde allgemein mit den Zahlen von H. REMY<sup>5</sup> und H. PALLMANN<sup>4</sup>. Die Hydratationszahlen von CH. RATANARAT<sup>6</sup> liegen höher als die von H. REMY, im übrigen zeigen aber auch sie die starke Hydratation der zweiwertigen Ionen im Vergleich zu den einwertigen. Eine vollkommene Übereinstimmung der Hydratationszahlen kann nicht erwartet werden, wenn man sich den Vorgang der Hydratation vor Augen hält. Von den Ionen geht bekanntlich ein Kraftfeld aus, in welchem die umgebenden Wassermoleküle als Dipole (+ H · OH-) gerichtet werden. Je weiter man sich vom Ion nach außen entfernt, desto schwächer wird das Kraftfeld, und desto geringer ist die Wirkung auf die Wassermoleküle. Auf diese Weise entsteht ein allmählicher Übergang von stark ausgerichteten zu überhaupt nicht mehr gerichteten Wassermolekülen. Je nach der angewandten Methode bei der Bestimmung der Hydratationszahlen greift man mehr oder weniger tief in die Hydratationshülle ein und erhält demnach auch verschiedene absolute Werte.

<sup>1</sup> NOLL, W.: Über die chemische Rolle der Sorption. Chem. Erde **6**, 564 (1931).

<sup>2</sup> SCHACHTSCHABEL, P.: Aufnahme von nicht austauschbarem Kali durch die Pflanzen. Bodenkde u. Pflanzenernährg **48**, 123 (1937).

<sup>3</sup> Ref. W. MEISSNER: Chemischer Handatlas, S. 24. Braunschweig: Verlag Westermann 1931.

<sup>4</sup> PALLMANN, H.: Über starre und elastische Umtauschkörper. Bodenkundl. Forsch. **6**, 21 (1938).

<sup>5</sup> REMY, H.: Beitrag zum Hydratproblem. I. Berechnung der Menge des die Ionen einhüllenden Wassers aus den elektrolytischen Beweglichkeiten. Z. physik. Chem. **39**, 467 (1915).

<sup>6</sup> RATANARAT, CHARNG: Messungen mit Hilfe der Dialysenmethode. Inaug.-Diss. Jena 1935.



Tabelle 23. Ionendurchmesser, Hydratationszahlen, elektrostatisches Potential und Polarisierbarkeit der Ionen.

	Ionendurchmesser		Hydratationszahlen (Mole H <sub>2</sub> O)				Polarisierbarkeit $\alpha \cdot 10^{-24}$ <sup>5</sup>
	dehydratisiert <sup>1</sup> Å	hydratisiert <sup>2</sup> Å	RIESEN-FELD <sup>3</sup>	REMY <sup>3</sup>	PALLMANN <sup>2</sup>	RATANARAT <sup>4</sup>	
H <sup>+</sup>	0,7	10,8	—	—	—	—	—
Li <sup>+</sup>	1,56	7,3	120	12,6	10	22,4	0,075
Na <sup>+</sup>	1,96	5,6	66	8,4	5	16,2	0,21
K <sup>+</sup>	2,66	3,8	17	4,0	1	7,4	0,87
NH <sub>4</sub> <sup>+</sup>	2,86	—	16	4,4	—	—	—
Rb <sup>+</sup>	2,96	3,6	14	—	0,5	4,8	1,81
Cs <sup>+</sup>	3,30	3,6	18	—	0,2	3,2	2,79
Mg <sup>++</sup>	1,56	10,8	2,20	13,3	33	37,8	0,12
Ca <sup>++</sup>	2,12	9,6	2,14	10,0	22	34,2	—
Sr <sup>++</sup>	2,54	9,6	—	8,2	21	29,1	—
Ba <sup>++</sup>	2,86	8,8	—	4,1	17	25,1	—
Al <sup>+++</sup>	1,14	—	—	—	—	85,8	0,065
Fe <sup>+++</sup>	1,66	—	—	—	—	89,5	—
Fe <sup>++</sup>	1,50	—	—	—	—	38,4	—
Si <sup>++++</sup>	0,62	—	—	—	—	—	0,043

Von den Polarisierungseigenschaften eines Ions, der polarisierenden Wirkung und der Polarisierbarkeit spielt die letztere eine wesentliche Rolle. Als Maß der Polarisierbarkeit (Deformierbarkeit der Elektronenhülle) eines Ions wird die Größe  $\alpha$  der folgenden Gleichung benutzt:

$$p = \alpha \cdot E.$$

$p$  = induziertes Dipolmoment des polarisierten Ions,

$E$  = Feldstärke des polarisierenden Feldes,

$\alpha$  = Konstante.

Die Konstante  $\alpha$  ist in der Tabelle angegeben. Die Polarisierbarkeit nimmt also mit steigendem Ionenradius bzw. abnehmender Ionenladung zu. Nach diesen kurzen Bemerkungen über einige Eigenschaften der Ionen sollen im folgenden die Arbeiten besprochen werden, welche sich mit der Sorption an Mineralen beschäftigen.

#### Sorptionskapazität und Tongehalt.

Die Abhängigkeit des  $T$ -Wertes vom Tongehalt ist in mehreren Arbeiten untersucht worden. So gibt S. MATTSON<sup>6</sup> einen  $T$ -Wert von 0,16—1,1 mval pro Gramm Ton an, WILLIAMS<sup>7</sup> 0,57 mval, D. J. HISSINK<sup>8</sup> 0,36—1,00 mval, F. K. HARTMANN und F. O. W. MEYER<sup>9</sup> 0,6—0,7 mval. Die beiden letzteren fanden aber große Abweichungen, die extremen Werte lagen bei 0,23 und 3,4 mval. Die von ihnen untersuchten Böden wurden weiterhin 1 Stunde mit kochender HCl behandelt, wodurch das Basenbindungsvermögen etwas heruntergesetzt wurde. Wurde der Rückstand vom HCl-Auszug mit NaOH behandelt, so trat eine noch-

<sup>1</sup> Ref. W. MEISSNER: a. a. O. S. 24.      <sup>2</sup> PALLMANN, H.: a. a. O. S. 21.

<sup>3</sup> REMY, H.: a. a. O. S. 467.      <sup>4</sup> RATANARAT, CHARNG: a. a. O. S. 1.

<sup>5</sup> BORN, M., u. W. HEISENBERG: Über den Einfluß der Deformierbarkeit der Ionen aus optischen und chemischen Konstanten. Z. Physik **23**, 388 (1924).

<sup>6</sup> MATTSON, S.: Anionic and cationic adsorption by soil colloidal materials of varying SiO<sub>2</sub>/Al<sub>2</sub>O<sub>3</sub> + Fe<sub>2</sub>O<sub>3</sub> ratio. Soil Sci. **2**, 199 (1927).

<sup>7</sup> WILLIAMS: J. agricult. Sci. **22**, 845 (1932).

<sup>8</sup> HISSINK, D. J.: Trans. 3. Internat. Congr. Soil Sci. **2**, 60 (1935).

<sup>9</sup> HARTMANN, F. K., u. F. O. W. MEYER: Die Korngrößengruppe des Rohtones und die Basenaustauscherscheinungen im Zusammenhang mit Salzsäureauszügen von Böden. Z. Pflanzenernähr **48**, 284 (1937).

malige Erniedrigung des  $T$ -Wertes ein. Der Rückgang bei der Behandlung mit NaOH war dabei bedeutend größer als der nach der HCl-Behandlung. Dieses Ergebnis war nicht zu erwarten, man sollte annehmen, daß der Einfluß von konzentrierter HCl bedeutend stärker sein würde. Daß aber der Angriff der Tonminerale durch NaOH sehr intensiv sein kann, erkennt man aus Versuchen von M. MEHMEL<sup>1</sup>. Aus ihnen geht hervor, daß durch 1proz. NaOH bei Wasserbadtemperatur fast ebensoviel Halloysit aufgelöst wurde wie durch konzentrierte Salzsäure. Auch Kaolin wurde unter den genannten Bedingungen durch NaOH stärker angegriffen als durch konzentrierte HCl. Außerdem besteht bei den Versuchen von F. K. HARTMANN und F. O. W. MEYER noch die Möglichkeit, daß die nach dem Auszug mit konzentrierter HCl zurückbleibende kolloide Kieselsäure ein gewisses Sorptionsvermögen hatte, welches nach dem Behandeln mit NaOH und der damit verbundenen Auflösung der Kieselsäure verschwand. Auch A. JACOB und Mitarbeiter<sup>2</sup> fanden bei Böden einen  $T$ -Wert, welcher im Vergleich zum Tongehalt starken Schwankungen unterworfen war, die beiden extremsten Werte lagen bei 0,08 und 1,78 mval je g Ton. Außerdem wiesen diese Forscher nach, daß der  $T$ -Wert der Kolloidfraktion kleiner war als derjenige des Gesamtbodens. Daraus ist ersichtlich, daß auch die Fraktionen größer als  $2 \mu$  ein gewisses Sorptionsvermögen besitzen. Dieses ist wahrscheinlich den Tonmineralen zuzuschreiben, welche auch in den Fraktionen  $2-50 \mu$  mehr oder weniger stark auftreten. Aus diesem Grunde hat der Weg von W. SAUERLANDT<sup>3</sup> seine Berechtigung, wenn er den  $T$ -Wert auf die Anteile  $< 20 \mu$  bezieht. Dabei stellte auch er fest, daß eine Beziehung zwischen  $T$ -Wert und abschlämmbaren Bestandteilen kaum besteht. R. L. MITCHELL<sup>4</sup> fand in tieferen Horizonten von Böden, welche frei von organischer Substanz waren, einen  $T$ -Wert von 2,2 bis 9,1 mval je g Ton  $< 2 \mu$ . Dabei konnte er mit Ausnahme des höchsten Wertes eine befriedigende Übereinstimmung zwischen  $\text{SiO}_2 : \text{Al}_2\text{O}_3$ -Verhältnis und  $T$ -Wert feststellen. Der Boden mit dem hohen Wert von 9,1 hatte ein  $\text{SiO}_2 : \text{Al}_2\text{O}_3$ -Verhältnis von 2,16 : 1. Es sind dies so hohe  $T$ -Werte je g Ton, wie bis jetzt in der Literatur noch nicht angegeben sind, und welche bis heute auch noch an keinem Mineral festgestellt wurden. Vielleicht spielten hier Gele eine ausschlaggebende Rolle.

Wenn man die Versuche der verschiedenen Autoren über die Abhängigkeit des  $T$ -Wertes vom Tongehalt überblickt, dann muß man zunächst einmal die Feststellung machen, daß der  $T$ -Wert in den meisten Fällen auf den anorganischen und organischen Sorptionskomplex bezogen wurde. Auf der anderen Seite kann eine Übereinstimmung von  $T$ -Wert und dem anorganischen Kolloidanteil nicht für alle Böden gefunden werden, weil die Kolloidfraktion unserer Böden bekanntlich aus verschiedenen Tonmineralen zusammengesetzt ist, deren Sorptionskapazitäten weit auseinanderliegen. Sind überwiegend Minerale der Kaolingruppe vorhanden, dann wird der  $T$ -Wert sehr klein sein, sind Minerale der Glimmergruppe vorhanden, dann werden wir mit mittleren  $T$ -Werten zu rechnen haben. Besteht die Kolloidfraktion aus Mineralen der Montmorillonitgruppe, dann werden wir die höchsten  $T$ -Werte antreffen.

<sup>1</sup> CORRENS, C. W.: Petrographie der Tone. Naturwiss. **24**, 117 (1936).

<sup>2</sup> JACOB, A., U. HOFMANN, H. LOOFMANN u. E. MAEGDEFRAU: Chemische und röntgenographische Untersuchungen über die mineralische Sorptionssubstanz im Boden. Beih. Angew. Chem. **21**, 11 (1935).

<sup>3</sup> SAUERLANDT, W.: Untersuchungen über die Bestimmung des Kalksättigungszustandes der Böden. Landw. Versuchsstat. **113**, 69 (1932).

<sup>4</sup> MITCHELL, R. L.: Base-exchange capacity and clay content of soils. Nature (Lond.) **139**, 552 (1937).

Von einigen Forschern wurde der  $T$ -Wert der einzelnen Fraktionen von Böden bestimmt. Man kann allerdings nur dann von einem Einfluß der Korngröße sprechen, wenn der Boden einheitlich zusammengesetzt ist, was natürlich nur selten zutrifft. R. H. BRAY<sup>1</sup> stellte an Böden fest, daß der  $T$ -Wert nach den feineren Fraktionen stark zunahm. Es wurden die Fraktionen 1—0,1  $\mu$ , 0,1 bis 0,06  $\mu$  und <0,06  $\mu$  untersucht. Die Zunahme des  $T$ -Wertes führte er allerdings auf eine Änderung des Mineralbestandes in den einzelnen Fraktionen zurück. Außerdem konnte er durch wiederholte Fraktionierung der Fraktion 1,0—0,1  $\mu$  den  $T$ -Wert von 62 auf 41 mval (je 100 g der Fraktion 1—0,1  $\mu$ ) erniedrigen. Dies deutet darauf hin, daß kleinere Teilchen zu größeren verkittet sind, und daß eine Trennung erst durch wiederholte Sedimentation mehr oder weniger möglich ist. C. E. MARSHALL<sup>2</sup> zerlegte Bentonit, Putnam-Ton und Rothamsted-Ton in verschiedene Fraktionen, welche er mikroskopisch genau untersuchte. Die Tonmineralkomponente war in allen Fällen Montmorillonit bzw. Beidellit. Die Resultate sind in der folgenden Tab. 24 niedergelegt.

Tabelle 24. Sorptionskapazität bei verschiedener Korngröße.

Korngröße	5—2	2—1	1—0,5	0,5—0,2	0,2—0,1	< 0,1 $\mu$
Bentonit . . . . .	14,2	35,6	67,3	75,4	—	80,3
Putnam-Ton . . . . .	6,3	21,7	32,1	50,1	53,1	63,5
Rothamsted-Ton . . . . .	4,2	14,2	25,9	30,8	36,5	53,8

Als optisch homogen erwiesen sich bei Putnam-Ton nur die Fraktionen <0,5  $\mu$  und bei Rothamsted-Ton die Fraktionen 1—0,1  $\mu$ . Mit der Abnahme der Teilchengröße geht eine starke Zunahme der Sorptionskapazität parallel. D. M. WHITT und L. D. BAVER<sup>3</sup> konnten die Ergebnisse von C. E. MARSHALL am Putnam-Ton bestätigen. Sie setzten die Sorptionskapazität in Beziehung zur Teilchenoberfläche. Der  $T$ -Wert veränderte sich proportional der Oberfläche bis zu einem Teilchendurchmesser von 0,1  $\mu$ . Von da ab nahm die Oberfläche in viel stärkerem Maße zu als die Sorptionskapazität. Sie weisen allerdings darauf hin, daß eine genaue Berechnung der Oberfläche nicht möglich ist, weil in der Montmorillonitgruppe auch ein Umtausch zwischen den Gitterschichten stattfindet, so daß man also zur Berechnung der Gesamtoberfläche die Anzahl der Schichtpakete kennen müßte. A. T. PERKINS und H. H. KING<sup>4</sup> zerlegten Böden, deren organische Substanz sie durch 6proz.  $H_2O_2$  zerstört hatten, in verschiedene Fraktionen und trennten die letzteren wieder in drei Anteile mit dem spez. Gew. 2,0—2,4, 2,4—2,6, und >2,6. Dabei stellten sie fest, daß auch die größeren Teilchen ein nicht unbeträchtliches Basenaustauschvermögen besaßen. Auf 100 g der betreffenden Fraktion umgerechnet, wurden folgende  $T$ -Werte (Durchschnitt von vier Böden) gefunden:

$T$ -Wert je 100 g . . . . .	6,4	6,2	15,4	21,0	21,7	46,7 mval
Durchmesser der Teilchen . . . . .	56	28,3	11,1	5,1	2,5	< 2,5 $\mu$

Wurde der  $T$ -Wert auf die Oberfläche der Teilchen bezogen und nicht auf die Gewichtsmenge der betreffenden Fraktionen, so nahm der  $T$ -Wert je Einheit Oberfläche nach den feineren Fraktionen hin ab. Wurden die Fraktionen nach

<sup>1</sup> BRAY, R. H.: Chemical and physical changes in soil colloids with advancing development in Illinois soils. Soil Sci. **43**, 1 (1937).

<sup>2</sup> MARSHALL, C. E.: Layer lattices and the base exchange clays. Z. Kristallogr. **91**, 433 (1935).

<sup>3</sup> WHITT, D. M., u. L. D. BAVER: J. amer. Soc. Agronomy **29**, 905 (1937).

<sup>4</sup> PERKINS, A. T., u. H. H. KING: Base exchange in soil separates and soil fractions (sand and silt). Soil Sci. **42**, 324 (1936). — PERKINS, A. T., u. H. H. KING: Trans. Kans. Acad. Sci. **38**, 163 (1935).

ihrem spezifischen Gewicht getrennt, so hatte der Anteil mit dem spez. Gew. 2,0 bis 2,4 den höchsten  $T$ -Wert (bezogen auf 100 g Substanz 2,0–2,4), der Anteil  $> 2,6$  den kleinsten. Die Unterschiede wurden allerdings nach den feineren Fraktionen zu geringer. Diese Versuche zeigen, daß bei den von ihnen verwandten Böden mindestens zwei aktive Minerale anwesend sein mußten.

#### Umtauschversuche an verschiedenen Bodenkolloiden und Mineralen.

W. P. KELLEY, W. H. DOVE und S. M. BROWN<sup>1</sup> untersuchten Bentonite, die sie vorher durch wiederholte Sedimentation in Alkohol gereinigt hatten. Beim Mahlen dieser Bentonite wurde die Menge des austauschbaren Ca und Na kaum verändert, während Mg eine starke Zunahme erfuhr. Nur bei einem K-Bentonit wurde auch das austauschbare Kali erhöht. Dieser K-Bentonit wurde jedoch bei einer nochmaligen Auswertung des Röntgendiagramms als ein Gemisch von Montmorillonit und Glimmer festgestellt<sup>2</sup>. Der Bentonit ist bekanntlich ein Gestein, so daß Verunreinigung durch Gesteins- und Mineralreste nicht verwunderlich sind. A. P. VANSELOW<sup>3</sup> weist auf die Unterschiede hin, die zwischen Permutiten, Zeolithen, Bentoniten und Bodenkolloiden bestehen. Die mit Ca gesättigten Bentonite und Bodenkolloide setzen sich im Wasser ab, während die mit Na gesättigten stark dispergiert sind. Permutite zeigen diese Unterschiede nicht, der mit Na gesättigte Permutit ist nicht dispergiert. Bodenkolloide und Bentonite sind beständig gegen verdünnte Säuren und Laugen, während Permutite und Zeolithe durch diese Reagenzien leicht zersetzt werden. Ein großer Teil der austauschbaren und nichtaustauschbaren Kationen der Bentonite und Bodenkolloide besteht aus Mg, außerdem können alle Basen leicht durch Mg ersetzt werden. Es existieren dagegen keine Mg-Zeolithe, auch ist es schwierig, Permutite vollständig mit Mg zu sättigen. Bei der Untersuchung der Gleichgewichtseinstellung zwischen Bentoniten bzw. Bodenkolloiden und Salzlösungen kommt A. P. VANSELOW zu dem Ergebnis, daß das Gleichgewicht nicht dasselbe ist, wenn man einen Ca-Bentonit mit einer dem Ca äquivalenten Menge  $\text{NH}_4\text{Cl}$ , oder aber einen  $\text{NH}_4$ -Bentonit mit einer äquivalenten Menge  $\text{CaCl}_2$  schüttelt. Dieselben Ergebnisse wurden erhalten, wenn Na und K herangezogen wurden. A. P. VANSELOW bezeichnet diese Erscheinung als „Hysteresis“. Diese wurde jedoch nur zwischen einwertigen und ein- und zweiwertigen Ionen beobachtet. Dagegen konnte bei alleiniger Anwendung von zweiwertigen Kationen (Ca-Ba, Ba-Cu) keinerlei Hysteresis festgestellt werden. Das Gleichgewicht war also das gleiche, ob nun vom Ca- oder vom Ba-Bentonit ausgegangen wurde. Diese Ergebnisse stehen im Einklang mit denen von H. W. KERR<sup>4</sup>, der für Ca-Mg immer dasselbe Gleichgewicht erhielt, ob er nun vom Ca- oder Mg-Boden ausging.

C. H. EDELMAN<sup>5</sup> untersuchte eine große Anzahl von Mineralen und teilt sie nach der Höhe ihres Basenaustausches in drei Gruppen ein. Starken Basenaustausch zeigt Montmorillonit, Beidellit und Halloysit, mäßigen Basenaustausch Glimmer, Chlorit, Feldspat, Leuzit, Al-haltige Augite und Hornblenden, niedrigen

<sup>1</sup> KELLEY, W. P., W. H. DOVE u. S. M. BROWN: The nature of the base exchange material of bentonite, soils and zeolites, as revealed by chemical investigation and X-ray analysis. *Soil Sci.* **31**, 25 (1931).

<sup>2</sup> SCHACHTSCHABEL, P.: Aufnahme von nichtaustauschbarem Kali durch die Pflanzen. *Bodenkde u. Pflanzenernährg* **3** (48), 107 (1937).

<sup>3</sup> VANSELOW, A. P.: Equilibria of the base exchange reactions of bentonites, permutites, soil colloids and zeolites. *Soil Sci.* **33**, 95 (1932).

<sup>4</sup> KERR, H. W.: The nature of base exchange and soil acidity. *J. amer. Soc. Agronomy* **20**, 309 (1928).

<sup>5</sup> EDELMAN, C. H.: Relations between the crystal structure of minerals and their base exchange capacity. *Trans. 3. Internat. Congr. Soil Sci., Oxford 1935*, **3**, 97 (1936).

Basenaustausch Kaolin, Pyrophyllit, Talk und Al-freie Augite und Hornblenden. Das hohe Sorptionsvermögen von Halloysit, welches von anderen Forschern jedoch nicht festgestellt wurde, erklärt er durch die Anwesenheit von OH-Ionen am Si-Ion. Was die Sorption am Glimmer anbelangt, so weist er darauf hin, daß bei der Spaltung derselben die Trennung an der Schicht erfolgt, in welcher die K-Ionen ihren Sitz haben, so daß dadurch eine umtauschfähige Oberfläche im Gegensatz zum Kaolin freigelegt wird.

Bei den Feldspäten geht die Spaltung ebenfalls über die K-Ionen, so daß dementsprechend ähnliche Austauscherscheinungen auftreten. I. B. VAN DER MEULEN<sup>1</sup> teilt die verschiedenen Silikate in drei Gruppen ein, in Al-freie, Al-haltige mit der Koordinationszahl 4 und in solche mit der Koordinationszahl 6. Die ersten beiden Gruppen haben nach seiner Ansicht überhaupt keine Austauschereigenschaften, nur die dritte Gruppe soll guten Basenaustausch zeigen. Zur ersten Gruppe rechnet er Quarz, Talk, Wollastonit, zur zweiten Gruppe Kaolin, Feldspat und Glimmer. W. P. KELLEY und H. JENNY<sup>2</sup> wenden aber ein, daß zu seiner zweiten Gruppe auch Pyrophyllit und wahrscheinlich Montmorillonit und Beidellit gerechnet werden müssen, welche ein sehr hohes Basenaustauschvermögen besitzen, außerdem hätten auch fein gemahlener Kaolin und Pyrophyllit ein hohes Sorptionsvermögen.

U. HOFMANN und Mitarbeiter<sup>3</sup> stellten umfangreiche Untersuchungen an Tonen und Allophanen an. Sie stellten fest, daß ein amorphes Produkt, wie man es früher im Allophan sah, röntgenographisch nicht nachgewiesen werden konnte. Weder beim Sedimentieren noch beim Zentrifugieren konnte in der feinsten Fraktion von Kaolinen ein amorpher Anteil festgestellt werden. Sie kommen infolgedessen zu dem Schluß, daß der Basenaustausch am Kristallgitter stattfinden muß. Sie diskutieren die beiden Möglichkeiten, daß die austauschfähigen Ionen in oder zwischen den Schichtebenen (intramicellar) festgehalten werden, oder daß sich dieselben an der äußeren Kristalloberfläche befinden (extramicellar). Für einen intramicellaren Austausch spricht die Tatsache, daß nur die quellfähigen Montmorillonittone die hohen Werte für die Sorptionskapazität (60–80 mval) zeigen. Beim Erhitzen auf 600°, wobei die Quellfähigkeit verloren geht, ging die Sorptionskapazität auf 6 mval zurück, also auf den Wert, welchen die Minerale der Kaolingruppe zeigen. Für einen extramicellaren Umtausch spricht nach ihrer Meinung, daß die innerkristalline Quellung gleichartig erfolgt, ob die sorbierten Ionen Ca, Na oder H waren. Die mit dem Auge sichtbare Quellung („zwischenkristalline Quellung“) verhält sich demgegenüber ganz anders. Na-Bentonit hatte unter Wasser ein 20mal so großes Sedimentivolumen wie der Ca-Bentonit, ein 30mal so großes wie der H-Bentonit. Beide Quellungen scheinen ihrer Ansicht nach nebeneinander zu verlaufen, die innerkristalline Quellung ist dabei unabhängig von der Basenbelegung. Bei den Kaolinen muß dagegen die Bindung der austauschfähigen Basen an der Kristalloberfläche erfolgen, da die Schichtebenenabstände zu klein sind, um Ionen ins Gitterinnere eintreten zu lassen. Sie geben dann eine schematische Darstellung der Bindung der austauschfähigen Kationen, welche in Abb. 15 wiedergegeben ist. Die an der Oberfläche liegenden O-Ionen, die im Gitter nur mit einer Valenz zum Teil abgesättigt sind, sättigen sich dadurch vollkommen ab, daß sie aus der umgebenden Lösung

<sup>1</sup> MEULEN, I. B. VAN DER: The relation between the phenomenon of cation exchange with silica-alumina complexes and their crystal structure. Rec. Trav. chim. Pays-Bas et Belg. (Amsterd.) **54**, 107 (1935).

<sup>2</sup> KELLEY, W. P., u. H. JENNY: The relation of crystal structure to base exchange and its bearing on base exchange in soils. Soil Sci. **41**, 367 (1936).

<sup>3</sup> HOFMANN, U., K. ENDELL u. D. WILM: Röntgenographische und kolloidchemische Untersuchungen über Ton. Z. angew. Chem. **47**, 539 (1934).

Kationen binden. Diese Kationen dissoziieren je nach ihrer Bindungsstärke mehr oder weniger in die umgebende Flüssigkeit. Dies kommt schematisch in der Abbildung in dem verschiedenen Abstand der Kationen vom O-Ion zum Ausdruck. Die H-Ionen dissoziieren z. B. nur in sehr geringem Maße ab (geringe Säurestärke der „Tonsäure“). Dieser Darstellung der Sorption liegt die Annahme zugrunde, daß die Bindung der Basen zum mindesten zum Teil an den Si-O-Schicht-Ebenen erfolgt. Der Basenaustausch ist also ihrer Meinung nach genau so ein chemischer Vorgang wie die Umsetzungen von Salzen in Lösung, nur besitzt das Anion der Tonkristalle eine ungewöhnliche Größe. Für die Sorption (*S*-Wert) fanden sie folgende Werte: Kaolin 3–15 mval, Montmorillonit 60 bis 80 mval, Halloysit etwa 6 mval und für den Glimmer 20–30 mval je 100 g Mineral. Auch W. P. KELLEY und H. JENNY<sup>1</sup> untersuchten das Sorptionsvermögen verschiedener Minerale, indem sie dieselben durch Mahlen auf verschiedene Korngröße brachten. Beim Orthoklas wurde nach 120stündigem Mahlen die durch NH<sub>4</sub>-Azetat bestimmte Austauschkapazität von 5 auf 91,5 mval/100 g Mineral erhöht (~4,25% K<sub>2</sub>O). Auch bei Albit, Anorthit und Kalknatronfeldspäten wurde die gleiche Feststellung getroffen. Bei den Zeolithen trat durch Mahlen nur eine geringe, bei Permutiten überhaupt keine Erhöhung des *T*-Wertes ein. Sie erklären diese Tatsache damit, daß die Basen an der Oberfläche

von miteinander in Verbindung stehenden inneren Kanälen (Wabenstruktur) angeordnet sind, so daß keine extreme Feinheit nötig ist, um die Basen zu ersetzen. Bei Muskowit und Biotit wurde der *T*-Wert durch Mahlen ebenfalls erhöht, der sich für NH<sub>4</sub> ergebene *T*-Wert entsprach ungefähr der Menge an ausgetauschtem Kali. Aus dem Biotit wurden neben Kali noch 113 mval Mg ausgetauscht, aber der Betrag an NH<sub>4</sub>, welcher aus der Acetatlösung sorbiert wurde, war nur äquivalent dem ausgetauschten Kali. Dieses unterschiedliche Verhalten von K und Mg hängt mit deren Bindungsverhältnissen zusammen, während K die Verbindung zwischen zwei Schichtpaketen herstellt, sitzt das Mg an den Stellen im Gitter, wo sich sonst Al befindet. Beim Talk wird durch NH<sub>4</sub>-Acetat ebenfalls eine große Menge Mg ausgewaschen, aber auch hier findet keine entsprechende Sorption an NH<sub>4</sub> statt. Der *T*-Wert von Chlorit und Prochlorit war relativ gering (35,5 bzw. 50 mval), obwohl eine beträchtliche Menge an Ca und Mg ausgetauscht wurde. Dieser geringe Austausch ist ebenfalls in der Struktur dieser Minerale begründet. Durch intensives Mahlen erreichten W. P. KELLEY und H. JENNY bei Kaolin eine Erhöhung der Sorptionskapazität von 8 auf 100 mval und bei Pyrophyllit von 4 auf 159 mval. Die Sorption dieser Minerale sehen sie in der Anwesenheit von OH-Ionen begründet, welche am Al-Ion sitzen [Al<sub>2</sub>(OH)<sub>6</sub>] und durch den Mahlprozeß mehr oder weniger freigelegt werden. Auch durch Mahlen von Bentonit, Beidellit und Bodenkolloiden konnten sie eine beträcht-

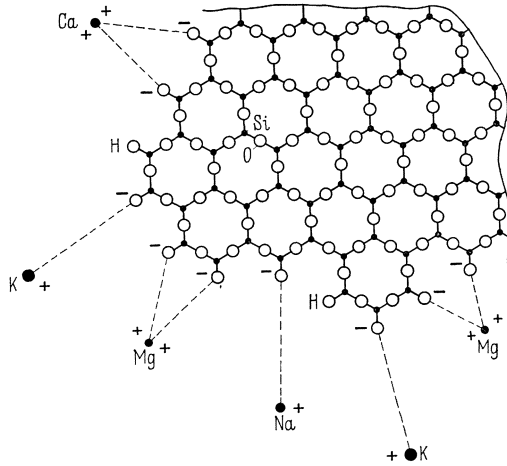


Abb. 15. Komplexbelegung am Tonkristall. (Nach U. HOFMANN, K. ENDELL u. D. WILM.)

<sup>1</sup> KELLEY, W. P., u. H. JENNY: a. a. O. S. 367.

liche Erhöhung des  $T$ -Wertes erzielen, so wurde dieser bei Montmorillonit auf 238 und bei Beidellit auf 200 mval erhöht. Weiterhin stellten sie fest, daß in den Bentoniten alles Ca, K und Na austauschbar ist, sofern die Bentonite sorgfältig von begleitenden Mineralfragmenten befreit werden. Die Menge an austauschbarem Mg nimmt jedoch beim Mahlen des Bentonits bedeutend zu.

Über die Ursachen der Fähigkeit der verschiedenen Minerale, ihre Ionen gegen andere umzutauschen, machen KELLEY und JENNY folgende Ausführungen: In den Silikaten ist jedes Si-Ion von 4 Sauerstoffionen umgeben, so daß elektrische Neutralität vorhanden ist. Im Pyrophyllit ist jedes Al-Ion von 4 O- und 2 (OH)-Ionen, im Kaolin von 2 O- und 4 (OH)-Ionen umgeben. Al hat also in diesen Mineralen die Koordinationszahl 6. Die Ladungen sind ausgeglichen, und infolgedessen enthalten diese Minerale im Gitter keine Basen. In anderen Silikaten ist Al nur von 4 Sauerstoffionen umgeben, so daß ein Überschuß an negativer Ladung vorhanden ist. Dieser Überschuß wird im Orthoklas, Muscovit und Biotit durch K, im Albit, Analcim und Natrolith durch Na und im Anorthit und Skolezit durch Ca ausgeglichen. Sie betrachten zwei Bedingungen als wesentlich für den Ionenumtausch: 1. die physikalische Zugänglichkeit des Ions, 2. die Stärke der Anziehungskraft, mit welcher die Ionen am Gitter festgehalten werden. Nur jene Kationen, welche die Funktion des Ausgleiches der überschüssigen negativen Ladung erfüllen, sind reversibel ersetzbar durch  $\text{NH}_4$ . Bei den Glimmern gelangen diese Kationen an die Oberfläche der Spaltflächen. Bei den Zeolithen und Feldspäten treten sie an die Oberfläche der inneren Kanäle. Diese Kanäle sind bei den Zeolithen groß genug, um für die Ionen der Lösung erreichbar zu sein, während bei den Feldspäten die Struktur kompakter ist. K, Na und Ca sind bei den untersuchten Mineralen im wesentlichen ersetzbar, sofern die Minerale in genügender Feinheit vorliegen, das oktaedrische Mg  $[\text{Mg}_3(\text{OH})_6]$  ist dagegen wahrscheinlich nicht stöchiometrisch ersetzbar. Das Diagramm für die Bindung der Kationen von U. HOFMANN und Mitarbeitern<sup>1</sup> lehnen sie aus zwei Gründen ab: Wenn man Montmorillonit in Luft zerkleinert, so müßten nach diesem Schema freie Ladungen entstehen. Wenn man diesen zerkleinerten Montmorillonit in eine Lösung bringt, könnten diese freien Ladungen nur durch Kationen kompensiert werden, während das Anion dann frei in der Lösung zurückbleiben müßte. W. P. KELLEY und H. JENNY glauben vielmehr, daß die Hauptmenge der austauschbaren Kationen an exponierten OH-Gruppen (also an Stelle von H) des Kristallgitters ihren Sitz hat. Bei natürlichen Bentoniten ist der Wasserstoff dieser OH-Gruppen gewöhnlich schon mit Metallkationen ersetzt. Beim Mahlen werden jedoch zusätzlich OH-Gruppen exponiert, wodurch die Austauschkapazität erhöht wird. Der Ansicht, daß die Hauptmenge der Basen im Montmorillonit zwischen den Schichtpaketen gebunden ist, schließen sich nach weiteren Versuchen auch U. HOFMANN und W. BILKE<sup>2</sup> an. An drei Bentoniten stellten auch sie fest, daß fast das gesamte vorhandene Ca austauschbar war, während nur ein Bruchteil von Mg ausgetauscht werden konnte. Sie untersuchten den Wassergehalt von Ca-, H- und Na-Montmorillonit bei verschiedenem Wasserdampfdruck. Obwohl der Gehalt an den betreffenden Kationen nie über 80% des  $T$ -Wertes betrug (Verunreinigung durch Mg und Ca), sind die Ergebnisse doch bemerkenswert. Der Wassergehalt des Ca-, H- und Na-Montmorillonits war bei demselben Dampfdruck (Bestimmung über wässriger  $\text{H}_2\text{SO}_4$ ) bis 16,4 mm Dampfdruck praktisch gleich, obwohl nach den Hydratationszahlen der betreffenden Ionen Unterschiede zu erwarten gewesen wären. Erst bei 17,5 mm Wasserdampfdruck

<sup>1</sup> HOFMANN, U., K. ENDELL u. D. WILM: a. a. O. S. 539.

<sup>2</sup> HOFMANN, U., u. W. BILKE: Über die innerkristalline Quellung und das Basenaustauschvermögen des Montmorillonits. Kolloid-Z. **77**, 238 (1936).

(Ansaugvermögen für Wasser beim hydrostatischen Druck Null) ergaben sich starke Unterschiede: H-Montmorillonit saugte  $\approx 180$  g  $H_2O$ , Ca-Montmorillonit  $\approx 360$  g und Na-Montmorillonit  $\approx 670$  g  $H_2O$  auf. Sie nehmen an, daß bis zu einem Wasserdampfdruck von etwa 12 mm das Wasser vollständig ins Gitter aufgenommen, während bei höherem Wasserdampfdruck das Wasser an den Außenpartien des Kristallgitters festgehalten wird. Die Tatsache, daß bei niederem Dampfdruck die Natur des sorbierten Kations keinen Einfluß auf die Wasseranlagerung hat, erklären sie damit, daß bei niederem Dampfdruck die Dissoziation der Kationen noch nicht nennenswert erfolgt. Erst bei höherem Dampfdruck tritt eine verstärkte Dissoziation ein, welche sich in einer größeren Wasseranlagerung auswirkt. Sie machen außerdem darauf aufmerksam, daß die austauschfähigen Ionen nur einen kleinen Bruchteil der Schichtebenenflächen besetzt haben. Während sie auf Grund früherer Untersuchungen die Bindung der Kationen in erster Linie an der Außenfläche der Kristalle betont haben, kommen sie auf Grund der jetzigen Untersuchungen zu dem Schluß, daß der größte Teil der Kationen zwischen den Schichtpaketen (also intramicellar) gebunden sein muß. Nur ein kleiner Teil ist entweder an den Rändern der Si-O-Schichtebenen gebunden und möglicherweise auch an den Rändern der Al-OH-Schichtebenen (an Stelle von H). Sie schließen sich der Meinung von W. P. KELLEY und H. JENNY, C. E. MARSHALL<sup>1</sup> und W. NOLL<sup>2</sup> an, daß die austauschfähigen Kationen die Ladungen zwischen den einzelnen Schichtpaketen neutralisieren. Die Tatsache, daß der Pyrophyllit, im Gegensatz zum Montmorillonit, bei gleichem Kristallaufbau kein Quellungsvermögen zeigt, glauben sie möglicherweise darin zu sehen, daß im Montmorillonit ein geringer Ersatz von Si durch Al (nicht mehr als 1 Al-Ion auf 10 Si-Ionen) stattgefunden hat, welcher eine Aufladung der Schichtebenen und damit das Quellvermögen zur Folge hat. Beim Pyrophyllit und Talk hat wahrscheinlich kein solcher Ersatz stattgefunden. Bei den Glimmern wiederum sind mehr Si-Ionen durch Al-Ionen ersetzt (etwa jedes 8. bis 4. Si-Ion), und dementsprechend sind auch mehr Kationen (K) zwischen den Schichtebenen gebunden. Die Bindungskräfte zwischen diesen sind beim Glimmer so groß, daß keine Quellung mehr eintreten kann. Bei der Untersuchung der glimmerartigen Minerale fanden E. MAEGDEFRAU und U. HOFMANN<sup>3</sup> ein Sorptionsvermögen von 13 bzw. 21 mval/100 g. Sie halten es auf Grund früherer Untersuchungen durchaus für möglich, daß die glimmerartigen Minerale einen *T*-Wert von 30–40 mval im Boden besitzen können. Die austauschfähigen Basen müssen bei diesen Mineralen ihrer Ansicht nach an der Außenfläche der Kristalle gebunden sein, da das Innere der dichten Kristalle unzugänglich ist.

C. E. MARSHALL<sup>4</sup> weist darauf hin, daß man vier Gruppen bei der Bindung der ein- und zweiwertigen Basen in Tonmineralen unterscheiden kann: 1. Jene Basen, welche dazu gebraucht werden, um das Gitter zu vervollständigen (z. B. Ersatz von Al durch Mg). 2. Jene Basen, welche im Gitter die Ladungen ausgleichen, wenn z. B. an Stelle eines dreiwertigen Ions (Al) ein zweiwertiges (Mg) tritt. Diese Kationen können im Gitter eingeschlossen sein und in nichtaustauschbarer Form vorliegen (Na, K, Mg, Ca). 3. Austauschbare Kationen, welche zwar auch die Ladungen ausgleichen, ihren Sitz aber zwischen zwei Schichtpaketen haben und infolgedessen mit Wassermolekülen umgeben und austauschbar sind. 4. Kationen der elektrischen Doppelschicht.

<sup>1</sup> MARSHALL, C. E.: a. a. O. S. 433.

<sup>2</sup> NOLL, W.: Synthese von Montmorilloniten. Chem. Erde **10**, 129 (1936).

<sup>3</sup> MAEGDEFRAU, E., u. U. HOFMANN: Glimmerartige Minerale als Tonsubstanzen. Z. Kristallogr. A **98**, 31 (1937).

<sup>4</sup> MARSHALL, C. E.: The colloidal properties of the clays as related to their crystal structure. J. phys. Chem. **41**, 935 (1937).

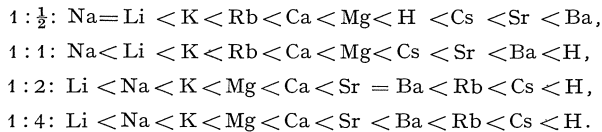


H. JENNY<sup>1</sup> ist der Ansicht, daß man die Gesetze der klassischen Chemie nicht auf Kolloide anwenden kann. Die Reaktionen an Micellen treten in stark konzentrierten Lösungen auf, während die strikte Anwendung des Massenwirkungsgesetzes stark verdünnte Lösungen voraussetzt. Die Ionenkonzentration an der Permutitoberfläche berechnet JENNY zu  $1-2n$ . Ebenso ist die Affinität zwischen den positiven Kationen der Außenschicht und den O- bzw. OH-Ionen der Innenschicht keine Konstante, sondern ist bei den einzelnen Al-Silikaten verschieden. Der „Äquivalenzwert“ bzw. „Symmetriewert“ betrug bei H-Permutit 8,0%, bei Putnam-Ton 15,0%, bei H-Bentonit 18,4%. Dieser „Symmetriewert“ ist derjenige, bei welchem die Menge der einwirkenden Kationen äquivalent ist der Menge der sorbierten Kationen am Kolloid. Zur Bestimmung desselben bringt man z. B. 1 g H-Bentonit, welcher 0,9 mval H enthält, mit 0,9 mval einer  $\text{NH}_4\text{Cl}$ -Lösung ins Gleichgewicht. Die Menge der ausgetauschten H-Ionen in Prozent stellt dann den „Symmetriewert“ dar. Die Berechnung der Dissoziationskonstanten bzw. des  $p_K$ -Wertes nach R. BRADFIELD<sup>2</sup> lehnt er ab, weil diese so errechneten Werte viel zu sehr schwanken, sie hängen ab von der Art der zugesetzten Base:  $\text{Ca}(\text{OH})_2$  oder  $\text{Li}(\text{OH})_2$  und verändern sich weiterhin, wenn die Kolloide wieder nach einiger Zeit untersucht werden. Auch die Berechnung des Gleichgewichts zwischen Kolloiden und Neutralsalzlösungen lehnt er ab, weil die Neutralsalze Salze starker Säuren sind, auf die das Massenwirkungsgesetz keine Anwendung finden kann, so daß bei der Berechnung höchstens Näherungswerte erhalten werden.  $\text{NH}_4$ -Permutit, H-Permutit und  $\text{NH}_4$ -H-Permutit wurden mit den Chloriden der einwertigen Kationen ins Gleichgewicht gebracht. Dabei wurden die Kationen im Sinne der lyotropen Reihe eingetauscht,  $\text{Li} < \text{Na} < \text{K} < \text{Rb} < \text{Cs} < \text{H}$ . Die entsprechenden Symmetriewerte betragen 16,5, 32,5, 48,0, 54,5, 56,5. Bei Putnam-Ton-Systemen wurden ebenfalls die lyotropen Reihen beobachtet. Li und Na tauschten sehr ähnlich ein im Gegensatz zu den Permutiten. Bei niederer Konzentration tauschte Li, bei höherer Na besser ein. Für den Bentonit ergab sich ein ganz anderes Bild. Die Eintauschstärke („Symmetriewerte“) war folgende:  $\text{Na} < \text{K} \leq \text{Li} < \text{H}$ . Li tauschte in geringer Konzentration stärker ein als K, bei höherer Konzentration war es jedoch umgekehrt. Bei Putnam-Ton und Bentonit wurde folgende Feststellung gemacht: Wurde Li-, Na- bzw. K-Putnam-Ton oder Bentonit einmal sofort, das andere Mal erst nach 6 Monaten mit der gleichen Menge HCl ins Gleichgewicht gebracht, so wurden verschiedene Werte erhalten. Der sofort untersuchte Li-Bentonit tauschte gegen HCl („Symmetriewert“) 77,9% Li aus, nach 6 Monaten nur noch 59,83%. Dies deutet darauf hin, daß mit der Zeit die Bindung stärker wird. H. JENNY diskutiert die Möglichkeiten, welche für die Erklärung der lyotropen Reihen in Frage kommen und schließt sich dabei der WIEGNERschen Hydratationslehre an. Nach COULOMBS Gesetz ist die Anziehung und die Stabilität um so größer, je kleiner der Ionenradius ist. Demnach müßte das Li-Ion am stärksten eintauschen. Durch Hydratation werden jedoch die Wassermoleküle gerichtet und angezogen, indem sie ihre negative Seite dem Kation zukehren. Die Zahl der polarisierten Wassermoleküle steigt mit der Polarisationsfähigkeit des Ions, welche um so stärker ist, je größer die Ladung und je kleiner der Radius (im dehydratisierten Zustand) ist. Auf diese Weise wird das kleine Li-Ion stark hydratisiert, und der Radius des hydratisierten Ions wird bedeutend vergrößert. Die Unregelmäßigkeiten, z. B. bei Li und Na am  $\text{NH}_4$ -Montmorillonit, führt H. JENNY auf eine Änderung der Hydratationsordnung der austauschenden Kat-

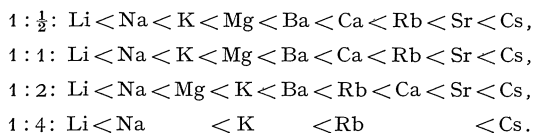
<sup>1</sup> JENNY, H.: Studies on the mechanism of ionic exchange in colloidal aluminium silicates. J. phys. Chem. **36**, 2217 (1932).

<sup>2</sup> BRADFIELD, R.: Some reactions of colloidal clay. J. phys. Chem. **35**, 367 (1931).

ionen zurück. Eine Änderung der Hydratation macht sich natürlich am stärksten bei dem stark hydratisierten Ion bemerkbar. Als Beispiel führt er Versuche von JÄGER an, der feststellte, daß bei 160° die lyotropen Reihen sich umkehren, des weiteren Versuche von SOUVIRON (Adsorption in alkoholischen Lösungen) und von E. UNGERER (Dehydratationseffekt des Anions). J. E. GIESEKING und H. JENNY<sup>1</sup> untersuchten den Umtausch zwischen den Chloriden ein- und mehrwertiger Kationen an einem Bodenkolloid (Putnam-Ton). Dieses wurde zunächst durch Elektrodialyse in einen H-Ton umgewandelt und durch Zusatz der Hydroxyde, von Ca-, NH<sub>4</sub>-, usw. mit verschiedenen Kationen belegt. An dem NH<sub>4</sub>-Ton stellten sie die folgende Reihenfolge in der Eintauschstärke der Ionen fest:



Das Verhältnis von sorbierten Kationen zu einwirkenden Kationen (mval. Chlorid) wurde variiert von 1 :  $\frac{1}{2}$  bis 1 : 4. Der Eintausch von Li und Na war praktisch gleich. Mg tauschte bei einem Verhältnis von 1 :  $\frac{1}{2}$  und 1 : 1 stärker, bei einem Verhältnis von 1 : 2 und 1 : 4 schwächer ein als Ca. Die Eintauschstärke von H wurde größer, je höher dessen Gleichgewichtskonzentration war. Bei einem Verhältnis von 1 : 1 bis 1 : 4 tauschte der Wasserstoff von allen Ionen am stärksten ein. Auch die Eintauschenergie von Rb und Cs nahm im Vergleich zu den anderen Kationen mit der Konzentration der Chloride stärker zu. Bei der Anwendung des Ca-Tones war die Reihenfolge des Kationeneintausches dieselbe wie bei dem NH<sub>4</sub>-Ton. NH<sub>4</sub> und K besaßen praktisch die gleiche Eintauschenergie. Das Gleichgewicht war nicht immer ein wahres. Wurde der Ca-Ton mit einer dem Ca äquivalenten Menge an KCl versetzt, so wurden 28,8% Ca in Freiheit gesetzt, wurde dagegen derselbe Versuch mit K-Ton und CaCl<sub>2</sub> durchgeführt, so blieben 39,8% Ca in der Lösung zurück. Dieser Befund bestätigt Beobachtungen von A. P. VANSELOW<sup>2</sup>, welcher der Ansicht ist, daß diese Erscheinung mit der Kristallstruktur der Kolloidteilchen in Verbindung steht. An dem H-Ton fanden GIESEKING und JENNY folgende Reihenfolge in der Eintauschenergie:



Die Adsorptionsreihen der zweiwertigen Ionen haben sich demnach beim H-Ton verschoben. Ba tauschte geringer ein als Ca und Sr, Mg tauschte auch bei niedrigem Chloridzusatz geringer ein als Ca. Wurden nun weiterhin Mg-, Ca-, Sr- und Ba-Tone hergestellt und diese immer mit derselben Menge an KCl bzw. HCl behandelt, so blieben die Unregelmäßigkeiten bestehen. Die zweiwertigen Kationen tauschten in folgender Reihenfolge aus: Sr < Ba < Ca < Mg. Eine Erklärung für diese Unregelmäßigkeiten der zweiwertigen Ionen konnte von J. E. GIESEKING und H. JENNY nicht gegeben werden. Bei den einwertigen Kationen veränderte sich die Eintauschstärke im Sinne der lyotropen Reihe, ganz gleich, ob die Umtauschversuche an einem NH<sub>4</sub>-, Ca- oder H-Ton durchgeführt wurden.

<sup>1</sup> GIESEKING, J. E., u. H. JENNY: Behavior of polyvalent cations in base exchange. Soil Sci. 42, 273 (1936).

<sup>2</sup> VANSELOW, A. P.: a. a. O. S. 95.

S. S. JARUSOV<sup>1</sup> untersuchte die Beweglichkeit von Ca und H in Abhängigkeit vom Bodentyp und Humusgehalt des Bodens. Die Böden wurden mit einem dieser Ionen gesättigt und mit KCl ins Gleichgewicht gesetzt. Die in Freiheit gesetzten Mengen Ca bzw. H gaben dann ein Maß für die Beweglichkeit ab, da das Verhältnis von einwirkendem zu sorbiertem Ion immer gleichgehalten wurde. Die geringste Beweglichkeit wurde in Schwarzerdeböden, eine mittlere in Podsolböden und die größte in Roterden gefunden. Da nur 11 Böden untersucht wurden und die Mineralzusammensetzung nicht bestimmt wurde, ist eine Verallgemeinerung dieses Befundes schwer möglich. Die etwas zunehmende Beweglichkeit von Ca und H im Profil nach den unteren Schichten braucht nicht unbedingt in der Abnahme des Humus, sondern kann ebenso in verschiedener Mineralzusammensetzung begründet sein. Um den Einfluß des Humus auf die Beweglichkeit der Ionen näher zu untersuchen, wurde die Schwarzerde im Ausgangszustande und nach Zerstörung der organischen Substanz durch H<sub>2</sub>O<sub>2</sub> untersucht. Die Beweglichkeit von Ca und H nahm dabei von 33 auf 50% zu, d. h. die Bindung von Ca und H an der organischen Substanz war stärker als an dem anorganischen Bodenkomplex. Selbstverständlich wurde bei diesem Versuch eine der Verminderung des *T*-Wertes (etwa 50%) entsprechend geringere Menge an Boden eingewogen. Die Unterschiede in der Beweglichkeit werden von S. S. JARUSOV mit extra- und intramicellarer Bindung begründet. Man darf allerdings nicht übersehen, daß auch anorganische Kolloide (Montmorillonit) intramicellaren Umtausch zeigen.

S. S. JARUSOV untersuchte weiterhin das Verhältnis von Hygroskopizität zum *T*-Wert bei vollkommen mit H bzw. Ca gesättigten Böden. Seine Ergebnisse lassen erkennen, daß dieses Verhältnis bei den einzelnen Böden ein verschiedenes war. Daraus folgt, daß eine formelmäßige Berechnung des hygroskopischen Wassers aus dem Ionenbelag bei Böden unmöglich ist. Diese Folgerung kann man ebenfalls aus den WIEGNERschen Versuchen ziehen, welcher die Feststellung machte, daß die Hygroskopizität bei gleichem Ionenbelag abhängig von dem betreffenden Mineral ist. Wenn ein Ion extramicellar gebunden ist, ist es stärker hydratisiert und damit auch schwächer gebunden als bei intramicellarer Bindung. Man könnte daraus schließen, daß mit steigendem Verhältnis Hygroskopizität : *T* auch die Beweglichkeit des Ions zunehmen müßte. S. S. JARUSOV will zwar eine solche Beziehung aus seinen Versuchen ableiten, aber die Schwankungen sind doch dermaßen groß, daß man von keiner Übereinstimmung mehr sprechen kann.

Die Beweglichkeit der Ionen erwies sich als abhängig vom Sättigungsgrad. Wurde bei einer Schwarzerde Ca + Mg in verschiedenem Maße durch H ersetzt und dann immer im Verhältnis 1 : 25 mit 0,2n KCl-Lösung ins Gleichgewicht gebracht, so wurden folgende Werte erhalten:

Austauschbares H in Prozent vom <i>T</i> -Wert . . .	16	39	62	76
Prozent H durch KCl ausgetauscht . . . . .	6,6	9,6	24,9	39,8

Danach besitzen die höchste Beweglichkeit jene Anteile von H im Boden, welche die letzten Mengen adsorbierter Basen ersetzen. Wurde die Schwarzerde mit wechselnden Mengen an Ca + NH<sub>4</sub> gesättigt, so zeigte Ca dasselbe Verhalten wie H, der in Freiheit gesetzte Anteil von NH<sub>4</sub> blieb dagegen gleich. Bei einem Ba-H-Boden nahm mit steigendem Anteil an Ba das ausgetauschte Ba wohl absolut zu, aber ausgedrückt in Prozenten des gesamt vorhandenen Ba trat eine Abnahme ein, im Gegensatz zu dem Versuch mit dem Ca-H-Boden. Bei einem Ba-Na-Boden wurde dagegen mit steigendem Ba-Gehalt ein immer höherer Pro-

<sup>1</sup> JARUSOV, S. S.: On the mobility of exchangeable cations in the soil. Soil Sci. **43**, 285 (1937).

zentsatz des gesamt austauschbaren Ba durch KCl in Freiheit gesetzt. Wurde eine Schwarzerde zur Hälfte mit Ca gesättigt, zur anderen Hälfte mit Na, Mg bzw. H, so nahm das durch die gleiche Menge an  $\text{NH}_4$  umgetauschte Ca in folgender Reihenfolge ab:  $\text{Na} > \text{Mg} > \text{H}$ . Die gleichen Ergebnisse wurden erhalten, wenn der Boden einesteils mit Ba, anderenteils mit Na, Ca bzw. H gesättigt wurde. Das austauschbare Ba nahm in folgender Reihenfolge ab:  $\text{Na} > \text{Ca} > \text{H}$ . Die eben besprochenen Ergebnisse folgen unmittelbar aus den Umtauschreihen.

Interessant sind die von S. S. JARUSOV ausgeführten Gefäßversuche, bei denen er H-Böden mit unterschiedlicher H-Beweglichkeit untersuchte. Die Versuche wurden derart ausgeführt, daß jeweils eine Menge an Boden angewandt wurde, welche 10 mval H entsprach. Je größer die Beweglichkeit von H war, desto niedriger waren die Erträge an Senf. Die Versuche sind allerdings mit einer größeren Fehlerquelle behaftet, da ja die Bodenmenge bei den einzelnen H-Böden verschieden sein mußte.

R. L. MITCHELL<sup>1</sup> untersuchte 6 Bodenprofile auf ihr austauschbares Ca, Sr, Mg, K, Na, Mn und H. Das Verhältnis von Ca : Sr war in allen Schichten der Profile wie 400 : 1. Das Ca-Mg-Verhältnis war im allgemeinen weiter in den Schichten, wo eine stärkere Auswaschung stattgefunden hatte. Dies deutet darauf hin, daß Mg leichter gebunden sein muß als Ca. K. NEHRING und A. KELLER<sup>2</sup> stellten Adsorptionsversuche mit Böden an, welche durch  $\text{CaCO}_3$  und  $\text{Na}_2\text{CO}_3$  auf ein verschiedenes  $p_{\text{H}}$  gebracht wurden, und prüften die Sorption von  $\text{NH}_4$  bei verschiedenem Anion. Die Sorption von  $\text{NH}_4$  nahm in der lyotropen Reihe zu:  $(\text{Cl}, \text{NO}_3) < \text{SO}_4 < \text{C}_2\text{O}_4 < \text{PO}_4$ . Wurde der Wasserstoff der sauren Böden stufenweise durch Ca ersetzt, so nahm der Eintausch von  $\text{NH}_4$  zu. Am stärksten war jedoch der Eintausch, wenn Na in den Komplex eingeführt wurde. Dagegen wurde der Eintausch von  $\text{NH}_4$  aus dem Oxalat und Phosphat durch steigende  $\text{CaCO}_3$ -Gaben beträchtlich herabgesetzt. NEHRING und KELLER führen dies darauf zurück, daß die Ca-Oxalate und -Phosphate ihrerseits wieder auf den  $\text{NH}_4$ -Komplex einwirken. Wahrscheinlicher ist jedoch die Annahme, daß  $\text{NH}_4$ -Phosphat und -Oxalat mit dem nichtumgesetzten  $\text{CaCO}_3$  reagierten, wobei sich Ammoniumkarbonat bildete. Dieses wirkt infolge der größeren Löslichkeit von  $\text{CaCO}_3$  auf den Komplex weniger stark als das Phosphat und Oxalat ein. Der Anioneneinfluß machte sich am stärksten bei saurer Reaktion bemerkbar.

Fast alle bisher angeführten Versuche über die Sorption wurden entweder an Bodenkolloiden oder an Bentoniten ausgeführt. Letztere bestehen wohl hauptsächlich aus Montmorillonit bzw. Beidellit, enthalten aber mehr oder weniger Gesteins- und Mineralreste, z. B. Feldspat und Glimmer. Es war deshalb von Interesse, die Sorptionserscheinungen an den reinen Tonmineralen zu untersuchen. Von P. SCHACHTSCHABEL<sup>3</sup> wurden deshalb umfangreiche Sorptionsversuche an Kaolin, Montmorillonit und Muskowit vorgenommen. Als Kaolin wurde Osmosekaolin von Zettlitz herangezogen, der bekanntlich ein außerordentlich reines Produkt darstellt. Der angewandte Montmorillonit stammte vom Dolmar. Dieses Mineral wurde von H. JUNG<sup>4</sup> erstmalig beschrieben und kann, nach dem mikroskopischen und röntgenographischen Bilde zu urteilen, als einheitliches Produkt bezeichnet werden. Zum Vergleich wurde noch ein Bentonit von Geisenheim

<sup>1</sup> MITCHELL, R. L.: Base exchange equilibria in soil profiles. *J. agricult. Sci.* **27**, 557 (1937).

<sup>2</sup> NEHRING, K., u. A. KELLER: Über die Adsorption der verschiedenen Ammoniumverbindungen im Boden. *Kolloid-Beih.* **37**, 293 (1933).

<sup>3</sup> SCHACHTSCHABEL, P.: Untersuchungen über die Sorption an Tonmineralen. Habilitationsschrift Jena 1939.

<sup>4</sup> JUNG, H.: Montmorillonit vom Dolmar bei Meiningen. *Chem. Erde* **11**, 217 (1937).

herangezogen, welcher auch schon von F. ALTEN u. B. KURMIES<sup>1</sup> benutzt wurde, und welcher ebenfalls sehr reinen Montmorillonit darstellt. Die Analyse des Muskowits zeigte, daß es sich um einen reinen Glimmer handelte. Diese vier Minerale wurden mit  $\text{NH}_4$  gesättigt und dann mit den Alkali- und Erdalkalichloriden ins Gleichgewicht gesetzt. Bei allen Untersuchungen wurde eine Menge Mineral angewandt, welche 1 mval austauschbares  $\text{NH}_4$  enthielt. Das gesamt-austauschbare  $\text{NH}_4$  betrug bei Kaolin etwa 8 mval, bei Montmorillonit 100 mval, bei Bentonit 80 mval und bei Muskowit 37 mval je 100 g Mineral. Das Volumen nach Zusatz der Chloridlösung wurde immer auf 100  $\text{cm}^3$  gebracht. In den folgenden Tabellen sind die Werte für das ausgetauschte  $\text{NH}_4$  in Prozent des gesamten  $\text{NH}_4$  angegeben, welche bei Zusatz von 1, 4 und 100 mval der Chloride erhalten wurden. Zum Vergleich sind die Werte mit aufgeführt, welche J. E. GIESEKING und H. JENNY<sup>2</sup> an einem Bodenkolloid erhielten. Weiterhin wurden die entsprechenden Werte für  $\text{NH}_4$ -Permutit aus JENNY'S Versuchen<sup>3</sup> durch Interpolation berechnet. Aus der Tabelle ist ersichtlich, daß die Werte für den Montmorillonit, Bentonit und das Bodenkolloid mit einigen Ausnahmen recht gut übereinstimmen. Für H liegen die Werte jedoch weit auseinander, der höchste Wert wurde bei dem Bodenkolloid und der niedrigste Wert für Bentonit erhalten. Diese Unterschiede blieben auch erhalten, wenn die  $\text{NH}_4$ -Minerale mit 4 mval

Tabelle 25.  $\text{NH}_4$ -Austausch in Prozenten bei Zusatz von 1 mval der Chloridlösungen je mval  $\text{NH}_4$ -Mineral<sup>4</sup>.

Mineral	Permutit	Muskowit	Kaolin	Montmorillonit Dolmar	Bentonit Geisenheim	Bodenkolloid GIESEKING- JENNY
Li	—	18,0	30,3	32,1	33,3	29,9
Na	23,0	19,9	32,5	33,0	34,7	35,3
K	39,0	44,4	48,3	52,8	45,0	51,3
Rb	—	41,7	59,5	70,3	61,6	62,6
Cs	—	43,4	64,5	79,6	69,2	68,8
H	53,0	66,9	41,2	62,5	53,2	84,9
Mg	26,0	29,9	55,5	64,4	65,2	65,4
Ca	41,0	33,8	56,8	65,8	66,3	63,6
Sr	46,0	37,7	56,4	67,2	66,2	69,4
Ba	60,0	48,8	57,6	68,3	67,3	71,7

Tabelle 26.  $\text{NH}_4$ -Austausch in Prozenten bei Zusatz von 4 mval der Chloridlösungen je mval  $\text{NH}_4$ -Mineral<sup>4</sup>.

Mineral	Permutit	Muskowit	Kaolin	Montmorillonit Dolmar	Bentonit Geisenheim	Bodenkolloid GIESEKING- JENNY
Li	18,0	25,8	43,2	49,5	54,9	54,7
Na	35,5	29,0	44,7	54,0	56,5	54,9
K	57,5	63,6	68,3	78,6	74,9	75,2
Rb	64,5	67,7	74,4	83,4	86,6	90,0
Cs	67,0	57,3	76,7	95,3	93,3	90,0
H	82,0	77,0	53,9	73,0	69,2	90,9
Mg	32,0	34,2	65,3	81,0	82,1	78,4
Ca	48,5	39,0	65,8	82,0	83,1	80,0
Sr	50,5	43,9	66,6	82,8	83,8	82,7
Ba	73,0	54,8	66,6	84,4	84,5	83,1

<sup>1</sup> ALTEN, F., u. B. KURMIES: Die physikalisch-chemischen Gesetzmäßigkeiten beim Kationenumtausch in Mineralböden. Beih. Angew. Chem. **48**, 1 (1935).

<sup>2</sup> GIESEKING, J. E., u. H. JENNY: a. a. O. S. 273.

<sup>3</sup> JENNY, H.: Kationen- und Anionenumtausch an Permutitgrenzflächen. Kolloid-Beih. **23**, 428 (1927).

<sup>4</sup> Nach P. SCHACHTSCHABEL: a. a. O. S. 1.

der Chloride ins Gleichgewicht gebracht wurden. Weiterhin liegen die Werte für Rb und Cs bei dem Bodenkolloid von J. E. GIESEKING und H. JENNY sehr nahe zusammen, während sie bei dem Montmorillonit und Bentonit um rund 10% auseinander liegen. Die Umtauschversuche am  $\text{NH}_4$ -Kaolin ergaben durchschnittlich ähnliche, aber geringere Werte, was auf eine stärkere Bindung des  $\text{NH}_4$  hinweist (Metastrukturen). Nur KCl tauschte in den  $\text{NH}_4$ -Kaolin genau so stark ein wie in den  $\text{NH}_4$ -Montmorillonit. Ganz andere Ergebnisse zeitigten die Versuche mit  $\text{NH}_4$ -Muskowit. K und H überflügelten hier in ihrer Eintauschenergie fast alle anderen Kationen, die lyotrope Reihe ist bei den Alkalichloriden sowohl bei Zusatz von 1 als auch bei 4 mval gestört. Die

Werte für Rb und Cs liegen bei Zusatz von 1 mval der Chloride nahe beieinander, bei 4 mval tauscht Rb stärker ein als Ca. Hervorzuheben ist weiterhin das Verhalten von Ba, welches bei Zusatz von 4 mval schwächer eintauscht als Ca und Sr. Wenn wir daraufhin noch einmal die Umtauschreihen für das Bodenkolloid von J. E. GIESEKING und H. JENNY betrachten, so erkennen wir, daß dieses wahrscheinlich neben

einem Mineral der Montmorillonitgruppe einen gewissen Prozentsatz an Glimmer enthielt. Vergleichen wir die Werte von Permutit mit den drei Tonmineralen, so müssen wir die Feststellung treffen, daß die Umtauschwerte für  $\text{NH}_4$  bei den verschiedenen Chloriden weit auseinanderliegen. Noch deutlicher wurden die Unterschiede, wenn den  $\text{NH}_4$ -Mineralen 100 mval der Chloride zugesetzt wurden (Tab. 27). Bei  $\text{NH}_4$ -Kaolin und  $\text{NH}_4$ -Montmorillonit lagen die Werte für das ausgetauschte  $\text{NH}_4$  bei allen Kationen nahe beieinander, die Unterschiede in der Eintauschenergie zwischen den Kationen scheinen bei höherer Konzentration allmählich zu verschwinden. Bei Zusatz von 100 mval konnten bei Montmorillonit 92,6—96,0%, bei Kaolin 73,9—80,0% der gesamt möglichen Ionen ausgetauscht werden. Demgegenüber liegen die entsprechenden Werte für Permutit zwischen 43 und 90,5%. Hieraus ist ersichtlich, daß man Umtausch-

Tabelle 27.  $\text{NH}_4$ -Austausch in Prozenten bei Zusatz von 100 mval der Chloridlösungen je mval  $\text{NH}_4$ -Mineral<sup>1</sup>.

Mineral	Permutit	Kaolin	Bentonit
Li	47,5	73,9	92,6
Na	76,0	75,4	93,7
K	90,5	80,0	96,0
H	—	74,2	95,0
Mg	43,0	76,0	94,2
Ca	69,5	76,0	94,0
Sr	—	76,0	93,5
Ba	85,0	76,4	93,7

Tabelle 28. H-Austausch in Prozenten bei Zusatz von 1 mval der Chloridlösungen je mval H-Mineral<sup>1</sup>.

	Muskowit	Bentonit	Kaolin	Bodenkolloid GIESEKING- JENNY
Li	1,04	4,61	5,15	6,60
Na	1,34	5,35	5,56	6,20
K	5,50	7,13	14,0	14,50
$\text{NH}_4$	5,05	7,72	—	—
Mg	2,82	11,9	18,7	15,80
Ca	3,57	13,6	20,6	26,90
Sr	4,16	12,5	21,6	34,60
Ba	12,5	13,1	23,3	23,80

Tabelle 29. H-Austausch in Prozenten bei Zusatz von 4 mval der Chloridlösungen je mval H-Mineral<sup>1</sup>.

	Muskowit	Bentonit	Kaolin	Bodenkolloid GIESEKING- JENNY
Li	2,53	8,62	10,9	13,0
Na	4,46	8,62	12,8	13,5
K	19,5	13,4	34,8	34,2
$\text{NH}_4$	15,9	15,9	—	—
Mg	7,58	26,5	38,1	—
Ca	7,43	26,3	36,9	—
Sr	7,28	26,2	39,3	—
Ba	20,9	26,1	43,7	—

Bei Zusatz von 100 mval konnten bei Montmorillonit 92,6—96,0%, bei Kaolin 73,9—80,0% der gesamt möglichen Ionen ausgetauscht werden. Demgegenüber liegen die entsprechenden Werte für Permutit zwischen 43 und 90,5%. Hieraus ist ersichtlich, daß man Umtausch-

<sup>1</sup> Nach P. SCHACHTSCHABEL: a. a. O. S. 1.

versuche an Permutiten nur mit Vorsicht auf Bodenkolloide übertragen darf. Weiterhin zeigten die Versuche, daß es selbst bei einem 100-fachen Überschuß an einwirkenden Kationen nicht möglich ist, alles austauschbare  $\text{NH}_4$  in Freiheit zu setzen. Damit wäre bewiesen, daß alle Methoden zur Bestimmung der austauschbaren Basen, welche die letzteren durch einen Überschuß an  $\text{NH}_4\text{Cl}$ ,  $\text{NH}_4$ -Azetat usw. und nur eine einmalige Ausschüttelung in Freiheit zu setzen versuchen, zu niedrige Werte ergeben, wenn der Komplex weitgehend mit K gesättigt ist. In Tab. 28 und 29 sind die Versuche mit den H-Mineralen zusammengefaßt. Bei Zusatz von 1 mval der Chloridlösungen zu den H-Mineralen wurden die lyotropen Reihen eingehalten. Hervorzuheben ist die starke Eintauschenergie des Ba bei H-Muskowit. Am stärksten wurde H vom Muskowit, am geringsten vom Kaolin zurückgehalten. Das H-Bodenkolloid, welches von J. E. GIESEKING und H. JENNY untersucht wurde, glich in seinem Verhalten dem Kaolin. Allerdings konnte bei Kaolin die Umkehr des Eintaushes von Sr-Ba nicht beobachtet werden. Bei Zusatz von 4 mval der Chloridlösungen ist das Verhalten von H-Muskowit hervorzuheben: K und  $\text{NH}_4$  tauschten viel stärker in den H-Muskowit ein als Mg, Ca und Sr. Bei Zusatz von 1 mval konnte dieselbe Feststellung getroffen werden, allerdings waren die Unterschiede nicht so groß. Auffällig ist wieder die starke Eintauschenergie von Ba.

#### Abhängigkeit der Sorption von der Reaktion.

An Hand von Untersuchungen über die Abhängigkeit der Sorptionskapazität vom  $p_{\text{H}}$  kamen A. L. S. BÄR und H. J. C. TENDELOO<sup>1</sup> zu neuen Anschauungen über die Sorption. Die Tone wurden in Perkolationsröhren mit 0,05n Ca-Azetat ausgewaschen, welches mit Essigsäure auf verschiedene  $p_{\text{H}}$ -Stufen von 4,7–7,8 gebracht wurde. Die Auswaschung wurde so lange fortgesetzt, bis sich das  $p_{\text{H}}$  im Filtrat nicht mehr änderte. Nachdem das überschüssige Ca-Azetat mit  $\text{H}_2\text{O}$  ausgewaschen war, wurde das sorbierte Ca durch 0,05n HCl verdrängt und titrimetrisch bestimmt. Die Versuche zeigten, daß der  $T$ -Wert mit steigendem  $p_{\text{H}}$  zunahm. Die Zunahme war bei den verschiedenen untersuchten Tönen nicht gleich, sondern schwankte zwischen 7–16% pro Einheit  $p_{\text{OH}}$ , bezogen auf den Wert vom  $p_{\text{H}} = 4,7$ . So betrug der  $T$ -Wert für Bentonit bei  $p_{\text{H}} 5 = 63,8$ , bei  $p_{\text{H}} 8 = 77,2$ , die mittlere Zunahme je Einheit  $p_{\text{OH}}$  betrug also  $\frac{13,4}{3} = 4,47\%$ , und bezogen auf den  $p_{\text{H}}$ -Wert von 5 = 7% je  $p_{\text{OH}}$ -Einheit. An die gefundenen Werte legten sie die E. LANGE- und E. J. W. VERWEYSche Formel<sup>2</sup> an und stellten fest, daß diese Formel für die untersuchten Tone Gültigkeit hat. Die Formel lautet:

$$dx = kd \log c$$

$x$  = Menge der primär adsorbierten Ionen,

$c$  = Konzentration derselben in der Gleichgewichtslösung,

$k$  = Konstante.

Trägt man die gefundenen  $T$ -Werte gegen  $p_{\text{OH}}$  als Abszisse auf, so müssen die Punkte auf einer geraden Linie liegen, wenn die Formel Gültigkeit haben soll. Dies konnten A. L. S. BÄR und H. J. C. TENDELOO für ihre Werte nachweisen. Daraus schließen sie, daß die Menge der austauschfähigen Kationen eine Funktion

<sup>1</sup> BÄR, A. L. S., u. H. J. C. TENDELOO: Über die Doppelschicht der Tonkolloide. Kolloid-Beih. **44**, 97 (1936).

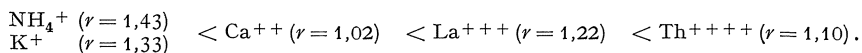
<sup>2</sup> LANGE, E., u. R. BERGER: Über die Messung potentialbestimmender Ionenadsorption am AgJ mittels potentiometrischer Fällungstitration. Z. Elektrochem. **36**, 171 (1930). — VERWEY, E. J. W., u. H. R. KRUYT: Zur Kenntnis der elektrischen Doppelschicht bei Kolloiden. II. Doppelschicht und Stabilität undialysierter AgJ-Sole. Z. physik. Chem. A **167** (1934).

des  $p_H$  der Gleichgewichtslösung ist, bedingt durch einen Neuaufbau von elektrischen Doppelschichten bei steigendem  $p_H$ . Auch an einem Muskowitpulver bekamen sie verschiedene  $T$ -Werte: bei  $p_H$  4,7 = 2,9 mval; bei  $p_H$  7,8 = 4,7 mval je 100 g Muskowit. Da im ganzen nur 3 mval  $K_2O$  je 100 g Mineral ausgetauscht wurden, schließen sie daraus, daß bei  $p_H$  7,8 ein Teil des Ca dort festgehalten werden mußte, wo ursprünglich kein austauschfähiges K anwesend war. A. L. S. BÄR und H. J. C. TENDELOO glauben, daß sich beim Muskowit zwei Austauscherscheinungen überlagern: 1. Gegenionenaustausch, also Austausch der ursprünglichen Gitterionen an den 001-Flächen, wo ein Austausch von K stattfindet. Dieser Umtausch ist nach ihrer Meinung von  $p_H$  unabhängig. Sie halten es auch für zwecklos, hierbei von einer Doppelschicht zu reden. 2. Austausch an den HELMHOLTZschen Doppelschichten, welche beim Zerkleinern der Kristalle sekundär aufgebaut werden. Bemerkenswert ist ihr Befund, daß man einen H-Ton auch durch wiederholtes Durchwaschen mit 0,5 n  $CaCl_2$ -Lösung in einen Ca-Ton überführen kann, der dieselbe Menge sorbiertes Ca enthält, als wenn mit 0,05 n Ca-Azetat-Lösung durchgewaschen wurde. Für die Veränderung des  $T$ -Wertes mit dem  $p_H$  der einwirkenden Lösung kommen ihrer Meinung nach noch folgende Erklärungsmöglichkeiten in Betracht: 1. Mit steigendem  $p_H$  werden durch Quellung neue aktive Stellen geschaffen, die zu einer Erhöhung des  $T$ -Wertes Anlaß geben. Diese Annahme verwerfen sie aber, weil dadurch die Zunahme des  $T$ -Wertes nach der LANGE-VERWEYSchen Formel nicht erklärbar wäre, weil außerdem Peptisation und Koagulation keinen Einfluß auf die Höhe der Sorption haben, und weil schließlich Berechnungen der Oberfläche von Bentonit eine solche Erklärung nicht wahrscheinlich machen. 2. An der Oberfläche der Kristalle befinden sich dünne Hydrolysehäutchen, welche den Sitz der Austauschreaktionen darstellen. Mit steigendem  $p_H$  wird das Häutchen dicker, d. h. die Hydrolyse schreitet weiter fort, und damit wird die Austauschkapazität größer. Mit dieser Erklärung würde aber die Tatsache nicht im Einklang stehen, daß die Änderung des  $T$ -Wertes mit dem  $p_H$  vollkommen reversibel ist. 3. Jeder Ton enthält noch eine bestimmte Menge austauschfähiger H-Ionen. Erhöht man nun das  $p_H$  der Außenlösung, so wird ein Teil der H-Ionen ausgetauscht. Dagegen spricht aber folgender Versuch: Ein H-Ton wurde mit Ca-Azetat von  $p_H = 2,0$  ausgewaschen, das überschüssige Ca-Azetat mit Wasser entfernt und darauf mit 500 cm<sup>3</sup>  $Ca(NO_3)_2$ -Lösung durchgewaschen. Wären austauschfähige H-Ionen im Ton vorhanden, so müßte das Filtrat stark sauer reagieren. Bei der Titration des Filtrates wurden jedoch keine nennenswerten Mengen an H-Ionen festgestellt. Trotzdem sind A. L. S. BÄR und H. J. C. TENDELOO der Meinung, daß die zuletzt angeführte Erklärungsmöglichkeit auch nicht ganz abgelehnt werden kann. Sie werfen die Frage auf, ob man überhaupt von einer Doppelschicht OH-H sprechen kann. Zwischen beiden Ionen sind sehr große spezifische Kräfte wirksam, so daß man lieber von adsorbiertem Wasser sprechen sollte. Potentiell oder latent ist wohl eine Doppelschicht vorhanden, aber diese Doppelschicht zeigt sich nicht, der H-Ton hat z. B. ein kleines elektrokinetisches Potential (verständlich wegen der minimalen Trennung der Ladungen) und zeigt auch nur ein sehr kleines Leitvermögen. Auf jeden Fall ist der alte Unterschied zwischen „Tonsäuren“ und Doppelschicht paradox, wenn man als Innenbelegung der elektrischen Doppelschicht OH-Ionen annimmt. Die WIEGNERsche Hydratationstheorie versagt ihrer Meinung nach in verschiedenen Punkten: 1. Das Benehmen der H-Ionen bei der Koagulation und dem Umtausch könnte sie nicht erklären. 2. Die Theorie stimmte nicht beim Vergleich der ein- und zweiwertigen Kationen. Ca ist z. B. stärker hydratisiert als die einwertigen Kationen (außer Li), hat aber trotzdem ein stärkeres Koagulations- und Eintauschvermögen. Mit den älteren Hydratationszahlen von



E. H. RIESENFELD und H. REINHOLD (Na = 66, Ca = 2,14) war diese Tatsache zwar erklärbar, nicht aber mit den neueren Hydratationsdaten von H. REMY (Na = 8,4; Ca = 10). Der Einwand, daß man einwertige nicht mit zweiwertigen Ionen vergleichen könnte, spricht nach ihrer Meinung gerade gegen die Hydratationstheorie. 3. Man operiere mit einem sekundären Begriff, denn die Hydratation sei nur eine Folge der elektrischen Eigenschaften der Ionen. A. L. S. BÄR und H. J. C. TENDELOO verlassen aus diesem Grunde die Hydratationstheorie und gehen von den elektrischen Eigenschaften der Ionen, der Valenz und der Polarisierbarkeit aus. Je nachdem das betreffende Ion stärker polarisierbar ist, wird es auch stärker von der entgegengesetzten Ladung der Innenbelegung angezogen. Mit zunehmender Polarisierbarkeit nimmt also das Eintauschvermögen zu. In den lyotropen Reihen geht die Polarisierbarkeit mit dem Radius der Ionen parallel, man findet demnach hierfür genau dieselbe Reihe wie für die Hydratation. Anders ist es jedoch beim Vergleich von ein- und zweiwertigen Kationen. Daß z. B. K besser eintauscht als Mg, erklärt sich daraus, daß K stärker polarisierbar ist als Mg. Auch für die Koagulation lassen sich ähnliche Betrachtungen anstellen. Wenn Abweichungen auftreten, dann sind spezifische Kräfte wirksam, wie z. B. bei den H- und OH-Ionen. Wenn auch die Hydratationstheorie bei der Sorption und Koagulation gute Dienste leisten kann, so darf sie ihrer Meinung nach jedoch auf keinen Fall zur Erklärung anderer Erscheinungen herangezogen werden. Wenn sie z. B. P. VAGELER auf den Wasserhaushalt des Bodens anwendet und damit die Wasserundurchlässigkeit eines Na-Bodens erklären will, so ist das nach ihrer Meinung unrichtig, da auf Grund der Hydratationszahlen ein Ca-Boden stärker hydratisiert sein muß als ein Na-Boden.

J. E. GIESEKING und H. JENNY<sup>1</sup> halten die WIEGNERsche Ansicht über die Hydratation der Ionen immer noch für die beste, um die lyotropen Reihen zu erklären. Sie weisen aber darauf hin, daß die Hydratation der Ionen bei verschiedenen Silikaten nicht gleich ist, und daß sie mit den Hydratationszahlen der Ionen in wässriger Lösung nicht übereinzustimmen brauchen. Die Ansicht der holländischen Forscher (E. J. W. VERWEY und A. L. S. BÄR), daß die lyotropen Reihen am besten durch die Polarisation der Ionen zu erklären sind, hält nach J. E. GIESEKING und H. JENNY in verschiedener Hinsicht einer Kritik nicht stand. Berechnungen zeigten nämlich, daß der auf die Ionenpolarisation entfallende Anteil der Anziehungsenergie nur einen Teil der COULOMBSchen Kräfte darstellt. Mit Hilfe der Polarisierbarkeit kann man z. B. auch nicht erklären, daß sich die lyotropen Reihen umkehren, wie dies von J. E. GIESEKING und H. JENNY und P. SCHACHTSCHABEL festgestellt wurde. Für Ionen ähnlicher Größe konnte die Adsorptionsintensität mit der elektrischen Ladung in Verbindung gebracht werden: Je höher die Ladung des Ions, um so besser wird es adsorbiert.



Die Austauschenergie ist der des Eintausches entgegengesetzt.

P. SCHACHTSCHABEL<sup>2</sup> konnte den Nachweis erbringen, daß es unmöglich ist, aus der Veränderung des Sorptionsvermögens mit dem  $p_H$  der einwirkenden Lösung nur auf den Aufbau bzw. Abbau von Doppelschichten zu schließen. Montmorillonit, Muskowit und Biotit wurden mit 0,1n-Lösungen von Kalziumazetat,  $\text{NH}_4$ -Azetat, Ba-Azetat und Mg-Azetat durchgewaschen und darauf nach Auswaschen des überschüssigen Azetats die sorbierten Kationen bestimmt. In der

<sup>1</sup> GIESEKING, J. E., u. H. JENNY: a. a. O. S. 273.

<sup>2</sup> SCHACHTSCHABEL, P.: a. a. O. S. 1.

folgenden Tab. 30 sind die Ergebnisse auszugswise zusammengestellt. Die Bestimmung der Sorption vom Montmorillonit mit 0,1n  $\text{NH}_4$ -Azetat von  $p_H = 7$  und  $p_H = 5$  ergab ähnliche Werte, bei der Verwendung von Ca-Azetat wurde ein Unterschied von 12% erhalten. Die Werte bei  $p_H = 5$  müßten für Ca und  $\text{NH}_4$  gleich sein, wenn die Bildung der Doppelschicht allein abhängig vom  $p_H$  wäre. Man könnte infolge der verhältnismäßig geringen Unterschiede aber immer noch an eine spezifische Wirkung der Kationen denken. Aus den entsprechenden Versuchen an Muskowit und Biotit ist jedoch klar ersichtlich, daß noch andere Faktoren eine Rolle spielen müssen. Für die Auswertung der Glimmerversuche mußte ein anderer Weg eingeschlagen werden wie beim Montmorillonit. Wurde nämlich der Glimmer mit einer Azetatlösung von verschiedenem  $p_H$  (gleiches Kation und gleiche Konzentration) ausge-

Tabelle 30. Sorption in Abhängigkeit vom  $p_H$ , Kation und Sorbendum.

	Montmorillonit	Muskowit	Biotit
$\text{NH}_4$ -Azetat $\cdot p_H = 7$	100,0	97,0	65,2
$\text{NH}_4$ -Azetat $\cdot p_H = 5$	98,1	58,7	42,5
Ca-Azetat $\cdot p_H = 7$	102,0	101,0	100,0
Ca-Azetat $\cdot p_H = 5$	90,1	8,5	8,5
Ba-Azetat $\cdot p_H = 5$	—	67,5	43,8
Mg-Azetat $\cdot p_H = 5$	—	2,5	—
$\text{CaCl}_2 \cdot p_H = 5$	—	100,0	100,0

gewaschen, so wurde unter gleichen Bedingungen (gleiche Durchlaufgeschwindigkeit, gleiche Mengen Lösung) um so mehr Kali ausgetauscht, je niedriger das  $p_H$  der einwirkenden Lösung war. Diese Tatsache ist in der starken Eintauschenergie des H-Ions bei den Glimmern begründet. Schon die beschriebenen Gleichgewichtsversuche mit  $\text{NH}_4$ -Muskowit zeigten ja die hervorragende Rolle des H-Ions beim Umtausch von  $\text{NH}_4$ . Gleichgewichtsversuche an Kaliglimmer und Kalifeldspat ergaben für H dasselbe Bild wie beim  $\text{NH}_4$ -Muskowit. Wenn demnach die Sorption bei verschiedenem  $p_H$  verglichen werden soll, so muß sie auf die ausgetauschte Menge Kali bezogen werden, indem diese Menge bei dem betreffenden  $p_H$  gleich 100 gesetzt wird. Die Zahlen in der Tabelle für Muskowit und Biotit geben also an, welche Mengen Kation in Prozenten des ausgetauschten Kalis sorbiert wurden. Bei einem  $p_H$  von 7 wurden beim Muskowit für  $\text{NH}_4$  und Ca ähnliche Werte erhalten, es wurde eine dem ausgetauschten Kali äquivalente Menge an  $\text{NH}_4$  bzw. Ca sorbiert. Beim Biotit wurde nur 65,2% des ausgetauschten Kalis an  $\text{NH}_4$  sorbiert. Bei einem  $p_H$  der Azetatlösungen von 5 wurden bedeutend niedrigere Werte festgestellt, die außerdem noch von Kation zu Kation verschieden waren. Beim Muskowit wurde unter Verwendung von  $\text{NH}_4$ -Azetat 58,7%, Ba-Azetat 67,5%, Ca-Azetat 8,5% und Mg-Azetat nur 2,5% des umgetauschten Kalis an den betreffenden Ionen sorbiert. Diese Unterschiede sind so groß, daß man hier nicht mehr davon reden kann, daß die Änderung der Sorption mit dem  $p_H$  nur dem Aufbau von Doppelschichten zuzuschreiben ist. P. SCHACHTSCHABEL zieht vielmehr eine andere Erklärung heran. Die Veränderung der Menge an sorbierten Basen (S-Wert) mit dem  $p_H$  ist darin begründet, daß neben den betreffenden Kationen Wasserstoff sorbiert wird. Aus den Versuchen ist ersichtlich, daß die Glimmer bei  $p_H = 5$  nur außerordentlich geringe Mengen an Ca und Mg festzuhalten vermögen, wenn ihnen zur gleichen Zeit H zur Verfügung steht, wie dies bei gut gepufferten Lösungen (Azetaten) oder auch im Boden der Fall ist. Bei schlecht gepufferten Lösungen, z. B. denen der Neutralsalze, wird alles umgetauschte K nur durch Ca ersetzt, wie aus dem Versuch mit  $\text{CaCl}_2$ -Lösung ersichtlich ist. Wenn A. L. S. BÄR und H. J. C. TENDELOO<sup>1</sup> für Muskowit nicht die starke Abhängigkeit des sorbierten Ca vom  $p_H$

<sup>1</sup> BÄR, A. L. S., u. H. J. C. TENDELOO: a. a. O. S. 97.

der einwirkenden Lösung feststellen konnten, so liegt das möglicherweise daran, daß das von ihnen benutzte Muskowitpulver keine große Feinheit besaß, wie man aus der Menge des ausgetauschten Kalis erkennen kann.

#### Sorption und isoelektrischer Punkt.

Eine außerordentlich große Anzahl von Untersuchungen an Kolloiden, in besonderer Hinsicht auf ihren isoelektrischen Punkt, wurde von S. MATTSON ausgeführt. Sie sollen im folgenden im Zusammenhang besprochen werden. S. MATTSON<sup>1</sup> untersuchte die Austauschkapazität von isoelektrischen Niederschlägen von Silikaten, Phosphaten und Humaten des Aluminiums und Eisens bei verschiedener Zusammensetzung. Die Austauschkapazität bei  $p_H = 7$  stieg mit wachsendem Azidoid- ( $\text{SiO}_2$ ,  $\text{P}_2\text{O}_5$ , Humus) : Ampholytoid- ( $\text{Al}_2\text{O}_3$ ,  $\text{Fe}_2\text{O}_3$ ) Verhältnis an. Die Eisenkomplexe hatten eine höhere Kationenaustauschkapazität als die entsprechenden Al-Verbindungen. Bodenkolloide wiesen nach S. MATTSON<sup>2</sup> ein ausgesprochen amphoterisches Verhalten auf, wenn das Acidoid/Sesquioxyd-Verhältnis niedrig ist. Ist letzteres dagegen hoch, so zeigen die Bodenkolloide innerhalb des normalen  $p_H$ -Bereiches der Böden kein amphoterisches Verhalten. S. MATTSON stellte fest, daß die Bodenkolloide oberhalb eines gewissen  $p_H$ -Wertes als Säuren, unterhalb desselben als Basen reagieren (Austauschazidität-Austauschalkalität). Den Übergangspunkt nennt er den Punkt der Austauschneutralität. Bei den verschiedenen Bodenkolloiden liegt dieser Punkt nicht fest, sondern verschiebt sich je nach der Bindungsenergie der zu untersuchenden Kationen und Anionen, er ist nicht gleichzusetzen dem isoelektrischen Punkt, obwohl beide zusammenfallen können. Der isoelektrische Punkt ist derjenige, bei welchem Säure und Base in gleichem Maße ionisiert sind, während der Punkt der Austauschneutralität derjenige ist, bei welchem sich das Kolloid mit der gleichen Anzahl von Kationen und Anionen verbindet. In späteren Arbeiten dehnte er die Versuche in der erwähnten Richtung weiter aus<sup>3</sup>. Die amphotere Natur der Böden und ihr Bindungsvermögen drückte er in Form von Neutralisationskurven aus, die er erhielt, wenn er elektrodialysierte Böden mit einer Neutralsalzlösung behandelte, zu welcher einesteils freie Säure und andernteils freie Base zugefügt wurde. Als einen Intensitätsfaktor führte er das End- $p_H$  ein, dies ist dasjenige, welches der vollkommen ungesättigte Boden (H-Boden) aufweist. Das End- $p_H$  ist niedrig bei Böden, deren Komplex reich an Kieselsäure und Huminsäure ist, und hoch bei Lateriten und anderen sesquioxydreichen Böden. Durch die Anwendung der Elektrodialyse suchte er weiteren Einblick in das kolloide Verhalten des Bodens zu erlangen<sup>4</sup>. Die Elektrodialyse endet nicht etwa mit der Entfernung der sorbierten Basen, sondern der Prozeß geht weiter. Wenn dabei der Boden unter Zusatz von NaOH immer in einem gesättigten Zustande gehalten wird, wandern Kieselsäure und Humus nach der Anode, während Al und Fe keine Wanderung in irgendeiner Richtung zeigen. Dieser Prozeß führt in der Natur zur Lateritbildung. Bei niedrigem  $p_H$  ionisieren Al und Fe, werden beweglich und wandern in den Kathodenraum (Podsolierung). Die geringe Ersetzbarkeit des Mg sieht er in der Beständigkeit der Mg-Silikate begründet<sup>5</sup>. Das Mg verhält

<sup>1</sup> MATTSON, S.: The laws of soil colloidal behavior: Ion adsorption and exchange. *Soil Sci.* **31**, 311 (1931).

<sup>2</sup> MATTSON, S.: The laws of soil colloidal behavior: Amphoteric behavior. *Soil. Sci.* **32**, 343 (1931).

<sup>3</sup> MATTSON, S.: The laws of soil colloidal behavior: Exchange neutrality and combining capacity. *Soil Sci.* **34**, 459 (1932).

<sup>4</sup> MATTSON, S.: The laws of soil colloidal behavior: Electrodialysis in relation to soil processes. *Soil Sci.* **36**, 149 (1933).

<sup>5</sup> JOFFE, J. S., L. T. KARTOS u. S. MATTSON: The laws of soil colloidal behavior: Magnesium silicate—its base exchange properties. *Soil Sci.* **40**, 255 (1935).

sich bei der Elektrodialyse völlig anormal. S. MATTSON<sup>1</sup> und A. LÖDDESÖL<sup>2</sup> sättigten Bodenkolloide vollkommen mit Mg, durch darauffolgende Elektrodialyse konnten sie nur etwa die Hälfte des zugefügten Mg wieder entfernen, während Ca und Alkalien vollständig durch Elektrodialyse in Freiheit gesetzt werden konnten. S. MATTSON und J. S. CSIKY<sup>3</sup> stellten Adsorptionsverbindungen aus 0,1 m Na<sub>2</sub>SiO<sub>3</sub>- und 0,1 m AlCl<sub>3</sub>-Lösung her. Dabei wurde zuvor so viel HCl zugegeben, daß die Reaktion bei einem  $p_H$  von 5,0—5,5 vonstatten ging. Die Adsorptionsverbindungen wurden darauf auf ihre Sorptionskapazität mittels Ba-Azetat untersucht. Dabei stellten sie fest, daß diese mit wachsendem SiO<sub>2</sub> : R<sub>2</sub>O<sub>3</sub>-Verhältnis zunahm. Das Maximum der Sorption wurde bei einem SiO<sub>2</sub> : Al<sub>2</sub>O<sub>3</sub>-Verhältnis von 9 : 1 (255 mval je 100 g SiO<sub>2</sub>) und bei einem SiO<sub>2</sub> : Fe<sub>2</sub>O<sub>3</sub>-Verhältnis von 4,2 : 1 (255 mval je 100 g SiO<sub>2</sub>) erhalten. Sie weisen aber darauf hin, daß das Maximum der Sorption je nach der Darstellungsweise an verschiedenen Punkten liegen kann. Die Sorptionskapazität eines reinen Kieselsäuregels wurde zu 27 mval je 100 g H<sub>2</sub>O-freie SiO<sub>2</sub> gefunden. Die kolloiden Eigenschaften der Hydroxyde wurden von S. MATTSON und A. J. PUGH<sup>4</sup> eingehend untersucht. Das isoelektrische  $p_H$  von Fe(OH)<sub>3</sub> liegt bei 7,1 und dasjenige von Al(OH)<sub>3</sub> bei 8,1. Je weiter man sich vom isoelektrischen Punkt nach oben entfernt, desto größer wird die Kationenadsorption, nach dem sauren Gebiete zu steigt die Anionensorption. Da der isoelektrische Punkt bei Fe(OH)<sub>3</sub> und Al(OH)<sub>3</sub> in der Nähe des Neutralpunktes liegt, erhält man bei der Bestimmung mit Ba-Azetat ( $p_H$  7) keine Kationenadsorption. Die Anionenadsorption wurde dadurch festgestellt, daß die Hydroxyde mit Oxalatlösungen (NH<sub>4</sub>-Oxalat), ins Gleichgewicht gebracht wurden, die durch Zusatz von Oxalsäure auf verschiedenes  $p_H$  gebracht wurden. Dabei wurde der Zusatz an C<sub>2</sub>O<sub>4</sub>'' immer gleichgehalten. Je weiter der  $p_H$ -Wert vom isoelektrischen Punkt nach dem sauren Bereich zu entfernt war, desto größer war die Sorption an C<sub>2</sub>O<sub>4</sub>''. S. MATTSON und Y. GUSTAFSSON<sup>5</sup> zeigen an Hand von Titrationskurven, daß die Bodenkolloide sich genau so verhalten wie schwache Säuren oder Basen. In einer weiteren Arbeit<sup>6</sup> untersuchen sie den Gel- und Solkomplex bei der Bodenbildung, insbesondere auch die Rolle der organischen Substanz. In einer früheren Arbeit war festgestellt worden, daß sich die Titrationskurven mit und ohne Neutralsalzzusatz unterscheiden. Dieser Befund wurde weiter ausgebaut<sup>7</sup>.

#### Der sorbierte Wasserstoff.

Nachdem man erkannt hatte, daß die Bodenkolloide mehr oder weniger stark durch Wasserstoffionen abgesättigt sind, wurden viele Versuche und Betrachtungen angestellt, um die Bindungsverhältnisse der H-Ionen aufzuklären. Insbesondere sind Vergleiche zwischen „Bodenacidoiden“ und wahren Säuren außerordentlich oft in der Literatur angestellt worden. Eine Säure wird im allgemeinen definiert durch ihren Titrationswert und ihren Dissoziationswert. Der Titrationsverlauf kann weitgehend Aufschluß über den Charakter der Säure geben, ob wir

<sup>1</sup> MATTSON, S.: a. a. O. S. 149.

<sup>2</sup> LÖDDESÖL, A.: Investigations concerning separation of similiary charged ions from soils by electrodialysis. Soil Sci. **33**, 375 (1932).

<sup>3</sup> MATTSON, S., u. J. S. CSIKY: The laws of soil colloidal behavior: The cation exchange-maximum in alumino-silicates. Soil Sci. **39**, 161 (1935).

<sup>4</sup> MATTSON, S., u. A. J. PUGH: The laws of soil colloidal behavior: The electrocinetics of hydrous oxides and their ionic exchange. Soil Sci. **38**, 299 (1934).

<sup>5</sup> MATTSON, S., u. Y. GUSTAFSSON: The laws of soil colloidal behavior: Colloidal electrolytes. Soil Sci. **43**, 421 (1937).

<sup>6</sup> MATTSON, S., u. Y. GUSTAFSSON: The laws of soil colloidal behavior: The gel and the sol complex in soil formation. Soil Sci. **43**, 453 (1937).

<sup>7</sup> MATTSON, S., u. KWANG CHIUNG HOU: The laws of soil colloidal behavior: The neutral salt effect and the amphoteric points of soils. Soil Sci. **44**, 151 (1937).

es mit einer schwachen oder einer starken Säure, mit einer einbasischen oder mehrbasischen zu tun haben. Eine Titrationskurve für eine in Lösung befindliche Säure ist sehr schnell zu erhalten, weil sich das Gleichgewicht fast augenblicklich einstellt. Weit schwieriger sind die Verhältnisse, wenn man die Titrationskurve eines H-Kolloids aufstellen will. Wenn man sich die Struktur der Tonminerale vor Augen hält, wird man verstehen, daß die Gleichgewichtseinstellung nicht augenblicklich erfolgt, weil die Base einen mehr oder weniger großen Weg zurücklegen muß, um an den auszutauschenden Wasserstoff im Kristallgitter heranzukommen. Hinzukommt, daß die Oberfläche der Kolloide „Metastrukturen“ aufweist, welche eine verschiedene Haftfestigkeit der Ionen bedingen. Bei der Titration eines Wasserstoffkolloids kann man also nicht unmittelbar nach dem Laugezusatz das  $p_H$  bzw. die Leitfähigkeit bestimmen, sondern man muß die Base eine gewisse Zeit einwirken lassen, bis sich das Gleichgewicht eingestellt hat. So stellten M. S. ANDERSON und H. G. BYERS<sup>1</sup> fest, daß nach ihren Versuchen das Gleichgewicht sich erst nach 36–48stündigem Schütteln eingestellt hatte. R. BRADFIELD<sup>2</sup> stellte als erster eine gute Übereinstimmung zwischen den Titrationskurven von Bodenacidoiden und denen von schwachen Säuren fest. Dabei ging er in der Art vor, daß er die Tonsuspensionen zum Alkali zusetzte, weil nur auf diese Weise Knickpunkte in der Titrationskurve auftraten. Da die Tonsuspensionen vor der Titration nicht von den anderen sorbierten Basen befreit worden waren, beziehen sich die Titrationskurven nur auf einen kleinen Teil des Sorptionskomplexes. Aus diesem Grunde wurden die Tone in einer späteren Arbeit vor der Titration elektrodialysiert<sup>3</sup>. A. NATH PURI und A. G. ASGHAR<sup>4</sup> stellten fest, daß das Gleichgewicht zwischen H-Böden und den zugesetzten Basen sich nach 48 Stunden eingestellt hatte. Bei der Titration mit verschiedenen Laugen (Li, Na, K, NH<sub>4</sub>, Mg, Sr, Ca) trafen sie die Feststellung, daß der Verlauf der Kurven bei allen Basen gleich war, dagegen war die Menge an Basen, welche zur Erzielung eines bestimmten  $p_H$ -Wertes zugesetzt werden mußte, von Base zu Base verschieden. Bei LiOH war der Zusatz zur Erreichung des  $p_H$ -Wertes 7 um rund 25% niedriger als bei der Verwendung von Ca(OH)<sub>2</sub>. Dies steht in Übereinstimmung mit den Beobachtungen an schwachen Säuren, z. B. der Phosphorsäure. Auch der Endpunkt der Titration wurde bei Anwendung der erwähnten Basen bei verschiedenem  $p_H$  erreicht. Da der Endpunkt sehr verschwommen ist, wurde von A. NATH PURI und A. G. ASGHAR eine Methode von L. J. HARRIS<sup>5</sup> herangezogen. Diese Methode fußt darauf, daß das  $p_H$ -Intervall zwischen dem Beginn und Ende der Titration einer einbasischen Säure gleich 4 ist (schwache Säure + starke Base). Da das Anfangs- $p_H$  der von A. NATH PURI und A. G. ASGHAR untersuchten H-Böden bei 3,5 lag, brauchten sie unter der Annahme, daß die H-Böden mit einer einbasischen Säure vergleichbar sind, nur bis  $p_H$  7,5 zu titrieren, um den Neutralpunkt zu bestimmen. Tatsächlich lag bei  $p_H$  7,5 ein Wendepunkt in der Kurve. Bei weiterem Zusatz von Lauge stieg die Kurve weiterhin an. Daraus schließen sie, daß die Bodenacidoide mit einer zweibasischen Säure vergleichbar sind. Da nun der Neutralisationspunkt bei den einzelnen Böden bei verschiedenem  $p_H$  liegt, ist das, was man als Austauschkapazität bezeichnet, ihrer

<sup>1</sup> ANDERSON, M. S., u. H. G. BYERS: Neutralization curves of the colloids of soils representative of the great soil groups. U. S. Dep. Agricult. Techn. Bull. **542** (1936).

<sup>2</sup> BRADFIELD, R.: The nature of the acidity of the colloidal clay of acid soils. J. amer. chem. Soc. **45**, 2669 (1923).

<sup>3</sup> BRADFIELD, R.: Some reactions of colloidal clay. J. physic. Chem. **35**, 367 (1931).

<sup>4</sup> NATH PURI, A. u. A. G. ASGHAR: Titration curves and dissociation constants of soil acidoids. Soil Sci. **45**, 359 (1938).

<sup>5</sup> HARRIS, L. J.: Titration of amino and carboxyl groups in amino acids, polypeptides etc. Proc. roy. Soc. Lond. **95** B, 440 (1923).

Meinung nach theoretisch belanglos, selbst wenn diese bei einem bestimmten  $p_H$  bestimmt wird. Genau so wie der Neutralpunkt von schwachen Säuren bei verschiedenen  $p_H$ -Werten liegt, trifft dies auch für den Boden zu. Deshalb muß nach ihrer Meinung das „Acidoidäquivalent“ eine fundamentale Konstante zur Charakteristik des Bodens werden. Die Bestimmung würde dann zweckmäßigerweise so erfolgen, daß man den H-Boden potentiometrisch mit Na bis zu dem  $p_H$ -Punkt, welcher 4 Einheiten höher als das ursprüngliche  $p_H$  liegt, titriert. Unter der Annahme einer zweibasischen Säure müßte dann der so erhaltene Wert noch mit dem Faktor 2 multipliziert werden, um das Säureäquivalent zu erhalten. Die vollständige Neutralisation des Acidoids tritt bei einem so hohen  $p_H$ -Wert ein, daß für alle praktischen Zwecke nur die Neutralisation des ersten Wasserstoffs in Betracht genommen zu werden braucht. Auf Grund ihrer Versuche kommen sie zu einer präziseren Definition des Sorptionsvermögens der Böden. Die „Basenaustauschkapazität  $T/2$ “ ist äquivalent der Menge an Basen, welche zur Bildung des primären Salzes erforderlich ist. „Sättigungskapazität  $T$ “ ist äquivalent der gesamten Menge an Basen, welche zur Bildung des normalen Salzes erforderlich sind. An 32 Böden bestimmten sie diese Werte und setzten sie in Vergleich zum Tongehalt. Die Berechnung der Dissoziationskonstanten aus den Titrationskurven ergab, daß die Bodenacidoide zu den schwachen Säuren zu rechnen sind, und zwar sind sie nach ihren Berechnungen von ähnlicher Stärke wie die Harnsäure, manche reichen aber auch an die Essigsäure heran. Es gelang A. NATH PURI und A. G. ASGHAR<sup>1</sup>, den sorbierten Wasserstoff auch noch auf eine andere Weise als durch elektrometrische Titration zu bestimmen. Die H-Böden wurden mit einem Überschuß von Ammoniak 48 Stunden geschüttelt und der Überschuß des Ammoniaks durch Kochen ausgetrieben. Die Bestimmung des vom Boden zurückgehaltenen  $NH_4$  ergab, daß dieses äquivalent  $T/2$  war, also dem Werte, der durch die Titration bis zum ersten Wendepunkte von ihnen früher bestimmt wurde. Der  $p_H$ -Wert lag bei den verschiedenen mit  $NH_3$  behandelten Böden zwischen 6 und 8. Auch bei mehr oder weniger mit anderen Basen, z. B. Ca, abgesättigten Böden erhielten sie mittels dieser Methode gute Werte für den sorbierten Wasserstoff.

C. LA ROTONDA<sup>2</sup> nahm Messungen der Reaktion, der Viskosität, der Leitfähigkeit und der Koagulation an Suspensionen von sauren Tönen vor (Größe der Teilchen  $< 0,1 \mu$ ). Die Böden wurden in verschiedenem Grade durch Kationen unter Zusatz der betreffenden Basen [ $NaOH$ ,  $KOH$ ,  $NH_4OH$ ,  $Ca(OH)_2$  und  $Ba(OH)_2$ ] abgesättigt. Bei äquivalentem Zusatz der erwähnten Basen zu den H-Böden wurde das  $p_H$  in verschiedenem Maße verändert. Der größte Anstieg wurde durch  $NaOH$  erzielt, der geringste durch Ca und Ba. So waren z. B. zur Erreichung des  $p_H$ -Wertes von 6 rund 2 mval  $NaOH$ , dagegen 3 mval  $KOH$  und 5 mval  $Ca(OH)_2$  erforderlich. In ihrer Wirkung auf die Veränderung der Reaktion des Tones ließ sich folgende Reihe aufstellen:  $NaOH > KOH > NH_4OH > Ca(OH)_2 > Ba(OH)_2$ . Beim Vergleich der  $p_H$ -Werte der Suspensionen mit denen der Ultrafiltrate konnte der Suspensionseffekt studiert werden. Bis zu einem gewissen  $p_H$ -Wert machte sich der H-Ionen-Effekt (Suspension saurer als das Ultrafiltrat), darüber hinaus der OH-Ionen-Effekt (Suspension alkalischer als das Ultrafiltrat) bemerkbar. Der  $p_H$ -Wert, bei dem der Suspensionseffekt Null wurde, war von Alkali zu Alkali verschieden, auch änderte sich

<sup>1</sup> NATH PURI, A., u. A. G. ASGHAR: Reaction between ammonia and soils. Soil Sci. **45**, 477 (1938).

<sup>2</sup> LA ROTONDA, C.: Zur Kenntnis der physikalischen Eigenschaften von Kolloiden. Kolloid-Beih. **35**, 413 (1932) — Zur Kenntnis der physikalischen Eigenschaften von Kolloiden. Z. Pflanzenernähr. **30**, 269 (1933).

dieser Wert mit dem Boden. Die Nullwerte lagen zum Teil unter 6, zum Teil auch über 7. Es trifft also nicht zu, daß man den Neutralpunkt auch als Übergangspunkt des Suspensionseffektes von sauer nach alkalisch ansetzen kann. Die Viskositätsmessungen ergaben, daß sich die Viskosität mit der Entfernung der H-Ionen aus dem Tonkomplex verminderte und damit der Dispersitätsgrad anstieg. Der Einfluß der Kationen auf den Dispersitätsgrad erfolgte im übrigen im Sinne der lyotropen Reihen, war aber bei den einzelnen Böden verschieden. Die Koagulation bei Zusatz von Kaliumsulfat, Kaliumchlorid, Karnallit, Monokalziumphosphat und Ammonsulfat war bei gleichem Zusatz von Elektrolyten am stärksten bei dem H-Ton und sie war um so schwächer, je mehr der Wasserstoff durch andere Kationen ersetzt wurde. Dies weist seiner Ansicht nach darauf hin, daß die H-Ionen, im Gegensatz zu den Ca- und Na-Ionen, sich als günstig für den Übergang des Tones aus dem Solzustand in den Gelzustand erweisen, sofern sie nicht in allzu starkem Maße an der Zusammensetzung des Komplexes beteiligt sind.

H. JENNY<sup>1</sup> gibt eine Übersicht über die Durchmesser der hydratisierten und der dehydratisierten Ionen, bemerkt aber, daß bei kolloiden Systemen die sorbierten Ionen nur etwa einen Durchmesser haben, der zwischen dem im hydratisierten und dehydratisierten Zustande liegt. Außerdem ist die Hydratation abhängig von dem betreffenden kolloiden System. Das Wasserstoffion nimmt eine Sonderstellung ein. Infolge seines kleinen Durchmessers ist es stark hydratisiert und müßte demnach nur ein schwaches Eintauschvermögen besitzen. In Wirklichkeit tauscht das Wasserstoffion aber verhältnismäßig stark ein. H. JENNY führt diese Anomalie darauf zurück, daß die Bindungskräfte zwischen OH und H besonderer Natur sind, weil die Tendenz zur Wasserbildung besteht. Die starken Kräfte scheinen chemischer Natur zu sein. Nach seiner Ansicht steht damit in Übereinstimmung, daß die meisten Forscher, welche an Wasserstofftonen arbeiteten, die chemische Natur der Tonacidoide hervorkehren, während die anderen die elektrostatische und physikalische Natur mehr betonen. Bekanntlich können zwei einwertige Kationen durch ein zweiwertiges ersetzt werden. Man muß deshalb annehmen, daß eine der beiden Stellen, wo das einwertige Kation seinen Sitz hatte, frei bleibt, da das zweiwertige Kation ja nicht in zwei Teile zerfällt. Da nun zwei Na-Ionen einen Raum von  $7,88 \text{ \AA}^3$ , ein Ca-Ion dagegen nur einen Raum von  $4,99 \text{ \AA}^3$  einnimmt, kann der freie Raum, z. B. bei Permutiten, mit Wasser gefüllt werden. Daraus ist zu folgern, daß Permutite mit zweiwertigen Kationen stärker hydratisiert sein müssen als Permutite mit einwertigen Kationen. Beim Ersatz von Na durch H müßte auch hierbei eine stärkere Hydratation eintreten, entsprechend dem kleineren Volumen von H. In Wirklichkeit ist jedoch die Hydratation der H-Permutite bedeutend größer, als nach dem Unterschied des Volumens der Ionen erwartet werden könnte. H. JENNY erklärt diese Erscheinung damit, daß beim Eintausch von H in die Doppelschicht Kristallwasser entsteht ( $\text{OH} + \text{H}$ ). Bei den natürlichen Bodenkolloiden können seiner Ansicht nach Unterschiede in der Kristallstruktur und Veränderung der Teilchengröße und damit des elektrokinetischen Potentials der Kolloide eine entscheidende Rolle spielen. In diesen Systemen kann der Hydratationseffekt der Ionen und die Polarisation der Wassermoleküle in einem bestimmten Ausmaß die Rolle überdecken, welche die Kavernen in den Permutiten spielen.

I. N. MUKHERJEE und Mitarbeiter<sup>2</sup> kamen an Hand von Versuchen an Kiesel-

<sup>1</sup> JENNY, H.: Studies on the mechanism of ionic exchange in colloidal aluminium silicates. *J. phys. Chem.* **36**, 2215 (1932).

<sup>2</sup> MUKHERJEE, I. N., R. P. MITTRA u. U. S. MUKHERJEE: Die charakteristischen Eigenschaften saurer Stoffe in kolloiddispersen Lösungen im Gegensatz zu Säuren in molekular-disperser Form. *Kolloid-Beih.* **47**, 1 (1938).

säuregel und H-Ton zu einer neuen Anschauung über die Bindung des Wasserstoffs: Die Doppelschicht besteht aus einer primär adsorbierten Ionenschicht mit fest in die Oberfläche der Kolloide eingebauten Ionen. Diese Innenschicht bildet eine Schicht lokalisierter Punktladungen. Durch elektrostatische Kräfte wird eine äquivalente Ionenmenge von entgegengesetzter Ladung in der Nähe der Oberfläche festgehalten. Ein Teil dieser Ionen kann durch rein elektrostatische Kräfte festgehalten werden, außerdem können aber auch chemische (Valenz-) Kräfte oder scheinbar chemische und VAN DER WAALSsche Kräfte eine Rolle spielen. Beim Zusatz von BaCl<sub>2</sub>-Lösung zu einem H-Ton können nun folgende Möglichkeiten eintreten: 1. Es werden äquivalente Mengen an Wasserstoffionen verdrängt, indem im Falle eines einwertigen Anions der Innenschicht zwei Anionen ein Ba-Ion binden:  $\begin{matrix} -OH \\ -OH \end{matrix} + BaCl_2 = \begin{matrix} -O \\ -O \end{matrix} \rangle Ba + 2 HCl$ . 2. Es werden weniger Wasserstoffionen verdrängt, als der zugesetzten Menge BaCl<sub>2</sub> entspricht. Dies ist dadurch zu erklären, daß das ganze Salz aufgenommen wird, so daß nur ein Wasserstoff- durch ein Ba-Ion verdrängt wird. Eine Valenz des Ba-Ions wird dann durch das Anion der Innenschicht, die andere durch ein Chlorion abgesättigt:  $-OH + BaCl_2 = -O - Ba - Cl + HCl$ . Bei dieser Sorptionsweise sind also auch Cl-Ionen in der Außenschicht der elektrischen Doppelschicht anwesend. Ihre Annahme stützt sich auf folgende Beobachtung: a) W. CHLOPIN und A. BALANDIN<sup>1</sup> stellten an Mangansuperoxydhydrat fest, daß die Menge der ausgetauschten H-Ionen geringer war, als sie nach der Sorption von Ba hätte sein müssen. b) Beim isoelektrischen Punkt wurde von MCBAIN Oberflächenladung beobachtet. c) Die Ladung von Manganoxydsol und kolloider Kieselsäure schlägt bei hohen Konzentrationen von BaCl<sub>2</sub> und AlCl<sub>3</sub> von negativ nach positiv um. Dies ist vom chemischen Standpunkt ihrer Meinung nach nur dadurch zu erklären, daß sich ein positiv geladenes Komplexion an der Oberfläche gebildet hat, welches das Kation enthält. Weiterhin bestimmten sie die Gesamtazidität eines Wasserstofftones mittels verschiedener Methoden unter Anwendung von Ba(OH)<sub>2</sub>, Ca(OH)<sub>2</sub>, NH<sub>4</sub>OH und NaOH: 1. durch potentiometrische Titration bis zum Wendepunkt, 2. durch potentiometrische Titration bis  $p_H$  7, 3. durch konduktometrische Titration bis zum Wendepunkt. Die Wendepunkte bei 1 und 3 lagen immer unter  $p_H$  6. Die so errechnete Sorptionskapazität nahm in folgender Reihenfolge ab: Ca(OH)<sub>2</sub> = Ba(OH)<sub>2</sub> > NH<sub>4</sub>OH > NaOH. Gaben sie nun vor der Titration ein Chlorid mit demselben Kation hinzu [also bei der Titration von Ba(OH)<sub>2</sub> einen Zusatz von BaCl<sub>2</sub>], dann fanden sie eine Gesamtazidität, die um ein Bedeutendes höher war als ohne Chloridzusatz (Tab. 31).

Tabelle 31. Gesamtazidität von H-Ton, bestimmt durch elektrometrische Titration bis  $p_H$  7 mit und ohne Salzzusatz. (Nach I. N. MUKHERJEE.)

Titriert mit:	Gesamtazidität (Normalitäten · 10 <sup>-5</sup> ) ohne Salzzusatz	Konzentration der Salzlösung	Gesamtazidität mit Salzzusatz
Ba(OH) <sub>2</sub>	29,5	0,1n-BaCl <sub>2</sub>	50,0
Ba(OH) <sub>2</sub>	29,5	0,01n-BaCl <sub>2</sub>	27,2
Ca(OH) <sub>2</sub>	31,0	0,1n-CaCl <sub>2</sub>	48,0
NaOH	18,0	0,1n-NaCl	31,0
NaOH	18,0	0,01n-BaCl <sub>2</sub>	26,8

Damit dürfte ihrer Ansicht nach bewiesen sein, daß der Wendepunkt in den Titrationskurven, der ja, wie erwähnt, unter  $p_H$  6 lag, bzw. die Titration bis

<sup>1</sup> CHLOPIN, W., u. A. BALANDIN: Über die Adsorption des Bariumchlorids durch das kolloidale Mangansuperoxydhydrat in wässrigen Lösungen. Z. anorg. u. allg. Chem. **149**, 157 (1925).



$p_H$  7 in keiner Weise der Neutralisation aller reaktionsfähigen Wasserstoffionen entspricht. Durch den Zusatz von Neutralsalz wird ein Teil der sonst nicht erfaßbaren H-Ionen ausgetauscht und gibt so Veranlassung zu einer höheren Gesamtazidität. Über die Bindung des Wasserstoffs machen sie folgende Annahme: Es erscheint notwendig, das Vorhandensein von sekundär adsorbierten Wasserstoffionen in verschiedenen Energieebenen zu fordern. Freie Wasserstoffionen in Wasser sind höchstwahrscheinlich hydratisiert. Wenn das Wasserstoffion aber den Teil einer undissoziierten Säure bildet, befindet es sich im wasserfreien Zustande. In diesem wasserfreien Zustande kann sich das Wasserstoffion anderen Ionen stärker nähern, es wird stärker sorbiert, als wenn es hydratisiert ist. Der an Kolloiden sorbierte Wasserstoff liegt ihrer Meinung nach zum Teil in hydratisiertem, zum Teil in dehydratisiertem Zustande vor und ist im ersten Falle schwach und im zweiten Falle stark gebunden. Während der Neutralisation eines H-Kolloids mit einer Base werden die adsorbierten Wasserstoffionen in zwei verschiedenen Zuständen neutralisiert. Der erste Wendepunkt in der Titrationskurve stellt ihrer Ansicht nach die Neutralisation sowohl der freien als auch der schwach sorbierten Wasserstoffionen dar. Die dehydratisierten H-Ionen, welche von der Oberfläche stärker festgehalten werden, werden jenseits des Wendepunktes neutralisiert und erfordern ein höheres  $p_H$  für die Wechselwirkung.

### Die organischen Bodenkolloide.

Sorption von organischen an anorganische Kolloide.

Über die Bindungsverhältnisse der organischen Substanz im Boden liegen nur wenige Arbeiten vor. Schon seit langer Zeit besteht die Annahme, daß zwischen dem anorganischen und organischen Bodenkomplex eine physikalische bzw. chemische Bindung vorhanden ist. Einige Versuche der letzten Jahre haben bestätigt, daß im Boden zum mindesten ein Teil der organischen Substanz an den anorganischen Komplex gebunden ist. U. SPRINGER<sup>1</sup> stellte fest, daß in Böden mit Humusstoffen des Schwarzerdetypus (Schwarzerdeböden, Rendzinaböden, Niedermoorböden) ein nur mit Flußsäure aufschließbarer Humosilikatkomplex auftritt, der die für jene Humusstoffe charakteristische graue bis grauschwarze Humuskomponente in besonders reiner Form enthält. L. MEYER<sup>2</sup> konnte in eindeutigen Versuchen zeigen, daß eine Stabilisierung von Humus durch Montmorillonit eintritt. Diese Versuche wurden derart angesetzt, daß Nettolin mit einem Montmorillonitton im Verhältnis 20:1 bis 1:3 gemischt wurde. Darauf wurde dieses Gemisch mit verdünnten  $NH_3$ -Lösungen (2,5%, 4,0%, 6,0%  $NH_3$ ) bzw. 0,25proz. NaOH ausgezogen, nachdem vor der Extraktion der sorbierte Kalk mit HCl ausgewaschen worden war. Bei der Extraktion wurde die Einwage an Substanz immer so vorgenommen, daß die Flüssigkeit auf immer gleiche Mengen Nettolin einwirkte. Nach der Filtration wurden die in Lösung gegangenen Humusstoffe kolorimetrisch bestimmt und in Vergleich zum Extrakt gesetzt, der ohne Zusatz von Ton nur aus dem Nettolin erhalten wurde. Dieser Wert wurde gleich 100 gesetzt. Die Versuche zeigten, daß sich der Gehalt an Alkali- und  $NH_3$ -löslichen Humusstoffen um so mehr verringerte, je mehr Ton dem Nettolin zugesetzt worden war. Wirkten auf 1 Teil Nettolin 3 Teile Ton ein, so wurden 80–90% der vorher alkalilöslichen Humusstoffe festgelegt. Auch bei der Extraktion mit stärkerer  $NH_3$ -Lösung (6%) konnte aus den Mischungen mit hohem

<sup>1</sup> SPRINGER, U.: Farbtiefe und Farbcharakter von Humusextrakten in ihrer Abhängigkeit von der Alkalikonzentration, zugleich ein Beitrag zur Kenntnis der Humustypen. Z. Pflanzenernährg **34**, 1 (1934).

<sup>2</sup> MEYER, L.: Darstellung und Verwendung von Humus-Ton-Gemischen als Träger von Pflanzennährstoffen und als Bodenverbesserungsmittel. Z. Pflanzenernährg **39**, 211 (1935).

Tonzusatz keine wesentlich größere Menge als mit 2proz.  $\text{NH}_3$ -Lösung ausgezogen werden. L. MEYER vermutet, daß die Festlegung der Humusstoffe auf adsorptivem Wege erfolgt, daß sich also Tonhumuskomplexe bilden. Eine weitere Möglichkeit wäre seiner Meinung nach noch die, daß unter dem Einfluß des Alkalis bei der Extraktion die löslichen Humusstoffe in unlösliche übergeführt würden, so daß also der Tonhumuskomplex sekundärer Natur wäre. Diese Erklärungsmöglichkeit scheint jedoch weniger wahrscheinlich zu sein.

A. TH. TJULIN<sup>1</sup> teilt den Bodenkomplex in zwei Gruppen ein, in die elektro-negativen und in die isoelektrischen Gele. Die ersteren werden durch Peptisation des Na-Bodens (Sättigen mit NaCl, Auswaschen des überschüssigen NaCl) in Wasser abgetrennt. Die isoelektrischen Gele werden dadurch in Lösung gebracht, daß nach der Abtrennung der elektronegativen Gele der Boden mit schwacher HCl behandelt wird (Auflösung von  $\text{Al}_2\text{O}_3$  und  $\text{Fe}_2\text{O}_3$ , welche den Humuskomplex stabilisieren) und danach mit verdünnter NaOH ausgezogen. Dabei stellte er fest, daß die Hauptmenge des Stickstoffs in der ersten Gruppe zu finden war. Dies weist seiner Ansicht nach darauf hin, daß die Eiweißstoffe (womöglich partiell als Schutzkolloide) in der ersten Gelgruppe enthalten sind, d. h. daß hier der Humus ein Lignin-Protein-Komplex ist, während in der zweiten Gruppe der isoelektrischen Gele ein Ligninhumus vorhanden ist. A. TH. TJULIN<sup>2</sup> konnte durch fraktionierte Peptisation und Koagulation von Bodenkolloiden (Schwarzerde, Roterde, Podsol) zeigen, daß der Humus auf der Oberfläche der anorganischen Kolloidteilchen lose festgehalten wird. Die Quantität und die Zusammensetzung dieser sorbierten Humate kann seiner Meinung nach einen wertvollen Maßstab für die Bodenfruchtbarkeit liefern. Allerdings müßte dann eine einfachere Untersuchungstechnik ausgearbeitet werden. Neben diesem locker festgehaltenen Humus enthält der Boden auch noch beträchtliche Mengen an Humus, der stärker festgehalten wird. A. TH. TJULIN glaubt jedoch, daß der Stickstoff und die Phosphorsäure dieser Humate von den Mikroorganismen kaum aufgenommen werden können. Wegen einer einfacheren Bestimmung des schwach gebundenen Humus weist er auf die Methoden von K. SIMON und U. SPRINGER hin. G. J. SIDERI<sup>3</sup> untersuchte erstmalig die Adsorption von Humaten an fein gemahlene Quarzsand. Er konnte feststellen, daß hierbei eine Sorption eintritt, die so fest ist, daß die Humate mit Wasser nicht mehr ausgewaschen werden können. Ca-Humate wurden von Sand in stärkerem Maße adsorbiert als Na-Humate. An 1 g Sand konnten in einem Versuche 28,9 mg Ca-Humat sorbiert werden, welches durch wiederholtes Auswaschen mit Wasser nicht entfernt werden konnte. Die Adsorption von Protein an Quarzsand wurde schon früher von H. FREUNDLICH und H. A. ABRAMSON<sup>4</sup> sowie von G. LINDAU und R. ROTHUIS<sup>5</sup> festgestellt. Die letzten beiden Forscher stellten fest, daß die Adsorption der Proteine an Quarz den Gesetzen von J. LANGMUIR folgt. Die Adsorption von Humaten an verschiedenen Tönen war nach G. J. SIDERI im allgemeinen äußerst gering. Bei einigen Tönen konnte überhaupt keine Adsorption von Humus festgestellt werden. H. E. MYERS<sup>6</sup> untersuchte die physikalisch-chemischen Reaktionen zwischen

<sup>1</sup> TJULIN, A. TH.: Peptisationsanalyse der Bodenkolloide. *Kolloid-Z.* **70**, 211 (1935).

<sup>2</sup> TJULIN, A. TH.: The composition and structure of soil organo-mineral gels and soil fertility. *Soil Sci.* **45**, 341 (1938).

<sup>3</sup> SIDERI, G. J.: On the formation of structure in soil: II. Synthesis of aggregates; on the bonds uniting clay with sand and clay with humus. *Soil Sci.* **42**, 461 (1936).

<sup>4</sup> FREUNDLICH, H., u. H. A. ABRAMSON: Über die kataphoretische Wanderungsgeschwindigkeit größerer Teilchen in Solen und Gelen. *Z. physik. Chem.* **133**, 33 (1928).

<sup>5</sup> LINDAU, G., u. R. ROTHUIS: Die physikalisch-chemische Analyse adsorbierter Eiweißmoleküle der Grenzfläche fest/flüssig. *Z. physik. Chem.* **172**, 321 (1935).

<sup>6</sup> MYERS, H. E.: Physicochemical reactions between organic and inorganic soil colloids as related to aggregate formation. *Soil Sci.* **44**, 331 (1937).

anorganischen und organischen Kolloiden. Organische Kolloide änderten die Viskosität von kolloiden Tonsolen in einem solchen Ausmaße, daß die Änderung nicht durch mechanische Mischung erklärt werden konnte. Das Ausmaß der Änderung war abhängig von der Menge der organischen Substanz, dem sorbierten Kation und dem Bodentyp. Wurde fein gemahlener Orthoklas oder Aluminiumoxyd mit organischen Kolloiden gemischt, so trat eine Verringerung der Austauschkapazität gegenüber den errechneten Werten ein. Die Wanderungsgeschwindigkeit von Tonsolen nahm bei Zusatz organischer Kolloide bis zu einem Maximum zu, um dann wieder abzunehmen. Es schien eine chemische Verbindung zwischen den organischen und anorganischen Kolloiden eingetreten zu sein (polare Adsorption). Die Tendenz zur Bindung schien am ausgeprägtesten unter sauren Bedingungen vorzuherrschen. Trocknen und Wiederbewässern hatten nur wenig Einfluß auf die Sorptionskapazität der organischen Kolloide. Organische Kolloide, die entweder mit H oder Ca gesättigt waren, hatten eine viel stärkere Wirkung auf die Verkittung von Sandteilchen zu wasserstabilen Aggregaten als die entsprechenden anorganischen Kolloide. A. L. PRINCE und S. J. TOH<sup>1</sup> untersuchten den Einfluß der organischen Substanz auf die Sorption und stellten eine Zunahme der Sorption bei Düngung mit organischer Substanz fest. B. D. WILSON und E. V. STARKER<sup>2</sup> machten die Feststellung, daß Ionen, die für gewöhnlich als Kationen reagieren, im Anodenraum und Anionen im Kathodenraum zu finden waren. Sie nehmen an, daß diese Ionen als integrierende Teile der organischen Substanz mit dem Strom wandern. Weiterhin sei noch auf eine Arbeit von G. BARBIER<sup>3</sup> hingewiesen, welcher den Einfluß organischer Kolloide auf verschiedene physikalische und chemische Bodeneigenschaften untersuchte.

#### Sorptionskapazität des organischen Bodenanteils.

In stärkerem Maße als mit den Bindungsverhältnissen zwischen anorganischem und organischem Komplex hat man sich in den letzten Jahren mit der Bestimmung der Sorptionskapazität der organischen Substanz des Bodens beschäftigt. Diese kann auf folgenden Wegen ausgeführt werden: 1. Der organische Anteil des Bodens wird entweder mit Alkalihydroxyd oder Ammoniak ausgezogen, durch ein Ultrafilter filtriert, durch Zusatz einer Mineralsäure wieder ausgeflockt und dann durch Auswaschen mit einer Azetatlösung (Ba bzw. Ca) der *T*-Wert bestimmt<sup>4</sup>. 2. Der Boden wird durch Sättigen mit NaCl in einen Na-Boden verwandelt, das überschüssige NaCl ausgewaschen und dann in H<sub>2</sub>O peptisiert bzw. in Lösung gebracht, und durch Zusatz von KCl wieder koaguliert. Dabei kann nach A. TH. TJULIN<sup>5</sup> die organische Komponente von der anorganischen weitgehend getrennt werden. 3. Die organische Substanz wird durch Erhitzen des Bodens zerstört und die Sorptionskapazität vor und nach dem Glühen bestimmt<sup>6</sup>. 4. Die organische Substanz wird durch H<sub>2</sub>O<sub>2</sub> zerstört und aus der

<sup>1</sup> PRINCE, A. L., u. S. J. TOH: Electrolysis and cation exchange studies on soils of varying organic matter content. *Soil Sci.* **43**, 205 (1937).

<sup>2</sup> WILSON, B. D., u. E. V. STARKER: Ionic relationships in peat. *Soil Sci.* **43**, 247 (1937).

<sup>3</sup> BARBIER, G.: Influence des colloïdes humiques sur certaines propriétés physiques et chimiques des terres argileuses. *Annales agronom.* **5**, 778 (1935).

<sup>4</sup> MYERS, H. E.: Physico-chemical reactions between organic and inorganic soil colloids as related to aggregate formation. *Soil Sci.* **44**, 331 (1937). — ARNOLD, C. W. B., u. H. J. PAGE: Studies on the carbon and nitrogen cycles in the soil. The extraction of the organic matter of the soil with alkali. *J. agricult. Sci.* **20**, 460 (1930). — McGEORGE, W. T.: Organic compounds associated with base exchange reactions in soils. *Ariz. Agricult. Exper. Stat. Techn. Bull.* **1931**, 31. — ODÉN, S.: Die Huminsäuren. *Chemisch-physikalische und bodenkundliche Forschungen. Kolloid-Beih.* **11**, 75 (1919).

<sup>5</sup> TJULIN, A. TH.: Peptisationsanalyse der Bodenkolloide. *Kolloid-Z.* **70**, 207 (1935).

<sup>6</sup> KERR, W. H.: The identification and composition of the soil aluminosilicate active in base exchange and soil acidity. *Soil Sci.* **26**, 385 (1928). — McGEORGE, W. T.: Organic base-exchange compounds in soils. *J. amer. Soc. Agronomy* **26**, 575 (1934).

Abnahme des Sorptionsvermögens und dem C-Gehalt auf organische Substanz umgerechnet<sup>1</sup>. Der Nachteil der 1. und 2. Methode beruht darauf, daß die Dispergierung bzw. Lösung der Humate sehr zeitraubend und wahrscheinlich auch nicht vollständig ist. Wenn man jedoch die organische Substanz analysieren will, bilden die unter 1 und 2 beschriebenen Methoden den einzig möglichen Weg. Der Nachteil der 3. Methode liegt darin, daß das Sorptionsvermögen der anorganischen Bodenkolloide beim Erhitzen verringert wird. Beim Erhitzen über 350° geht z. B. das Sorptionsvermögen des Montmorillonits praktisch vollständig verloren. Man müßte demnach die Temperatur unter 300° halten, wobei allerdings eine Zerstörung der organischen Substanz kaum möglich wäre. Infolge dieser Nachteile der Methoden 1—3 wendet man zur Bestimmung des *T*-Wertes der organischen Substanz im Boden fast nur noch die 4. Methode an. Eine Fehlerquelle könnte man darin sehen, daß durch die Behandlung mit H<sub>2</sub>O<sub>2</sub> auch das Sorptionsvermögen des anorganischen Anteils beeinflußt wird. K. K. GEDROIZ<sup>2</sup> konnte jedoch nachweisen, daß der *T*-Wert des anorganischen Anteils des Bodens durch eine Behandlung mit H<sub>2</sub>O<sub>2</sub> keine Änderung erfährt. Dieselbe Feststellung machte W. T. McGEORGE<sup>3</sup> an synthetischen Zeolithen. Eine weitere Fehlermöglichkeit könnte darin liegen, daß durch die Zerstörung des Humus aktive Stellen freigelegt werden, welche vorher der Sorption nicht zugänglich waren. Da der Humus jedoch ein innendisperser Umtauschkörper ist, können die Ionen sicherlich unbehindert den Humus durchdringen, so daß eine Blockierung der anorganischen durch die organischen Kolloide schon aus diesem Grunde unwahrscheinlich ist. Bisher liegen auch noch keine präzisen Beobachtungen vor, aus denen eine stärkere Beeinflussung des *T*-Wertes beim Mischen von Tonmineralen mit organischen Kolloiden zu folgern wäre.

Man hatte wohl erkannt, daß H<sub>2</sub>O<sub>2</sub> die Zerstörung der organischen Substanz bewirkt, aber zunächst wurden keine systematischen Versuche ausgeführt, um die Konzentration des H<sub>2</sub>O<sub>2</sub> und die Einwirkungsdauer in Abhängigkeit von der Abnahme des C-Gehaltes festzulegen. Demnach war auch die von einzelnen Forschern angewandte Arbeitsmethodik bis in die neueste Zeit stark unterschiedlich. So behandelte K. K. GEDROIZ<sup>4</sup> den Boden mit 10proz. H<sub>2</sub>O<sub>2</sub> unter Erwärmung auf 30—40°. B. L. POWERS<sup>5</sup> gebrauchte 30proz. H<sub>2</sub>O<sub>2</sub>, H. W. KERR<sup>6</sup> 3- und 6proz. H<sub>2</sub>O<sub>2</sub> bei einer Temperatur von über 60°, W. T. McGEORGE<sup>7</sup> behandelte 1 g Boden mit 30 cm<sup>3</sup> 15proz. H<sub>2</sub>O<sub>2</sub>, bis durch den Zusatz von H<sub>2</sub>O<sub>2</sub> keine Zersetzungserscheinungen mehr auftraten. J. MITCHELL<sup>8</sup> gebrauchte sowohl 3- als auch 15proz. H<sub>2</sub>O<sub>2</sub> und wiederholte den Zusatz von H<sub>2</sub>O<sub>2</sub>. J. B. BARTLETT und Mitarbeiter<sup>9</sup> bestimmten den *T*-Wert der organischen Substanz von 240 Böden,

<sup>1</sup> ROBINSON, W. O.: The determination of organic matter in soils by means of hydrogen peroxide. *J. agricult. Res.* **34**, 339 (1927). — BAVER, D.: The effect of organic matter upon several physical properties of soil. *J. amer. Soc. Agronomy* **22**, 703 (1930). — Vgl. ferner W. T. McGEORGE Anm. 4, S. 340.

<sup>2</sup> GEDROIZ, K. K., ref. S. S. JARUSOV: On the mobility of exchangeable cations in the soil. *Soil Sci.* **43**, 289 (1937).

<sup>3</sup> KERR, W. H.: a. a. O. S. 385.

<sup>4</sup> GEDROIZ, K. K., ref. L. C. OLSON u. R. H. BRAY: The determination of the organic base-exchange capacity of soils. *Soil Sci.* **45**, 485 (1938).

<sup>5</sup> POWERS, B. L.: Characteristic of dispersible organic colloids in peats. *J. agricult. Res.* **44**, 97 (1932).

<sup>6</sup> KERR, H. W.: The nature of base-exchange and soil acidity. *J. amer. Soc. Agronomy* **20**, 309 (1928).

<sup>7</sup> McGEORGE, W. T.: a. a. O. S. 31.

<sup>8</sup> MITCHELL, J.: The origin, nature, and importance of soil organic constituents having base-exchange properties. *J. amer. Soc. Agronomy* **24**, 254 (1932).

<sup>9</sup> BARTLETT, J. B., R. W. RUBLE u. R. P. THOMAS: The influence of hydrogen peroxide treatments on the exchange capacity of Maryland soils. *Soil Sci.* **44**, 123 (1937).

indem sie dieselben wiederholt (5–6mal) mit 6proz.  $\text{H}_2\text{O}_2$  bei Zimmertemperatur behandelten. Der  $T$ -Wert wurde vor und nach der Oxydation bestimmt. Ebenso wurde der  $C$ -Gehalt vor und nach der Behandlung mit  $\text{H}_2\text{O}_2$  ermittelt. Durchschnittlich wurden durch  $\text{H}_2\text{O}_2$  70–90% der organischen Substanz zerstört, die extremsten Werte lagen bei 14,3 und 97,5%. Der Rückgang der Austauschkapazität durch die Zerstörung der organischen Substanz betrug 0–95%. Eine Berechnung des  $T$ -Wertes auf organische Substanz wurde von ihnen nicht vorgenommen. L. C. OLSON und R. H. BRAY<sup>1</sup> wenden gegen diese Versuche ein, daß die Zerstörung der sorptionsfähigen organischen Substanz nicht vollständig gewesen sein könne, was aus dem hohen  $C$ -Wert der oxydierten Böden ersichtlich wäre. L. C. OLSON und R. H. BRAY untersuchten die Bedingungen, unter welchen eine maximale Zerstörung der organischen Substanz durch  $\text{H}_2\text{O}_2$  erfolgt. Zu diesem Zwecke wurden die Böden 1 Stunde auf dem Wasserbade mit  $\text{H}_2\text{O}_2$  behandelt und dann zur Trockne eingedampft. Das Eindampfen zur Trockne hat den Vorteil, daß nach dieser Operation der Boden leicht mit Azetaten durchgewaschen werden kann, während ohne diese Behandlung das Durchwaschen außerordentlich langsam vonstatten geht. Der  $T$ -Wert der Böden wurde mittels  $n\text{NH}_4$ -Azetat bestimmt. Die Versuche ergaben, daß eine einmalige Behandlung des Bodens (5 g) mit 40 cm<sup>3</sup> 15proz.  $\text{H}_2\text{O}_2$  ausreichte, um eine maximale Zerstörung der organischen Substanz herbeizuführen. Es zeigte sich, daß besonders die letzten Anteile der organischen Substanz, welche durch  $\text{H}_2\text{O}_2$  am schwersten angegriffen wurden, den höchsten  $T$ -Wert besaßen. Bei Böden, welche sehr reich an Mangandioxyd bzw.  $\text{CaCO}_3$  sind, machen sich mehrere Behandlungen mit  $\text{H}_2\text{O}_2$  notwendig, außerdem werden zweckmäßigerweise vor der Oxydation einige Tropfen Essigsäure zugesetzt. Bei unbekanntem Boden empfehlen sie überhaupt eine mehrmalige Behandlung mit  $\text{H}_2\text{O}_2$ . Durchschnittlich wurden 90% der organischen Substanz durch  $\text{H}_2\text{O}_2$  zerstört. Der  $T$ -Wert schwankte von 34 bis 283 mval je 100 g organische Substanz.

H. E. MYERS<sup>2</sup> fand bei der Zerstörung der organischen Substanz mit  $\text{H}_2\text{O}_2$  eine Zunahme der Austauschkapazität, also einen negativen Wert, ebenso stieg das spezifische Gewicht erheblich an von 2,38 auf 2,77. Wurde der Boden dagegen mit NaOH behandelt, so wurde ein spezifisches Gewicht von 2,70 anstatt 2,38 gefunden. Die Unterschiede schreibt er der Anwesenheit von adsorbierter Luft zu. Diese konnte selbst dadurch nicht entfernt werden, daß das Kolloid mehrere Monate im Wasser suspendiert wurde. Dagegen wurde sie offensichtlich durch die Einwirkung von NaOH bzw.  $\text{H}_2\text{O}_2$  entfernt. Die adsorbierte Luft gab so zu einem niedrigeren  $T$ -Wert des Ausgangskolloids Veranlassung, weil die Oberfläche desselben durch einen Luftfilm geschützt war, so daß ein Teil der austauschbaren Ionen nicht ausgetauscht wurde. P. S. BURGESS<sup>3</sup> fand beim Behandeln des Bodens mit NaOH ebenfalls eine Zunahme der Austauschkapazität, die nach seiner Meinung möglicherweise auf dieselbe Art erklärt werden kann. BURGESS vermutete dagegen, daß eine Neubildung sorptionsfähiger Substanz stattgefunden hatte.

Die Bestimmung der Sorptionskapazität organischer Substanzen.

Die Bestimmung der Sorptionskapazität organischer Substanzen kann auf dreierlei Weise vorgenommen werden, nach der Durchwaschungsmethode, nach

<sup>1</sup> OLSON, L. C., u. R. H. BRAY: The determination of the organic base-exchange capacity of soils. *Soil Sci.* **45**, 483 (1938).

<sup>2</sup> MYERS, H. E.: Physicochemical reactions between organic and inorganic soil colloids as related to aggregate formation. *Soil Sci.* **44**, 335 (1937).

<sup>3</sup> BURGESS, P. S., u. W. T. MCGEORGE: Zeolithe formation and base-exchange reactions in soils. *Ariz. Agricult. Exper. Stat. Techn. Bull.* **1927**, 156.

der Berechnung des Endwertes der Sorption aus verschiedenen Gleichgewichtseinstellungen und durch potentiometrische bzw. konduktometrische Titration. Die Durchwaschungsmethode wird auf folgende Weise durchgeführt: Die organische Substanz wird so lange mit einer  $n$  Ba-Azetat-Lösung durchgewaschen, bis sämtliche anderen Kationen durch Ba verdrängt sind<sup>1</sup>. Die Anwendung des Ba als verdrängendes Ion hat deshalb den Vorzug, weil die Ba-Humate die geringste Löslichkeit besitzen. S. A. WAKSMAN und K. R. N. JYER<sup>2</sup> wenden dagegen  $n$  Ca-Azetat an. Das überschüssige Azetat wird mit Wasser bzw. 80proz. Alkohol ausgewaschen. Dieser Prozeß ist der schwierigste, weil er zu großen Fehlern führen kann, da auch die Ca- und Ba-Humate mehr oder weniger löslich sind. A. NATH PURI und A. SARUP<sup>3</sup> bestimmten die Löslichkeit von Huminsäure und Humaten, indem sie 0,1 g dieser Substanzen mit 20 cm<sup>3</sup> H<sub>2</sub>O bzw. 95proz. Alkohol bei einer Temperatur von 28–30° schüttelten. Dabei waren folgende Mengen der angewandten Huminsäure bzw. Humate in Lösung gegangen. Man kann also die Auswaschung nicht bis zum Verschwinden der Ba-Reaktion fortsetzen, weil dieser Punkt praktisch nie erreicht wird. H. ZÖBERLEIN<sup>4</sup> wendet 80proz. Alkohol zum Auswaschen an, nachdem er vorher einige Male mit Wasser ausgewaschen hat, um die Löslichkeit des Ba-Humats weitgehend herunterzudrücken. Am zweckmäßigsten dürfte es jedoch sein, nach der Behandlung mit Ba-Azetat einige Male mit  $n$  BaCl<sub>2</sub>-Lösung und dann bis zur Cl-Freiheit mit Wasser auszuwaschen. Das sorbierte Ba wird entweder mit 0,05  $n$  HCl oder  $n$  NH<sub>4</sub>-Azetat ausgetauscht und bestimmt. Wenn man das Auswaschen mit Wasser vermeiden will, so kann man den folgenden Weg gehen<sup>5</sup>: Die organische Substanz wird mit Sand gemischt, in eine Filterkerze trocken eingebracht, die Kerze mit dem Filter gewogen, mit  $n$  Ba-Azetat und darauf mit etwa 300 cm<sup>3</sup> 0,1  $n$  BaCl<sub>2</sub>-Lösung ausgewaschen, wieder gewogen und dann mit 0,05  $n$  HCl durchgewaschen. Von dem Gesamt-Ba zieht man das Ba ab, welches man durch Gewichts-differenz des Filters leicht errechnen kann. Wichtig ist, daß man das  $p_H$  der Azetatlösung genau auf  $p_H$  7 einstellt, weil der  $T$ -Wert, bei verschiedenem  $p_H$  gemessen, verschieden groß ist. Auch bei der Verwendung eines anderen Kations erhält man einen anderen Wert. So wurden von P. SCHACHTSCHABEL<sup>5</sup> für Huminsäure Merck folgende  $T$ -Werte gefunden (Tab. 33):

Tabelle 32. Löslichkeit in Prozenten von 0,1 g Huminsäure und Humaten in 20 cm<sup>3</sup> H<sub>2</sub>O und Alkohol. (Nach A. NATH PURI.)

	Wasser	Alkohol
Huminsäure . . .	11,6	100,0
Na-Humat . . .	100,0	3,92
K-Humat . . .	100,0	4,22
Li-Humat . . .	100,0	22,76
NH <sub>4</sub> -Humat . . .	100,0	5,2
Mg-Humat . . .	45,5	6,66
Ca-Humat . . .	21,1	0,0
Ba-Humat . . .	9,72	0,0
Fe-Humat . . .	0,0	0,0
Al-Humat . . .	0,0	0,0

Tabelle 33.

$T$ -Werte von Huminsäure, bestimmt mit Ba- und Ca-Azetat bei verschiedenem  $p_H$ . (Nach P. SCHACHTSCHABEL.)

$p_H$	Ba	Ca
7,0	275	231
6,0	243	216
5,0	215	172

<sup>1</sup> McGEORGE, W. T.: a. a. O. S. 31. — MÜLLER, J. F.: Some observations on base-exchange in organic materials. Soil Sci. **35**, 229 (1933). — MILLAR, H. C., F. B. SMITH u. P. E. BROWN: The base-exchange capacity of decomposing organic matter. J. amer. Soc. Agronomy **28**, 753 (1936). — ZÖBERLEIN, H.: Das Sorptions- und Pufferungsvermögen organischer Düngemittel. Bodenkde u. Pflanzenernährg **54/55**, 211 (1938).

<sup>2</sup> WAKSMAN, S. A., u. K. R. N. JYER: Contribution to our knowledge of the chemical nature and origin of humus: III. The base-exchange capacity of „synthesized humus“ (ligno-protein) and of „natural humus“ complexes. Soil Sci. **36**, 57 (1936).

<sup>3</sup> NATH PURI, A., u. ANAND SARUP: Studies in soil humus. II. Potentiometric study of the formation of humic acid and humates. Soil Sci. **45**, 173 (1938).

<sup>4</sup> ZÖBERLEIN, H.: a. a. O. S. 211.

<sup>5</sup> SCHACHTSCHABEL, P.: a. a. O. S. 1.

Die Berechnung des  $T$ -Wertes aus verschiedenen Gleichgewichtseinstellungen wurde für organische Substanzen erstmalig von F. SCHEFFER und H. ZÖBERLEIN<sup>1, 2</sup> durchgeführt. Die organische Substanz wurde mit steigenden Mengen 0,04n Ba-Azetat bzw. 0,04n Ba(OH)<sub>2</sub> versetzt und das Gleichgewicht durch Bestimmung von Ba ermittelt. Nach der Formel von P. VAGELER wurde dann der  $T$ -Wert errechnet. Diese Arbeitsweise hat den großen Vorteil, daß keinerlei Auswaschung vorgenommen werden muß. Es wurde die Feststellung gemacht, daß die  $T$ -Werte für organische Düngemittel bei Verwendung von Ba(OH)<sub>2</sub> bedeutend höher lagen als bei Anwendung von Ba-Azetat. Die Bestimmung des  $T$ -Wertes auf potentiometrischem bzw. konduktometrischem Wege wird meist nur an Substanzen vorgenommen, deren Ionenbelag nur aus H-Ionen besteht. Andernfalls muß man vor der Titration alle sorbierten Basen entfernen, indem man die organische Substanz entweder mit verdünnter Säure auswäscht oder aber elektrodialysiert. Durch diese Behandlung werden jedoch die organischen Substanzen mehr oder weniger verändert, so daß sich die Methode für die Bestimmung des  $T$ -Wertes von organischen Substanzen nicht eingebürgert hat.

### Untersuchungen am Bodenkomplex.

#### Bestimmung der austauschbaren Basen.

Die Bestimmung der austauschbaren Basen in karbonatfreien Böden wird gewöhnlich durch Austausch mit NH<sub>4</sub>Cl oder NH<sub>4</sub>-Azetat ( $p_H$  7) vorgenommen. Ungefähr 50 g Boden werden mit 1000 cm<sup>3</sup> einer Normallösung dieser Salze auf dem Filter durchgewaschen und im Filtrat die umgetauschten Basen bestimmt, nachdem man die NH<sub>4</sub>-Salze entfernt hat. Bei der Anwendung von NH<sub>4</sub>Cl setzt man vor dem Eindampfen ungefähr 100 cm<sup>3</sup> konzentrierte Salpetersäure auf 1000 mval NH<sub>4</sub>Cl zu und dampft auf dem Sandbad zur Trockne ein. Die NH<sub>4</sub>-Salze lassen sich auf diese Weise leicht entfernen. Wendet man NH<sub>4</sub>-Azetat an, so dampft man ohne Zusatz von Säure auf dem Sandbad ein. Den sich dabei abscheidenden Kohlenstoff entfernt man durch Zusatz einiger Tropfen Perhydrol. Vergleichende Untersuchungen über verschiedene Methoden zur Bestimmung der adsorbierten Basen wurden von I. N. ANTIPOV-KARATAJEV und Mitarbeitern<sup>3</sup> ausgeführt. Sie kamen zu dem Ergebnis, daß die besten Methoden diejenigen sind, welche NH<sub>4</sub>Cl oder NH<sub>4</sub>-Azetat zur Verdrängung der sorbierten Basen anwenden. Bei der Verwendung von 0,05n und 0,02n HCl wurden nur für Ca Werte erhalten, welche mit den Grundmethoden (NH<sub>4</sub>Cl bzw. NH<sub>4</sub>-Azetat) übereinstimmen. Für Mg wurden stark abweichende Werte erhalten, die um 100% höher lagen. Die Methode HISSINK (NaCl) gab bei Karbonatböden für Ca befriedigende Ergebnisse, bei frisch gekalkten Böden muß sie ihrer Ansicht nach versagen. M. L. M. SALGADO<sup>4</sup> unterzog die Methoden zur Bestimmung des austauschbaren Kalis und Natrons einer Kritik und kommt zu dem Schluß, daß die NH<sub>4</sub>-Azetat-Methode, wie sie von C. J. SCHOLLENBERGER<sup>5</sup> vorgeschlagen wurde, am geeignetsten ist. Zur Bestimmung von K empfiehlt er die Kobaltinitrit-

<sup>1</sup> ZÖBERLEIN, H.: a. a. O. S. 211.

<sup>2</sup> SCHEFFER, F., u. H. ZÖBERLEIN: Untersuchungen über die zweckmäßige Gewinnung und Behandlung des Stallmistes auf der Dungstätte. Bodenkd. u. Pflanzenernährg **50**, 47 (1937).

<sup>3</sup> ANTIPOV-KARATAJEV, I. N., A. S. KUZINA u. L. A. FROLORA: Vergleichende Untersuchung von verschiedenen Methoden zur Bestimmung der adsorbierten Basen. Z. Pflanzenernährg **25**, 187 (1932).

<sup>4</sup> SALGADO, M. L. M.: A critical examination of analytical methods used in the determination of exchangeable potassium and sodium of soils. Soil Sci. **37**, 39 (1934).

<sup>5</sup> SCHOLLENBERGER, C. J.: Exchangeable hydrogen and soil reaction. Soil Sci. **65**, 552 (1927). — SCHOLLENBERGER, C. J., u. F. K. DREIBALBIS: Analytical methods in base-exchange investigations on soils. Soil Sci. **30**, 161 (1930).

Methode und zur Bestimmung von Na das Reagens von H. H. BARBER und I. M. KOLTHOFF<sup>1</sup>. Die Bestimmung der Summe von austauschbarem Na + K führt A. NATH PURI<sup>2</sup> derart durch, daß er den Boden mit Ba(OH)<sub>2</sub> durchwäscht. Ba verdrängt alle austauschbaren Kationen, welche ihrerseits als Hydroxyde in Lösung gehen. Mg(OH)<sub>2</sub> bleibt infolge seiner schweren Löslichkeit bei der Behandlung mit Ba(OH)<sub>2</sub> auf dem Filter zurück. Im Filtrat sind dann also folgende Basen vorhanden: Ba(OH)<sub>2</sub>, Ca(OH)<sub>2</sub>, KOH und NaOH. Durch diese Lösung leitet er CO<sub>2</sub> durch, erhitzt zum Sieden und filtriert BaCO<sub>3</sub> und CaCO<sub>3</sub> ab. Das Filtrat wird auf 50 cm<sup>3</sup> eingedampft, die Fällung mit CO<sub>2</sub> noch einmal wiederholt, filtriert und titriert. Die Methode ist besonders für Salzböden geeignet, bei denen die löslichen Salze nicht entfernt werden müssen. Bei Anwesenheit von Na<sub>2</sub>SO<sub>4</sub> muß jedoch ausgewaschen werden, weil sich dieses Salz mit Ba(OH)<sub>2</sub> zu NaOH umsetzt. In einer späteren Arbeit verwendet A. NATH PURI<sup>3</sup> als Austauschmittel Ammoniumkarbonat an Stelle von Ba(OH)<sub>2</sub>: 10–20 g Boden werden mit 500 cm<sup>3</sup> 0,2n (NH<sub>4</sub>)<sub>2</sub>CO<sub>3</sub> ausgewaschen, das Filtrat eingedampft, schwach gegläht, der Rückstand in 50proz. Alkohol aufgenommen, filtriert, nochmals eingedampft. Der Rückstand, welcher die Alkalikarbonate enthält, wird mit einem Überschuß an Säure versetzt und zurücktitriert. Bei dieser Methode stören keinerlei Salze. CH. VASSILIADIS<sup>4</sup> bestimmte das sorbierte Ca und Mg dadurch, daß er 10 g Boden mit 100 cm<sup>3</sup> 2n NH<sub>4</sub>Cl-Lösung versetzte und durch diese Suspension 35 Minuten Wasserdampf leitete. Durch den großen Überschuß an NH<sub>4</sub>Cl soll nach seinen Angaben alles austauschbare Ca und Mg in das Filtrat übergehen. In einer späteren Arbeit<sup>5</sup> verkürzte er das Durchleiten von Wasserdampf auf 5 Minuten, da das Gleichgewicht nach dieser Zeit erreicht sein soll. Der Nachweis, daß alles austauschbare Ca bzw. Mg mittels dieser Methode gefunden wird, ist aus seinen Arbeiten nicht zu ersehen. Für die Bestimmung des austauschbaren Kalkes in CaCO<sub>3</sub>-freien Böden führte A. NATH PURI<sup>6</sup> eine sehr elegante Methode ein. Er behandelt den Boden mit einer eingestellten Oxalsäurelösung und berechnet die durch Bildung von Kalziumoxalat gebundene Oxalsäure dadurch, daß er im Filtrat die nicht umgesetzte Oxalsäure bestimmt. Die Methode wird wie folgt ausgeführt: 25 g Boden werden 1 Stunde mit 250 cm<sup>3</sup> einer Lösung geschüttelt, welche in bezug auf Oxalsäure 0,05–0,1n und in bezug auf NH<sub>4</sub>-Azetat 1,0 n ist. Die Suspension wird durch ein trockenes Filter filtriert und 50–100 cm<sup>3</sup> des Filtrats mit KMnO<sub>4</sub> titriert. Wenn das Filtrat stark gefärbt ist (humusreiche Böden), wird die Oxalsäure durch CaCl<sub>2</sub> gefällt, der Niederschlag gegläht und titriert. Zur Bestimmung der anderen Kationen werden weitere 100–150 cm<sup>3</sup> zur Trockne eingedampft und schwach gegläht. Der Rückstand wird mit 50proz. Alkohol aufgenommen, wobei Na<sub>2</sub>CO<sub>3</sub> und K<sub>2</sub>CO<sub>3</sub> in Lösung gehen und MgCO<sub>3</sub> zurückbleibt. Die Lösung wird wieder eingedampft und der Rückstand titriert. Mg wird durch Titration von MgCO<sub>3</sub> bestimmt. A. NATH PURI weist darauf hin, daß es mittels der Durchwaschungsmethoden (z. B. Aus-

<sup>1</sup> BARBER, H. H., u. I. M. KOLTHOFF: A specific reagent for the rapid gravimetric determination of sodium. *J. amer. Soc. Agronomy* **20**, 1625 (1928).

<sup>2</sup> NATH PURI, A.: A new method of estimating exchangeable bases in soils. *Soil Sci.* **40**, 159 (1935).

<sup>3</sup> NATH PURI, A.: Estimation of replaceable Na and K, exchange capacity and degree of alkalization in alkali soils by ammonium carbonate extraction. *Soil Sci.* **40**, 249 (1935).

<sup>4</sup> VASSILIADIS, CH.: Schnellverdrängungsmethode des adsorbierten Kalziums und Magnesiums aus dem Bodenkomplex mit Hilfe von Wasserdampf. Bestimmung von Kalzium und Magnesium. *Z. Pflanzenernährg* **33**, 357 (1934).

<sup>5</sup> VASSILIADIS, CH.: Bemerkung zu der Wasserdampfmethode bei Verdrängung der adsorbierten Kationen aus dem Bodenkomplex. *Ebenda* **48**, 334 (1937).

<sup>6</sup> NATH PURI, A.: A simple method of estimating exchangeable calcium and other bases in non-calcareous soils. *Soil Sci.* **40**, 383 (1935).



waschung mit  $\text{NH}_4$ -Azetat) kaum möglich ist, besonders bei humusreichen Böden einen Endpunkt bei der Bestimmung des austauschbaren Kalkes zu erhalten. R. L. MITCHELL<sup>1</sup> prüfte verschiedene Methoden zur Bestimmung der austauschbaren Basen nach und fand, daß 0,5n Essigsäure bzw. 0,05n HCl zum Teil erheblich größere Mengen an Ca austauschten als n  $\text{NH}_4\text{Cl}$  bzw. n  $\text{NH}_4$ -Azetat, obwohl die Böden kein  $\text{CaCO}_3$  enthielten. Die Anwendung von Säuren wird deshalb von ihm verworfen.

Die Bestimmung der sorbierten Basen durch Elektrodialyse hat sich nicht durchsetzen können, weil sie dieselben Mängel besitzt wie die anderen Methoden. Insbesondere gibt sie keine einwandfreien Ergebnisse, wenn im Boden  $\text{CaCO}_3$ ,  $\text{MgCO}_3$  oder leicht zersetzbare Silikate vorhanden sind. Im übrigen fanden S. MATTSON<sup>2</sup>, R. BRADFIELD<sup>3</sup>, B. D. WILSON<sup>4</sup>, H. D. CHAPMAN und W. P. KELLEY<sup>5</sup> und P. KÖTTGEN<sup>6</sup> eine gute Übereinstimmung zwischen der Menge der adsorbierten Basen durch Elektrodialyse und durch Ausziehen des Bodens mit einer Neutralsalzlösung.

Die Bestimmung des sorbierten Kalkes in Gegenwart von  $\text{CaCO}_3$  oder  $\text{MgCO}_3$  ist Gegenstand vieler Untersuchungen gewesen. Die Schwierigkeiten dieser Bestimmung liegen darin, daß die Karbonate in den Neutralsalzlösungen mehr oder weniger löslich sind. Besonders in Ammoniumsalzlösungen sind die Karbonate außerordentlich stark löslich. K. K. GEDROIZ suchte diese Fehler dadurch auszugleichen, daß er vor und nach dem Durchwaschen mit  $\text{NH}_4\text{Cl}$  eine Karbonatbestimmung im Boden vornahm und dann die Differenz der gefundenen Werte von der Menge des Ca abzog, welche im Filtrat der  $\text{NH}_4\text{Cl}$ -Durchwaschung festgestellt wurde. W. P. KELLEY und S. M. BROWN<sup>7</sup> stellten zwar fest, daß diese Methode richtige Werte ergibt, aber nur in Gegenwart von  $\text{CaCO}_3$  und nicht  $\text{MgCO}_3$ . Im letzteren Falle würde man aus der Karbonatbestimmung ebenfalls auf  $\text{CaCO}_3$  umrechnen und diesen Wert unberechtigterweise vom gefundenen Kalk in Abzug bringen. Hinzukommt, daß der  $\text{CO}_2$ -Gehalt von  $\text{MgCO}_3$  größer ist als von  $\text{CaCO}_3$ , und daß man bei der Umrechnung von  $\text{CO}_2$  auf  $\text{CaCO}_3$  in Gegenwart von  $\text{MgCO}_3$  einen höheren Wert berechnet, als wenn man auf  $\text{MgCO}_3$  umrechnen würde. Eine Bestimmung geringer Mengen  $\text{MgCO}_3$  neben  $\text{CaCO}_3$  ist leider bis heute noch nicht möglich. Obwohl D. J. HISSINK<sup>8</sup> und W. H. MCINTIRE<sup>9</sup> die Anwesenheit von  $\text{MgCO}_3$  in humiden Böden verneinen, tritt nach H. D. CHAPMAN und W. P. KELLEY<sup>5</sup> dieses Karbonat in semiariden Böden, besonders in Alkaliböden, auf.

<sup>1</sup> MITCHELL, R. L.: The base status of scottish soils. I. The effects of lime on five typical soils from northeast Scotland. *J. agricult. Sci.* **26**, 664 (1936).

<sup>2</sup> MATTSON, S.: Electrodialysis of the colloidal soil material and the exchangeable bases. *J. agricult. Res.* **33**, 553 (1926).

<sup>3</sup> BRADFIELD, R.: The use of electrodialysis in physico-chemical investigation of soils. *Proc. a. Papers, 1. Internat. Congr. Soil Sci.* **2**, 264 (1927).

<sup>4</sup> WILSON, B. D.: Exchangeable cations in soils as determined by means of normal ammonium chloride and electrodialysis. *Soil Sci.* **26**, 407 (1928).

<sup>5</sup> CHAPMAN, H. D., u. W. P. KELLEY: The determination of the replaceable bases and the base-exchange capacity of soils. *Soil Sci.* **30**, 391 (1930).

<sup>6</sup> KÖTTGEN, P.: Die Bestimmung der leicht löslichen und der sorptiv gebundenen Ionen nach den Methoden des Gießener Bodenkundlichen Instituts. *Forsch.dienst, Sonderheft* **6**, 80 (1937).

<sup>7</sup> KELLEY, W. P., u. S. M. BROWN: Replaceable bases in soils. *Calif. Agricult. Exper. Stat. Techn. Paper* **1924**, 15.

<sup>8</sup> HISSINK, D. J.: Beitrag zur Kenntnis der Adsorptionsvorgänge im Boden. Methode zur Bestimmung der austauschfähigen oder adsorptiv gebundenen Basen im Boden und die Bedeutung dieser Basen für die Prozesse, die sich im Boden abspielen. *Mitt. internat. Bodenkde* **12**, 81 (1922).

<sup>9</sup> MCINTIRE, W. H., L. G. WILLIS u. J. I. HARDY: The non existence of magnesium carbonate in humid soils. *Tenn. Agricult. Exper. Stat. Techn. Bull.* **1914**, 107.

D. J. HISSINK<sup>1</sup> ging derartig vor, daß er den Boden mit 2 Liter n NH<sub>4</sub>Cl-Lösung auswusch und dann den Kalkgehalt des zweiten Liters von dem des ersten Liters abzog. Dieser Arbeitsweise liegt die Annahme zugrunde, daß die Löslichkeit von CaCO<sub>3</sub> und gegebenenfalls auch CaSO<sub>4</sub> während des Durchwaschens von 2 Liter NaCl-Lösung gleich bleibt, daß demnach eine ausreichende Menge dieser beiden Salze vorhanden ist. P. S. BURGESS und J. F. BREAZEAK<sup>2</sup> schlugen die Anwendung von BaCl<sub>2</sub>-Lösung vor, weil sie der Annahme waren, daß bei großer Bodenmenge und geringer Menge an 0,1 n BaCl<sub>2</sub>-Lösung die Löslichkeit der Karbonate vernachlässigt werden könnte. I. W. TJURIN<sup>3</sup> konnte jedoch nachweisen, daß durch BaCl<sub>2</sub>-Lösung beträchtliche Mengen von Karbonaten in Lösung gehen. Er wendet seinerseits NaCl als Verdrängungsmittel an, wäscht aber im Gegensatz zu D. J. HISSINK nur einen Liter durch und berechnet aus der Alkalität des Filtrats (Titration mit 0,02 n HCl) das in Lösung gegangene CaCO<sub>3</sub>, welches er dann von der Gesamtmenge Kalk abzieht. H. D. CHAPMAN und W. P. KELLEY<sup>4</sup> prüften die Methode D. J. HISSINK nach und stellten fest, daß sich der austauschbare Kalk stark erhöhte, wenn dem Boden CaCO<sub>3</sub> zugegeben wurde und die NaCl-Lösung nach der Vorschrift von D. J. HISSINK auf 70° erwärmt wurde. Bei Zimmertemperatur wurde dagegen der Wert des austauschbaren Kalkes durch die Gegenwart von CaCO<sub>3</sub> nur wenig erhöht. Wurden verschiedene kalkhaltige Böden nach der Vorschrift von D. J. HISSINK durchgewaschen, so ergaben die CO<sub>2</sub>-Bestimmungen der beiden Filtrate übereinstimmende Werte. Sie bemerken aber in Übereinstimmung mit einigen anderen Forschern, daß nicht aller austauschbare Kalk durch 1 Liter NaCl-Lösung herausgelöst wird. Die Nachprüfung der Methode von O. C. MAGISTAD und P. S. BURGESS<sup>5</sup>, welche eine alkoholische Lösung von 0,1 n BaCl<sub>2</sub> anwenden (geringe Löslichkeit der Karbonate in Äthylalkohol), ergab befriedigende Resultate. Da die Bestimmung von Ca neben Ba Schwierigkeiten macht, verwenden H. D. CHAPMAN und W. P. KELLEY eine alkoholische KCl-Lösung. Die bisher beschriebenen Methoden versagen meistens dann, wenn Gips im Boden vorhanden ist. W. LESCH<sup>6</sup> unterzog die Methoden von D. J. HISSINK sowie von A. GEHRING und O. WEHRMANN einer Kritik und macht darauf aufmerksam, daß bei Anwesenheit von nur geringen Mengen CaCO<sub>3</sub> beide Methoden fehlerhaft sind, indem schon im ersten Liter das gesamte CaCO<sub>3</sub> gelöst wird. W. LESCH behandelte deshalb den Boden nur mit 1 Liter n NaCl-Lösung und bestimmte das gelöste CaCO<sub>3</sub> dadurch, daß er im Filtrat eine Kohlensäurebestimmung nach FINCKENER vornahm.

S. S. JARUSOV<sup>7</sup> versetzt 5—10 g Boden mit 500 cm<sup>3</sup> einer 1,0 n KCl-Lösung und 1 g CaCO<sub>3</sub>. Dabei treten folgende Reaktionen ein: Bei sauren Böden wird CaCO<sub>3</sub> zersetzt, und die entweichende CO<sub>2</sub> bildet mit dem im Überschuß vorhandenen CaCO<sub>3</sub> Bikarbonat. Ein Teil des CaCO<sub>3</sub> geht als solches in Lösung. Das im großen Überschuß vorhandene KCl verdrängt das gesamte austauschbare

<sup>1</sup> HISSINK, D. J.: a. a. O. S. 81.

<sup>2</sup> BURGESS, P. S., u. J. F. BREAZEAK: Methods for determining the replaceable bases of soils, either in the presence or absence of alkali salts. Ariz. Agricult. Exper. Stat. Techn. Bull. **1926**, 9.

<sup>3</sup> TJURIN, I. W.: Methods of determination of exchangeable calcium and magnesium in soils containing alkaline earth carbonates. La Pedologie **22**, 5 (1927).

<sup>4</sup> CHAPMAN, H. D., u. W. P. KELLEY: a. a. O. S. 391.

<sup>5</sup> MAGISTAD, O. C., u. P. S. BURGESS: The use of alcoholic salt solutions for the determination of replaceable bases in calcareous soils. Ariz. Agricult. Exper. Stat. Techn. Bull. **20** (1928).

<sup>6</sup> LESCH, W.: Die Bestimmung des adsorptiv gebundenen Kalkes in Böden bei Gegenwart von kohlensaurem Kalk. Z. Pflanzenernährg **24**, 308 (1932).

<sup>7</sup> JARUSOV, S. S.: Zur Methodik der Bestimmung des adsorptiv gebundenen Kalziums in Böden, welche CaCO<sub>3</sub> enthalten. Z. Pflanzenernährg **27**, 386 (1933).

Ca, eine Annahme, die allerdings noch eines einwandfreien Nachweises bedarf. Man bestimmte nun das sorbierte Ca auf folgende Weise:

$$\text{Ca (sorbiert)} = \text{Ca (gesamt)} - 2 (\text{HCO}_3) + L \text{ (in Lösung gegangenes CaCO}_3\text{)}.$$

Diese Methode gab im Vergleich zu anderen Methoden recht gute Resultate, bei natürlichen Karbonatböden wurden etwas zu niedrige Werte gefunden. A. NATH PURI<sup>1</sup> arbeitete für die Bestimmung des austauschbaren Kalkes in kalkhaltigen Böden verschiedene Methoden aus, die alle den Vorteil haben, daß  $\text{CaCO}_3$  durch die angewandten Salzlösungen nicht merklich angegriffen wird. Die erste Methode besteht darin, daß der Boden mit einer Mischlösung von 0,05 n  $\text{Na}_2\text{CO}_3$  und n NaCl geschüttelt wird. Die Abnahme in der  $\text{CO}_3$ -Konzentration ist dann äquivalent der Menge an austauschbarem Kalk. Die zweite Methode besteht darin, daß der Boden mit einer Mischlösung von 0,1 n  $\text{NH}_4$ -Oxalat, 0,5 n  $\text{NH}_4$ -Azetat und 0,25 n  $(\text{NH}_4)_2\text{CO}_3$  behandelt wird. In dieser Mischlösung ist  $\text{CaCO}_3$  unlöslich, und die Abnahme in der Oxalatkonzentration ist äquivalent dem austauschbaren Kalk. Daneben kann dann noch im Filtrat Mg, K und Na bestimmt werden. Enthalten die Böden Gips, so müssen sie vorher mit  $\text{BaCO}_3$  ausgeschüttelt werden, wobei sich der Gips in  $\text{CaCO}_3$  umsetzt. Das überschüssige  $\text{BaCO}_3$  ist in der Mischlösung ebenfalls unlöslich, so daß es nicht störend wirkt.

#### Bestimmung der Sorptionskapazität.

Die Bestimmung der Sorptionskapazität kann man auf dreierlei Weise durchführen: nach der Durchwaschungsmethode, durch elektrometrische Titration und durch rechnerische Bestimmung des  $T$ -Wertes aus verschiedenen Gleichgewichtseinstellungen. Die Methoden, welche auf dem letzteren Prinzip beruhen, sind in dem Kapitel „Die mathematische Formulierung der Umtauschvorgänge“ (S. 304) dargelegt worden. Hier sollen nur diejenigen Methoden besprochen werden, nach welchen der Boden mit Azetaten oder Hydroxyden durchgewaschen wird, und bei welchem dann entweder das sorbierte Kation oder aber auch die Veränderung der Verdrängungsflüssigkeit bestimmt wird. Bevor wir auf die Methoden im einzelnen eingehen, wollen wir einige allgemeine Betrachtungen voranstellen. Früher glaubte man, daß bei der Titration eines Kolloids bis zum Neutralpunkt ( $p_H 7$ ) alle sorbierten H-Ionen erfaßt würden. Wenn darüber hinaus noch Kationen sorbiert wurden, so glaubte man diese Erscheinung damit erklären zu können, daß sich neue sorptionsfähige Komplexe infolge der höheren OH-Konzentration bildeten. Man schloß dies in Analogie zu der Titration starker Säuren mit starken Basen, wo bei der Titration bis  $p_H 7$  alle H-Ionen erfaßt werden. Der an Kolloiden sorbierte Wasserstoff verhält sich dagegen wie eine schwache Säure. Man weiß nun z. B. von der Phosphorsäure, daß bei der Titration bis  $p_H 7$  nur ein Teil der H-Ionen neutralisiert wird. Man muß je nach dem angewandten Kation mehr oder weniger weit über den Neutralpunkt hinaustitrieren, wenn man alle drei H-Ionen der Phosphorsäure neutralisieren will. Ähnlich liegen die Verhältnisse im Boden. Wie in dem Kapitel „Der sorbierte Wasserstoff“ ausgeführt wurde, muß man bis  $p_H 10-11$  titrieren, wenn man alle H-Ionen neutralisieren will. Es ist dabei von untergeordneter Bedeutung, wie man sich die Bindung der über  $p_H 7$  noch vorhandenen H-Ionen vorzustellen hat. Nach A. NATH PURI und H. G. ASGHAR<sup>2</sup> verhält sich der

<sup>1</sup> NATH PURI, A.: Estimating exchangeable calcium and other cations in soils. Soil Sci. **42**, 47 (1936).

<sup>2</sup> NATH PURI, A., u. A. G. ASGHAR: Titration curves and dissoziation constants of the colloidal clay. Soil Sci. **45**, 359 (1938).

H-Boden wie eine zweibasische Säure, und man neutralisiert bei der Titration bis  $p_H$  7 nur das erste Wasserstoffion. I. N. MUKHERJEE<sup>1</sup> nimmt an, daß der Wasserstoff in verschiedenen Energiestufen gebunden ist. Auf keinen Fall darf man sich vorstellen, daß die Ionen gleichmäßig über die ganze Oberfläche der Kolloide verteilt und daß sie überall mit der gleichen Festigkeit gebunden sind. Seit G. WIEGNER ist bekannt, daß die Oberfläche der Kristalle Metastrukturen aufweist, an denen die Ionen besonders stark gebunden sind. Man muß aus diesen Gründen das  $p_H$  der einwirkenden Lösung sehr hoch wählen, wenn alle H-Ionen ausgetauscht werden sollen. Wendet man dagegen bei der Bestimmung des  $T$ -Wertes eine Lösung von  $p_H$  7 an, so muß man sich darüber im klaren sein, daß nur ein Teil der H-Ionen umgetauscht wird. Dies ist auch wichtig für die Angabe des Sättigungsgrades, und es muß stets angegeben werden, bei welchem  $p_H$  und mit welchem Kation der Umtausch vorgenommen wurde. Den wahren Sättigungsgrad wird man nur dann erhalten, wenn zum Umtausch eine alkalische Lösung herangezogen wird, deren  $p_H$  bei ungefähr 11 liegt. Eine Neubildung von sorptionsfähiger Substanz dürfte bei dieser Reaktion praktisch keine Rolle spielen. Es scheint notwendig zu sein, daß der Boden mit dieser alkalischen Lösung durchgewaschen wird, wenn man alle H-Ionen verdrängen will. Man könnte auch den Weg gehen, daß man den Boden mit einer Lauge versetzt, auf diese Weise alle H-Ionen bindet und dann weiter mit einer neutralen Lösung durchwäscht. Wenn man schon diesen Weg gehen will, darf man auf keinen Fall eine gut gepufferte Lösung (Azetat) anwenden, weil sonst der Boden wieder Wasserstoff aus dieser Lösung aufnehmen würde. Man müßte dann also schon eine Neutralsalzlösung heranziehen. Wieweit man mittels dieses Weges den sorbierten Wasserstoff ersetzen kann, bedarf noch einer eingehenden Untersuchung. Einen vollen Umtausch aller H-Ionen wird man auf jeden Fall dann erhalten, wenn man den Boden mit einer alkalischen Lösung durchwäscht, wie dies von F. SCHEFFER und W. NAGEL<sup>2</sup> vorgeschlagen wird. Sie waschen den Boden zur Bestimmung seines  $T$ -Wertes zunächst mit  $\frac{n}{20}$  HCl aus, um ihn in einen H-Boden zu überführen. Bei der Bestimmung des sorbierten Wasserstoffs im Boden fällt diese Vorbehandlung mit HCl weg. Die überschüssige HCl wird mit Alkohol entfernt und der Boden auf dem Filter getrocknet. Darauf wird in einer automatisch abgeschlossenen Apparatur der Boden mit einer alkalischen  $BaCl_2$ -Lösung vom  $p_H$  11,2 durchgewaschen (1000 mval  $BaCl_2$  + 50 mval NaOH im Liter), in einem 1000 cm<sup>3</sup>-Meßkolben aufgefangen und mit derselben Lösung bis zur Marke aufgefüllt. Schließlich wird durch elektrometrische Titration mit NaOH bis  $p_H$  11,2 unmittelbar der  $T$ -Wert bestimmt. Der Vorteil dieser Methode liegt darin, daß keinerlei Auswaschen notwendig ist, und daß nur eine einzige Titration ausgeführt werden muß. Der Boden ist nach dem Durchwaschen der alkalischen  $BaCl_2$ -Lösung vollkommen mit Ba gesättigt, da das ebenfalls vorhandene Na infolge seiner niedrigen Konzentration und seiner geringen Eintauschenergie am Basenumtausch praktisch nicht teilnimmt. Es ist also im Filtrat eine dem  $T$ -Wert entsprechende Menge Ba weniger vorhanden, so daß bei hoher Anforderung an die Genauigkeit die Titration mit  $Ba(OH)_2$  vorgenommen werden muß. Für praktische Zwecke dürfte allerdings eine Titration mit NaOH vollauf genügen. Bestimmt man nach dieser Methode den  $T$ -Wert von Böden, so erhält man selbst bei einem  $p_H$  des Bodens von 7 noch 30–50% sorbierten Wasserstoff. Die in Amerika und England am meisten angewandte Methode ist diejenige von

<sup>1</sup> MUKHERJEE, I. N., R. P. MITTRA u. U. S. MUKHERJEE: a. a. O. S. 1.

<sup>2</sup> SCHEFFER, F., u. W. NAGEL: Physikalische und chemische Zustandsänderungen des Sorptionskomplexes der Nordseemarschböden durch Blausandmelioration. Kühn-Arch. **39**, 246 (1935).

P. W. PARKER<sup>1</sup>. Dieser bestimmt die Sorptionskapazität auf folgende Weise: Er wäscht den Boden mit  $n$  Ba-Azetat  $p_H$  7 durch und bestimmt die in Freiheit gesetzte Essigsäure durch elektrometrische Titration mit  $Ba(OH)_2$ . Darauf wird mit  $n$   $NH_4Cl$ -Lösung weiter ausgewaschen, das überschüssige  $NH_4Cl$  mit Alkohol entfernt und das sorbierte  $NH_4$  abdestilliert und analytisch bestimmt. H. D. CHAPMAN und W. P. KELLEY<sup>2</sup> prüften die Bestimmung des  $T$ -Wertes mit  $n$   $NH_4$ -Azetat nach. In der einen Versuchsreihe wuschen sie die Böden nur mit  $NH_4$ -Azetat aus, in der anderen wurden die Böden vorher 24 Stunden mit  $100\text{ cm}^3$  einer  $0,1n$   $Ba(OH)_2$ -Lösung behandelt und darauf erst mit  $NH_4$ -Azetat ausgewaschen. In beiden Fällen wurden die gleichen Ergebnisse erhalten. Diese Versuche stehen in Übereinstimmung mit denen von P. W. PARKER<sup>1</sup>. Zu diesen Versuchen muß bemerkt werden, daß eine Erhöhung des  $T$ -Wertes aus dem Grunde nicht erwartet werden konnte, weil nach der  $Ba(OH)_2$ -Behandlung mit einer gut gepufferten Lösung durchgewaschen wurde (s. oben). Weiterhin prüften sie den Einfluß von  $CaCO_3$  auf die Bestimmung des  $T$ -Wertes. Da die Löslichkeit von  $CaCO_3$  in  $NH_4$ -Azetat ziemlich hoch ist, besteht die Möglichkeit, daß der bei der Behandlung mit  $NH_4$ -Azetat in Lösung gehende Kalk die Menge des sorbierten Ammoniums beeinträchtigt. Sie konnten nachweisen, daß bis zu einem Kalkgehalt des Bodens von 3% die Sorption von  $NH_4$  nicht beeinflußt wurde. Bei höherem Kalkgehalt trat eine starke Verminderung des sorbierten  $NH_4$  ein. Wichtig war weiterhin, daß der zur Auswaschung des überschüssigen  $NH_4$ -Azetats benutzte Alkohol neutrale Reaktion hatte, da sonst auch sorbiertes  $NH_4$  herausgelöst wurde (Umtausch  $NH_4$ -H). W. H. PIERRE und G. D. SCARSETH<sup>3</sup> prüften die Methoden von F. W. PARKER und die von W. P. KELLEY und S. M. BROWN<sup>4</sup> [ $Ba(OH)_2$ - $NH_4Cl$ ] nach. Dabei stellten sie fest, daß man durch die Behandlung mit  $Ba(OH)_2$  nach der zweiten Methode höhere Werte erhält. Eine Beziehung zwischen dem Sättigungsgrad und  $p_H$  der Böden war nicht feststellbar.

A. P. VANSELOW<sup>5</sup> sättigte zwei Bentonite und zwei Bodenkolloide mit Na bzw. K, indem er sie mit  $NaCl$ - bzw.  $KCl$ -Lösung auslaugte. Darauf wurde mit  $NH_4$ -Azetat durchgewaschen und das vom Boden sorbierte  $NH_4$  bestimmt. Die vorher mit Na gesättigten Bentonite und Bodenkolloide hatten ein höheres Sorptionsvermögen als die mit K gesättigten. A. NATH PURI<sup>6</sup> bestimmte die Sorptionskapazität einer großen Anzahl Böden dadurch, daß er sie zunächst in H-Böden ( $0,05n$   $HCl$ ) verwandelte und sie dann im Vakuum über einer  $n$   $NH_3$ -Lösung mit  $NH_3$  ins Gleichgewicht brachte. Darauf wurden die Böden im Vakuumexsikkator über 90proz. Schwefelsäure vom überschüssigen Ammoniak befreit. Die so behandelten Böden zeigten durchschnittlich ein  $p_H$  von 8,5. Am niedrigsten waren die Werte bei Humus- und Lateritböden, die demnach das  $NH_4$  weniger fest zu binden vermögen. Eine Methode, bei welcher eine alkalische Lösung (ähnlich F. SCHEFFER und W. NAGEL) verwendet wird, wurde von A. NATH

<sup>1</sup> PARKER, P. W.: The determination of exchangeable hydrogen in soils. J. amer. Soc. Agronomy **21**, 1030 (1929).

<sup>2</sup> CHAPMAN, H. D., u. W. P. KELLEY: The determination of the replaceable bases and the base-exchange capacity of soils. Soil Sci. **30**, 391 (1930).

<sup>3</sup> PIERRE, W. H., u. G. D. SCARSETH: Determination of the percentage base saturation of soils and its value in different soils at definite  $p_H$  values. Soil Sci. **31**, 99 (1931).

<sup>4</sup> KELLEY, W. P., u. S. M. BROWN: Base unsaturation in soils. Proc. 1. Internat. Congr. Soil Sci. **2**, 491 (1928).

<sup>5</sup> VANSELOW, A. P.: Equilibria of the base-exchange permutites, soil colloids and zeolites. Soil Sci. **33**, 95 (1932).

<sup>6</sup> NATH PURI, A.: Interaction between ammonia and soils, as a new method of characterizing soil colloids. Soil Sci. **31**, 93 (1931).

PURI<sup>1</sup> ausgearbeitet. Der Boden wird mit einer alkalischen NaCl-Lösung (NaOH = 0,05 n, NaCl = 1,0 n) ausgewaschen, bis alle austauschbaren Basen durch Na ersetzt sind. Darauf wird mit 1000 cm<sup>3</sup> einer 0,1 n Ba(OH)<sub>2</sub>-Lösung durchgewaschen, dabei wird das austauschbare Na durch Ba ersetzt und geht seinerseits als Hydroxyd ins Filtrat. Im Filtrat befinden sich schließlich NaCl, NaOH, Ba(OH)<sub>2</sub>. Das Ba wird durch Einleiten von CO<sub>2</sub> gefällt und nach Aufkochen abfiltriert. Zum Filtrat gibt man einen Überschuß an Säure und titriert zurück, wobei man das in der Lösung befindliche Na<sub>2</sub>CO<sub>3</sub> bestimmt. Die Methode hat den Vorteil, daß man nach dem Sättigen mit NaCl nicht auszuwaschen braucht. Sie versagt bei der Anwesenheit von Sulfaten. Ein Vergleich mit der früher von ihm ausgearbeiteten Methode (H-Boden + NH<sub>3</sub>) ergab mit wenigen Ausnahmen (Laterite) eine gute Übereinstimmung. Im Anschluß an eine Methode zur Bestimmung des austauschbaren K + Na arbeitete A. NATH PURI<sup>2</sup> noch eine andere Methode zur Bestimmung des *T*-Wertes aus, bei welcher auch Sulfate nicht stören. Der Boden wird mit 500 cm<sup>3</sup> 0,2 n (NH<sub>4</sub>)<sub>2</sub>CO<sub>3</sub>, darauf mit 500 cm<sup>3</sup> 0,2 n KCl und schließlich mit 500 cm<sup>3</sup> 0,2 n (NH<sub>4</sub>)<sub>2</sub>CO<sub>3</sub> ausgewaschen. Das austauschbare Kali liegt im Filtrat als Karbonat vor und ist nach dem Eindampfen und schwachen Glühen zur Vertreibung des Ammoniumkarbonats leicht titrimetrisch zu bestimmen. W. M. SHAW und W. H. MCINTIRE<sup>3</sup> bestimmten den *T*-Wert von kalkhaltigen und nichtkalkhaltigen Böden dadurch, daß sie dieselben mit einer n NH<sub>4</sub>Cl-Lösung längere Zeit kochten. Dabei wird eine NH<sub>3</sub>-Menge ausgetrieben bzw. vom Boden zurückgehalten und danach mit MgO abdestilliert, welche der Menge der sorbierten Basen und dem CaCO<sub>3</sub>-Gehalt äquivalent ist. D. L. ASKANASI<sup>4</sup> konnte nachweisen, daß man bei längerer Behandlung mit einer BaCl<sub>2</sub>-Lösung dem Boden genau so viel H-Ionen entziehen kann, als wenn man Ca-Azetat anwendet.

A. L. PRINCE und S. J. TOTH<sup>5</sup> untersuchten den Einfluß der Phosphate auf die Veränderung des *T*-Wertes im Boden und konnten eine geringe Erhöhung des *T*-Wertes bei Düngung mit Superphosphat feststellen. Die Bestimmung des *T*-Wertes mit Ba-Azetat ergab höhere Werte als mit NH<sub>4</sub>-Azetat. Auch F. G. MERKLE<sup>6</sup> stellte bei Feldversuchen fest, daß durch Superphosphat eine Erhöhung des *T*-Wertes hervorgerufen wird. A. L. PRINCE und S. J. TOTH erklären diese Zunahme damit, daß das Acidoid-Basoid-Verhältnis  $\frac{\text{SiO}_2, \text{Humus}, \text{P}_2\text{O}_5}{\text{R}_2\text{O}_3}$  erhöht wird und damit eine höhere Sorption verbunden ist. Nach dieser Erklärungsweise ist die Erhöhung des *T*-Wertes von wenig praktischem Interesse, weil diese wieder verschwindet, wenn die Phosphorsäure von den Pflanzen dem Boden wieder entzogen wird.

Eine sehr einfache Methode zur Bestimmung des *S*-Wertes wurde von K. SCHICK und J. ZAKARIAS<sup>7</sup> ausgearbeitet. Der Boden (25 g) wurde mit 500 cm<sup>3</sup>

<sup>1</sup> NATH PURI, A.: A new method of determining base-exchange capacity of soils. Soil Sci. **37**, 105 (1934).

<sup>2</sup> NATH PURI, A.: Estimation of replaceable Na und K, exchange capacity and degree of alkalization in alkali soils by ammonium carbonate extraction. Soil Sci. **40**, 249 (1935).

<sup>3</sup> SHAW, W. M., u. W. H. MCINTIRE: The determination of absorbed bases by boiling with ammonium chloride and the utility of the procedure in related soil investigations. Soil Sci. **39**, 359 (1935).

<sup>4</sup> ASKANASI, D. L.: Über das Wesen der Bodenazidität. Z. Pflanzenernährg **31**, 166 (1933).

<sup>5</sup> PRINCE, A. L., u. S. J. TOTH: The effect of phosphates on the cation exchange capacity of certain soils. Soil Sci. **42**, 281 (1936).

<sup>6</sup> MERKLE, F. G.: Base exchange studies on the Pennsylvania jordan field plots. Soil Sci. **38**, 37 (1934).

<sup>7</sup> SCHICK, K., u. J. ZAKARIAS: Die Bestimmung des *S*-Wertes, des austauschbaren Kalziums und Magnesiums in karbonatfreien Böden nach HISSINK mittels maßanalytischer Methoden. Z. Pflanzenernährg **28**, 335 (1933).

n  $\text{NH}_4\text{Cl}$  geschüttelt, 200  $\text{cm}^3$  vom Filtrat eingedampft, schwach gegläht, mit  $\text{HCl}$  noch einmal eingedampft und im Rückstand  $\text{Cl}$  bestimmt. Die Summe der sorbierten Basen ist dann dem gefundenen  $\text{Cl}$  äquivalent. A. NATH PURI<sup>1</sup> bestimmt den  $S$ -Wert in ähnlicher Weise wie H. KAPPEN<sup>2</sup>, jedoch mit dem Unterschiede, daß er den Boden auf dem Filter mit  $\text{HCl}$  durchwäscht, bis sämtliche austauschbaren Basen durch  $\text{H}$  ersetzt sind. Im Filtrat ist dann die der Menge an ausgetauschten Basen äquivalente Menge an  $\text{H}$ -Ionen dadurch leicht zu bestimmen, daß man die Änderung der  $\text{H}$ -Ionenkonzentration durch Titration bestimmt. Diese Methode dürfte bessere Werte als die von H. KAPPEN ergeben.

#### Bestimmung des Kalkbedarfs und der Reaktion des Bodens.

Für die Bestimmung des Kalkbedarfs wurde eine große Anzahl von Methoden aufgestellt. Man wollte möglichst durch Schnellmethoden ein Bild über den Kalkzustand des Bodens erhalten. Dabei muß jedoch von vornherein darauf hingewiesen werden, daß sich das Gleichgewicht bei der Umsetzung des Bodens mit einer Base erst allmählich einstellt, und daß die Geschwindigkeit der Gleichgewichtseinstellung von Boden zu Boden verschieden ist. Damit verlieren alle diejenigen Methoden ihren Wert, welche durch einen Umrechnungsfaktor das endgültige Gleichgewicht errechnen wollen. Weiterhin muß darauf hingewiesen werden, daß die zur Erreichung des  $p_{\text{H}}$ -Wertes von 7 erforderlichen Mengen an Basen abhängig sind von dem Kation, wie S. 331 schon ausgeführt wurde. Man kann also nicht aus dem  $\text{NaOH}$ -Verbrauch, der vom Boden zur Erreichung neutraler Reaktion nötig ist, ohne weiteres auf  $\text{Ca}$  umrechnen. Man müßte dann einen Umrechnungsfaktor anwenden, der wiederum von der Zusammensetzung der Tonfraktion des Bodens abhängig wäre. Systematische Versuche an den Bodenkomponenten liegen in dieser Hinsicht noch nicht vor. R. L. MITCHELL<sup>3</sup> behandelte fünf verschiedene Böden mit zwei verschiedenen Gaben an  $\text{CaO}$  und stellte fest, daß sich das Gleichgewicht auf dem Felde nach 6 Monaten eingestellt hatte. Nach 12 Monaten war nur eine geringe Änderung gegenüber 6 Monaten festzustellen. 50—70% des zugegebenen Kalkes waren in den austauschbaren Zustand übergegangen. Die größte Zunahme fand bei den Böden statt, welche vorher den höchsten Gehalt an  $\text{H}$ -Ionen hatten. Dieser Befund steht in Übereinstimmung mit Versuchen von D. J. HISSINK<sup>4</sup>, welcher feststellte, daß um so mehr  $\text{Ca}$  in den austauschbaren Zustand übergeht, je ungesättigter der Boden ist. Nach R. L. MITCHELL<sup>3</sup> war die Zunahme an austauschbarem  $\text{Ca} + \text{Mg}$  im allgemeinen etwas höher als die Abnahme an  $\text{H}$ . Dies kann seiner Meinung nach darin begründet sein, daß die Austauschkapazität beim Kalken erhöht wird, wie u. a. auch von W. H. PIERRE und G. D. SCARSETH<sup>5</sup> und R. H. WALKER und Mitarbeitern<sup>6</sup> festgestellt wurde. Die Menge an austauschbarem  $\text{Na}$  und  $\text{Mg}$  wurde durch Kalken nicht erhöht. Der Sättigungsgrad  $V$  bei  $p_{\text{H}}$  7 wurde in Übereinstimmung mit R. H. WALKER und Mitarbeitern zu 80—90% gefunden ( $T$ -Wert bestimmt bei  $p_{\text{H}}$  7). Zur Berechnung des Kalkbedarfes prüfte MITCHELL drei Methoden nach: die Methode KAPPEN, die Methode nach H. B. HUTCHINSON und K. McLENNAN<sup>7</sup> [ $\text{Ca}(\text{HCO}_3)_2$ ] und die Methode der Neutralisation mit  $\text{Ca}(\text{OH})_2$ .

<sup>1</sup> NATH PURI, A.: A simple methode of estimating total exchangeable bases in soils. *Soil Sci.* **31**, 275 (1931).

<sup>2</sup> LEMMERMANN, O.: Methoden für die Untersuchung des Bodens, S. 62. Verlag Chemie 1932.

<sup>3</sup> MITCHELL, R. L.: a. a. O. S. 664.

<sup>4</sup> HISSINK, D. J.: *Trans. 2. Comm. Internat. Soc. Soil. Sci. Groningen* **1927**, A 174.

<sup>5</sup> PIERRE, W. H., u. G. D. SCARSETH: a. a. O. S. 99.

<sup>6</sup> WALKER, R. H., P. E. BROWN u. A. W. JOUNG: *Res. Bull. Iowa, Agricult. Exper. Stat.* **1932**, 148.

<sup>7</sup> HUTCHINSON, H. B., u. K. McLENNAN: *J. agricult. Sci.* **7**, 75 (1915).

Die letzte Methode gab die besten Ergebnisse, nur kann der „Kalkfaktor“ auch von der Bodenart abhängen, er lag im allgemeinen zwischen 2,5 und 3. Der Faktor 2 von KAPPEN bedarf nach seinen Versuchen einer Korrektur. A. GEHRING und O. WEHRMANN<sup>1</sup> untersuchten die Beziehungen zwischen der hydrolytischen Azidität und dem Kalksättigungsgrad und weisen auf den grundlegenden Unterschied zwischen den beiden Methoden hin. Bei ihrer Bestimmung des Kalksättigungsgrades gehen sie davon aus, daß ein Boden bei der Sättigung von 70% Ca die günstigste Struktur hat. Bei der hydrolytischen Azidität wird jedoch nur auf den Wasserstoff Bezug genommen, ganz unabhängig davon, ob der Boden z. B. größere Mengen sorbiertes Na enthält. Trotzdem wird man in humidem Klima mittels beider Methoden für den Kalksättigungsgrad gleiche Resultate erhalten können, da bei diesem Klima die sonstigen Basen nur in geringer Menge vorhanden sind. H. NIKLAS und Mitarbeiter<sup>2</sup> untersuchten den Zusammenhang zwischen der  $p_H$ -Zahl und dem Sättigungsgrad nach KAPPEN und GEHRING. Sie fanden nur eine teilweise Korrelation. Der Kalkbedarf des Bodens wurde von A. NATH PURI und A. S. VANSHYLLA<sup>3</sup> dadurch bestimmt, daß sie den Boden mit  $\text{CaCO}_3$  ins Gleichgewicht brachten und die Menge an sorbiertem Kalk vor und nach der  $\text{CaCO}_3$ -Zugabe bestimmten. J. G. MASCHHAUPT und J. TEN HAVE<sup>4</sup> wählten als 100proz. Sättigung den Zustand des Bodens, der sich einstellt, wenn man ihn mit  $\text{CaCO}_3$  ins Gleichgewicht kommen läßt. Zur analytischen Bestimmung dieses Wertes gingen sie so vor, daß sie den Boden mit einer abgemessenen Menge  $\text{CaCO}_3$  vermischten und nach 2 Tagen durch eine  $\text{CO}_2$ -Bestimmung im SCHEIBLER-Apparat die umgesetzte Menge an  $\text{CaCO}_3$  bestimmten. O. WEHRMANN und R. BALKS<sup>5</sup> suchten die Einstellung zwischen Boden und Base dadurch zu beschleunigen, daß sie dem Boden einen Überschuß an  $\text{Ba(OH)}_2$  zufügten, die Bodensuspension durch Zusatz von 0,05 n  $\text{H}_2\text{SO}_4$  auf  $p_H = 5$  brachten und dann wieder mit  $\text{Ba(OH)}_2$  bis  $p_H = 7$  titrierten. Dieser hohe Zusatz von  $\text{H}_2\text{SO}_4$  erwies sich deshalb als notwendig, um gebildetes Karbonat zu zerstören. Sie glauben, daß die H-Ionen, welche sich durch den  $\text{H}_2\text{SO}_4$ -Zusatz gebildet haben, weniger fest am Komplex haften, so daß sie bei Zusatz von  $\text{Ba(OH)}_2$  in kürzerer Zeit umgetauscht werden können. Diese Auffassung muß allerdings mit großer Vorsicht aufgenommen werden. Bei stärkerer Übersättigung mit  $\text{Ba(OH)}_2$  wurde eine höhere Menge an Ba festgelegt. Zwischen den elektrometrisch gefundenen Werten und  $\gamma_1$  nach KAPPEN wurde ein verhältnismäßig guter Zusammenhang festgestellt, wenn sich auch ein Faktor von 3,8–4,8 anstatt 3 ergab. Aus der Literatur ist ersichtlich, daß dieser Umrechnungsfaktor starken Schwankungen unterworfen ist, so daß dadurch eine genaue Bestimmung des Kalkbedarfes nicht möglich sein dürfte.

S. GOY<sup>6</sup> suchte die Methode zur Bestimmung des Kalkbedarfes nach A. GEHRING dadurch zu vereinfachen, daß er den Boden mit  $\text{Ca(OH)}_2$  über-

<sup>1</sup> GEHRING, A., u. O. WEHRMANN: Über die Beziehungen zwischen der hydrolytischen Azidität des Bodens und dem Kalksättigungsgrad nach GEHRING-WEHRMANN. *Z. Pflanzenernährg* **21**, 1 (1931).

<sup>2</sup> NIKLAS, H., A. HOCK u. A. FREY: Vergleichende Untersuchungen über die Zusammenhänge zwischen Sättigungsgrad und Pufferung eines Bodens und den Reaktionswerten. *Z. Pflanzenernährg* **25**, 203 (1932).

<sup>3</sup> NATH PURI, A., u. A. S. VANSHYLLA: A simple method of finding the lime status and lime requirement of soils, based on reaction with  $\text{CaCO}_3$ . *Soil Sci.* **41**, 361 (1936).

<sup>4</sup> MASCHHAUPT, J. G., u. J. TEN HAVE: Die Bestimmung des Kalkzustandes oder Sättigungsgrades toniger Böden. *Z. Pflanzenernährg* **35**, 146 (1934).

<sup>5</sup> WEHRMANN, O., u. R. BALKS: Untersuchungen zur Methodik der elektrometrischen Titration von Bodensuspensionen. *Bodenkde u. Pflanzenernährg* **51**, 1 (1938).

<sup>6</sup> Goy, S.: Die elektrometrische Titration und das Gesetz des basenfassenden Raumes des Bodens. *Forschiedienst* **2**, 345 (1936).



sättigte und dann elektrometrisch mit 0,1n HCl zurücktitrierte. Die Rücktitration kann dann bis zu dem  $p_H$ -Wert vorgenommen werden, welchen man durch Kalkung erreichen will. S. GOY und O. ROOS<sup>1</sup> machen die Annahme, daß dem Boden je nach dem Dispersionszustande eine verschiedene Kalkmenge zugeführt werden muß, um ihn auf einen bestimmten  $p_H$ -Wert zu bringen. Die größte Dispersion glaubten sie dadurch zu erreichen, daß sie den Boden unter Zusatz von  $\text{Ca}(\text{OH})_2$  auf 60° erwärmten.

Die Titration mit NaOH hat den Nachteil, daß die zur Erzielung eines bestimmten  $p_H$ -Wertes erforderliche Menge NaOH nicht  $\text{Ca}(\text{OH})_2$  äquivalent ist, wie schon eingangs betont wurde. Auch der Verwendung von  $\text{Ba}(\text{OH})_2$  haften ähnliche Mängel an, da man im allgemeinen den betreffenden  $p_H$ -Wert mit  $\text{Ca}(\text{OH})_2$  früher erreicht als mit  $\text{Ba}(\text{OH})_2$ . Die beste Methode zur Bestimmung des Kalkbedarfes besteht zweifelsohne immer noch darin, daß man dem Boden steigende Mengen CaO bzw.  $\text{CaCO}_3$  zugibt und das Endgleichgewicht nach einigen Tagen untersucht.

Die Bestimmung der Reaktion des Bodens wird gewöhnlich auf elektrometrischem Wege durchgeführt. Man kann dieselbe aber auch dadurch bestimmen, daß man die Hydrolyse von Äthylazetat oder die Inversion von Zucker bestimmt. F. W. PARKER und O. C. BRYAN<sup>2</sup> wandten diese beiden Methoden an, indem sie einmal das Filtrat des Wasserauszuges eines sauren Bodens untersuchten und im anderen Falle die Bodensuspension. Die Hydrolyse des Äthylazetats war am größten im Wasserauszug, die Zuckerinversion war dagegen in der Bodensuspension am größten. A. NATH PURI und A. N. DUA<sup>3</sup> führten die Böden zunächst vollkommen in H-Böden über und untersuchten dann den Einfluß der Temperatur, des  $p_H$ -Wertes und der Konzentration von Äthylazetat auf die Hydrolyse von Äthylazetat. Sie fanden eine gute Korrelation zwischen H-Ionen-Konzentration und der in Freiheit gesetzten Essigsäure. Auch bei der Messung der Zuckerinversion in Abhängigkeit vom  $p_H$  (bestimmt durch einen Na-Azetat-Essigsäure-Puffer) erhielten sie eine ähnliche Kurve wie bei der Hydrolyse von Äthylazetat. Sie fanden dabei folgende Beziehung:

$$p_H = 2,3 - \log E \quad (E = \text{Zuckerinversion in g je } 25 \text{ cm}^3).$$

A. NATH PURI und A. G. ASGHAR<sup>4</sup> untersuchten den Einfluß des Boden-Wasser-Verhältnisses auf das  $p_H$  von Böden, welche in verschiedenem Grade durch Na, K bzw. Ca abgesättigt worden waren. Bei gleichem Zusatz an Base nahm in Übereinstimmung mit der Literatur das  $p_H$  in folgender Reihenfolge zu:  $\text{Na} < \text{K} < \text{Ca}$ . Das Boden-Wasser-Verhältnis wurde variiert von 1 : 5 und 1 : 25, ohne daß dadurch eine wesentliche Verschiebung der Reaktion eingetreten wäre. Wurden dem Na-Boden steigende Mengen an NaCl, dem K-Boden KCl und dem Ca-Boden  $\text{CaCl}_2$  zugefügt, so wurde das  $p_H$  der Böden selbst bei sehr geringer Neutralsalzzugabe ganz beträchtlich nach unten verschoben. Die großen Schwankungen der Reaktion, welche zuweilen in Böden beobachtet werden, können ihrer Meinung nach in der Änderung des Salzgehaltes begründet sein. Wurden die  $p_H$ -Bestim-

<sup>1</sup> GOY, S., u. O. ROOS: Über den Ausbau der elektrometrischen Bodentitration zu einer Methode für die genaue Bestimmung des Kalkbedarfes unter Berücksichtigung des physikalischen Bodenzustandes. *Bodenkde u. Pflanzenernährg* **2** (47), 166 (1937).

<sup>2</sup> PARKER, F. W., u. O. C. BRYAN: Soil acidity as measured by sugar inversion, the truog test and the hydrogen-ion concentration and its relation to the hydrolysis of ethyl acetate. *Soil Sci.* **15**, 99 (1923).

<sup>3</sup> NATH PURI, A., u. A. N. DUA: Hydrogen-ion activity of colloidal acids in soils. *Soil Sci.* **46**, 113 (1938).

<sup>4</sup> NATH PURI, A., u. A. G. ASGHAR: Influence of salts and soil-water ratio on  $p_H$  value of soils. *Soil Sci.* **46**, 249 (1938).

mungen in n KCl-Lösung ausgeführt, so war der Einfluß der Neutralsalze viel geringer. Auch ein verschiedenes Boden-Wasser-Verhältnis machte sich bei der Messung mit KCl nur wenig bemerkbar. Sie weisen deshalb darauf hin, daß die  $p_H$ -Messung immer in KCl-Lösung vorgenommen werden sollte.

A. NATH PURI und A. SARUP<sup>1</sup> stellen Betrachtungen über die Schwierigkeiten der  $p_H$ -Messung an. Obwohl sich eine Bodensuspension wie ein gewöhnliches Puffergemisch verhält, besteht doch ein grundlegender Unterschied darin, daß das Puffergemisch homogen ist, d. h. daß alle H- und OH-Ionen gleichmäßig in der ganzen Flüssigkeit verbreitet sind, während eine Bodensuspension nicht homogen ist. Deshalb ist es ihrer Ansicht nach zweifelhaft, ob man beim Boden von einem  $p_H$ -Wert schlechthin reden kann. Aus theoretischen Gründen müßte jeder Boden einen  $p_H$ -Wert haben, der vollkommen durch den Betrag und die Natur der austauschbaren Basen festgelegt ist, und damit unabhängig von der Methode der Messung eine Konstante sein müßte. Sie glauben diese Konstante in dem „isohydric  $p_H$ “ zu sehen. Dies ist derjenige  $p_H$ -Wert einer Pufferlösung, welche keine Änderung der Reaktion zeigt, wenn sie mit dem Boden zusammengebracht wird. S. MATTSON<sup>2</sup> nannte dies  $p_H$  den Punkt der Austauschneutralität. Zur Bestimmung dieses Punktes schüttelten A. NATH PURI und A. SARUP den Boden mit einer Reihe von Puffergemischen mit verschiedenem  $p_H$ . Die Filtrate wurden dann mit einer eingestellten Säure titriert. Aus der Titrationskurve der Pufferlösung und dem Betrag der verbrauchten Säure bei der Titration der Filtrate kann man das  $p_H$  interpolieren, bei welchem Boden und Pufferlösung im Gleichgewicht sind. Als Puffergemische wurden Kaliumazetat-Essigsäure ( $p_H = 3,7-6$ ) und Borsäure-KCl-KOH angewandt. Das „isohydric  $p_H$ “ stellt ihrer Meinung nach eine Konstante dar. Es muß aber darauf hingewiesen werden, daß sie den Ionenbelag des Bodens durch die Zugabe des Puffers ändern, wodurch der Boden eine andere Reaktion annimmt.

S. KÜHN<sup>3</sup> untersuchte 394 Böden auf ihre  $p_H$ -Spanne (H<sub>2</sub>O-KCl) und stellte fest, daß die durchschnittliche  $p_H$ -Spanne bei stark alkalischen Böden am größten ist. Sie hat einen Minimalwert in der Nähe des Neutralpunktes und einen Maximalwert bei  $p_H = 5,5$ . Allerdings muß darauf hingewiesen werden, daß die Abweichungen vom Mittelwert außerordentlich groß sind. Zwischen der  $p_H$ -Spanne und der Bindigkeit der Böden bestand eine lineare Beziehung, d. h. je schwerer der Boden war, desto größer war die  $p_H$ -Spanne, eine Feststellung, die mit der größeren Menge sorbierter H-Ionen eines kolloidreichen Bodens zusammenhängt. Von L. POZDENA<sup>4</sup> wurden jedoch andere Feststellungen gemacht. So war die  $p_H$ -Spanne in alkalischen Böden sogar oft negativ, das  $p_H$ , in KCl gemessen, war höher als das in H<sub>2</sub>O bestimmte. Die Messungen wurden von ihm kolorimetrisch im Filtrat vorgenommen.

#### Das Bodenkali.

Das Kali nimmt gegenüber den anderen Kationen des Bodens eine Sonderstellung ein. Die Unterschiede zwischen austauschbar und nichtaustauschbar

<sup>1</sup> NATH PURI, A., u. A. SARUP: Isohydric  $p_H$  value of soils and its determination. Soil Sci. **46**, 49 (1938).

<sup>2</sup> MATTSON, S.: The laws of soil colloidal behavior. VI. Amphoteric behavior. Soil Sci. **32**, 343 (1931).

<sup>3</sup> KÜHN, S.: Neue Beziehungen zwischen Bodenazidität und Bodenphysik. Bodenkte u. Pflanzenernähr **51**, 7 (1938) — Über Aziditätsfragen bei Böden. Z. Pflanzenernähr **27**, 73 (1933).

<sup>4</sup> POZDENA, L.: Über die Änderungen der Bodenreaktion im Laufe eines Jahres und das Verhältnis zwischen der  $p_H$ -Zahl in Wasser und in Kaliumchlorid. Z. Pflanzenernähr **27**, 87 (1933).

sind beim Bodenkali weniger ausgeprägt als bei den anderen Kationen. Während die Pflanzen Ca, Mg und Na nur in austauschbarer Form aufnehmen, vermögen sie Kali auch in nichtaustauschbarer Form aufzunehmen<sup>1</sup>. Auf der anderen Seite sind die Böden in der Lage, Kali in einer nichtaustauschbaren Form festzulegen. So stellte O. H. SEARS<sup>2</sup> fest, daß ein unfruchtbarer CaCO<sub>3</sub>-haltiger Boden in der Lage war, große Mengen des zugegebenen Kalis in nichtaustauschbarer Form festzulegen. Einige Jahre später konnten R. HOAGLAND und J. C. MARTIN<sup>3</sup> die Befunde von O. H. SEARS auch an nicht CaCO<sub>3</sub>-haltigen Böden bestätigen. Die sofortige Festlegung fand sowohl bei schweren als auch bei leichten Böden statt. Bei manchen Böden war dagegen überhaupt keine Festlegung festzustellen. Durch die Kalifestlegung wurden praktisch äquivalente Mengen anderer Basen in Freiheit gesetzt. Eine Verringerung der totalen Austauschkapazität konnte nicht festgestellt werden. N. J. VOLK<sup>4</sup> untersuchte 2 Böden auf ihr Vermögen, zugefügtes Kali in einer nichtaustauschbaren Form festzulegen. Er stellte fest, daß beim bloßen Stehen des Bodens mit einer KCl- bzw. KHCO<sub>3</sub>-Lösung keine Festlegung von K<sub>2</sub>O eintrat, erst beim Eintrocknen bei Zimmer- oder höherer Temperatur (70°) trat eine starke Festlegung ein. Diese war fast ausschließlich auf die Fraktion < 0,002 mm beschränkt. Weiterhin untersuchte er 100 Böden, die er unter Zusatz von KCl je 10mal mit Wasser versetzte und jedesmal bei 70° eintrocknen ließ. Dabei fand er eine Festlegung von 0—114%. Die Festlegung bei 7 Böden lag über 100%, d. h. ursprünglich austauschbares Kali war in eine nichtaustauschbare Form übergegangen. Je niedriger der Kolloidgehalt des Bodens war, desto geringer war das Festlegungsvermögen, und umgekehrt. Eine Ausnahme bildeten zwei Laterite. Verschiedene Bodenminerale und Gesteine wurden nun auf dieselbe Weise untersucht: Biotit, Nephelin, Anorthit, Apophyllit, Anorthoklas, Chlorit, Talk und Syenit zeigten keinerlei Festlegung, Albit, Halloysit, Deweylit und unzersetzer Granit legten kleine Mengen Kali fest. Die starke Festlegung durch die untersuchten Böden war aber dadurch nicht zu erklären. Durch Vergleich der Kolloidfraktionen zweier Parzellen des gleichen Bodens, von dem die eine während 50 Jahren mit KCl gedüngt, die andere kalifrei geblieben war, glaubt er die Folgerung ziehen zu können, daß die Festlegung in einer sekundären Bildung von Muskowit begründet ist. Die Parzellen scheinen jedoch in ihrer Zusammensetzung von Anfang an verschieden gewesen zu sein, wie aus dem unterschiedlichen Feldspatgehalt der beiden Parzellen ersichtlich ist, so daß obige Folgerung nur als wahrscheinlich hingestellt werden kann. G. W. VOLK<sup>5</sup> unter-

<sup>1</sup> GEDROIZ, K. K.: Exchangeable cations of the soil and the plant. I. Relation of plant to certain cations fully saturating the soil exchange capacity. *Soil Sci.* **32**, 51 (1931). — VAGELER, P., u. F. ALTEN: Böden des Nil und Gash. VII. *Z. Pflanzenernährg A* **24**, 63 (1932). — LILLELAND, O.: The distribution of potassium in deciduous orchard soils in California. *Soil Sci.* **34**, 11 (1932). — HOAGLAND, R., u. J. C. MARTIN: Absorption of potassium by plants in relation to replaceable, non-replaceable, and soil solution potassium. *Soil Sci.* **36**, 1 (1933). — HOAGLAND, R., u. J. C. MARTIN: Absorption of potassium by plants and fixation by the soil in relation to certain methods for estimating available nutrients. *Trans. 3. Internat. Congr. Soil Sci.* **1**, 99 (1935). — WIESSMANN, H., u. W. LEHMANN: Untersuchungen über die Kationen-, insbesondere Kaliumaufnahme durch die Pflanzen. *Z. Pflanzenernährg A* **35**, 129 (1934). — ABEL, F. A. E., u. O. C. MAGISTAD: *J. amer. Soc. agronomy* **27**, 437 (1935). — BAMBERG, K.: Aktive und passive Pflanzennährstoffe im Boden und deren Bestimmung. *Z. Pflanzenernährg A* **45**, 154 (1936). — SCHACHTSCHABEL, P.: Aufnahme von nichtaustauschbarem Kali durch die Pflanzen. *Bodenkde u. Pflanzenernährg* **3** (48), 107 (1937).

<sup>2</sup> SEARS, O. H.: Relation of nitrates in soils to the response of crops to potash fertilization. *Soil Sci.* **30**, 325 (1930).

<sup>3</sup> HOAGLAND, R., u. J. C. MARTIN: a. a. O. S. 1.

<sup>4</sup> VOLK, N. J.: The fixation of potash in difficult available form in soil. *Soil Sci.* **37**, 267 (1934).

<sup>5</sup> VOLK, G. W.: The nature of potash fixation in soils. *Soil Sci.* **45**, 263 (1938).

suchte ebenfalls eine größere Anzahl von Mineralen auf ihr Festlegungsvermögen. Im allgemeinen waren die Minerale, mit Ausnahme eines Muskowits und Bentonits, nicht in der Lage, wesentliche Beträge an Kali festzulegen. Die Festlegungsfähigkeit von Muskowit und Sericit wurde wesentlich erhöht, wenn diese Minerale vorher mit kohlen säurehaltigem Wasser behandelt wurden. Eine Behandlung mit  $\text{Na}_2\text{CO}_3$ -Lösung hatte dagegen keinen Einfluß. Eine Zugabe von kolloider Kieselsäure und Tonerde veränderte den Betrag an Kali, welcher durch Kaolin festgelegt wurde, nicht, dagegen trat bei Pyrophyllit eine Zunahme des festgelegten Kalis ein. Intensives Mahlen von Kaolin, Muskowit und Sericit hatten keinen Einfluß auf die Festlegungsfähigkeit dieser Minerale. Die Behandlung eines Bodens und eines zersetzten Granits mit  $\text{Na}_2\text{CO}_3$ -Lösung vermehrte deren Festlegungsfähigkeit. Bei der Behandlung mit schwacher Salzsäure wurde jedoch die Festlegungsfähigkeit erniedrigt. Die Festlegungsfähigkeit von Böden und von zersetztem Granit, welche mit verdünnter Salzsäure behandelt wurden, nahm zu, wenn Tonerde hinzugefügt wurde, änderte sich jedoch nur wenig, wenn Kieselsäure zugesetzt wurde. N. J. VOLK schließt aus seinen Versuchen, daß beim Herauslösen von freier Tonerde aus Tonen eine Abnahme der Festlegungsfähigkeit einhergeht, und daß beim Zusatz von Tonerde diese wiederhergestellt wird. Nach seiner Meinung sind verschiedene Prozesse an der Kalifestlegung beteiligt. R. HOAGLAND und J. C. MARTIN<sup>1</sup> stellten fest, daß die Festlegung des dem Boden zugefügten Kalis verschiedenartig war. Durch wiederholtes Bepflanzen dieser Böden wurden in manchen Fällen 90—100% des zugefügten Kalis wiedergefunden, in anderen Fällen weniger als 40%. Gewisse Böden zeigten unter Laboratoriumsbedingungen eine sehr schnelle oder sofortige Festlegung des Kalis, andere Böden legten das Kali langsamer fest. F. A. E. ABEL und O. C. MAGISTAD<sup>2</sup> prüften 6 Böden in zwei Versuchsreihen. In der einen wurden dieselben wiederholt mit Hirse bepflanzt, im anderen Falle blieben die Böden unbepflanzt und waren nur der Sonne und dem Regen ausgesetzt. Die Verfasser machten dabei den überraschenden Befund, daß bei den unbepflanzten Böden die Beträge an K, welche aus nichtaustauschbarer Form in Freiheit gesetzt wurden, größer waren als in den bepflanzt Gefäßen. Das Bepflanzen hatte demnach auf die Freimachung des Kalis einen geringeren Einfluß als das abwechselnde Wässern und Trocknen.

R. CHAMINADE und G. DROUINEAU<sup>3</sup> untersuchten die Fähigkeit verschiedener Böden, Na, K,  $\text{NH}_4$ , Ca und Mg in eine nichtaustauschbare Form festzulegen. Bei Na und Ca konnte überhaupt keine Festlegung festgestellt werden, bei Mg eine sehr geringe (höchstens 2,7 mg Mg), dagegen wurde eine starke Festlegung bei K und  $\text{NH}_4$  beobachtet. Je 100 g Boden wurden bei Kali bis zu 15 mg (zugefügt 50 mg) und bei  $\text{NH}_4$  etwa 7 mg (zugefügt 26—33 mg) in nichtaustauschbarer Form festgelegt. Ebenso war der Glaukonit in der Lage, Kali festzulegen. Sie erklären den Übergang in eine nichtaustauschbare Form wie folgt: Die Micelle der Bodenkolloide besteht aus einem kristallinen Kern, umgeben von Schichten von austauschbaren Ionen. Die Ionen der äußeren Schicht sind am leichtesten austauschbar. Der Kern schließt Kationen im kristallinen Gefüge ein, die nicht austauschbar sind. Gewisse austauschbare Kationen können in den kristallinen Kern eindringen und dort festgelegt werden. In weiteren Versuchen konnte R. CHAMINADE<sup>4</sup> feststellen, daß nur dann eine Festlegung von Kali eintrat, wenn

<sup>1</sup> HOAGLAND, R., u. J. C. MARTIN: a. a. O. S. 99.

<sup>2</sup> ABEL, F. A. E., u. O. C. MAGISTAD: a. a. O. S. 437.

<sup>3</sup> CHAMINADE, R., u. G. DROUINEAU: Recherches sur la mécanique chimique des cations échangeables. Annales agronom. 6, 677 (1936).

<sup>4</sup> CHAMINADE, R.: La rétrogradation du potassium dans les sols. Annales agronom. 6, 817 (1936).

der Anteil des austauschbaren Kalis an der Sorptionskapazität kleiner war als 4–4,5%. Die Versuche wurden derart angestellt, daß der Boden mit einer KCl-Lösung angesetzt und nach 18 Monaten mit  $\text{NH}_4$ -Azetat ausgewaschen wurde. Die Festlegung war am stärksten in den ersten Tagen und wurde mit der Zeit geringer. Das Gleichgewicht stellte sich erst nach 18 Monaten ein. Das Anion ( $\text{Cl}$ ,  $\text{NO}_3$ ,  $\text{SO}_4$ ) hatte keinen Einfluß auf die Festlegung. Mit steigender Temperatur (0–20°) wurde die Festlegung stärker. Je alkalischer der Boden war, desto größer war die Festlegung innerhalb des Untersuchungsbereiches von 3 Wochen: Bei  $p_{\text{H}}$  5 wurden z. B. 8,4 mg, bei  $p_{\text{H}}$  8,2 dagegen 22,0 mg  $\text{K}_2\text{O}$  je 100 g Boden festgelegt (Boden durch  $\text{CaCO}_3$  alkalisch gemacht).

P. SCHACHTSCHABEL<sup>1</sup> konnte an einem kolloidreichen Boden feststellen, daß die Festlegung erst dann eintrat, wenn der Boden wiederholt nach NEUBAUER bepflanzt worden war. Die Festlegung wird von ihm dadurch erklärt, daß das Kali im Inneren der kaliarmen Glimmerkristalle so stark gebunden wird, daß man mit den normalen Austauschlösungen nicht in der Lage ist, es in Lösung zu bringen. Es wird von ihm darauf hingewiesen, daß gerade beim Kali keine scharfe Grenze zwischen austauschbarem und nichtaustauschbarem Anteil gezogen werden kann, und daß die Pflanzenwurzeln ein intensiveres Austauschmittel darstellen als die Salzlösungen. Diese Annahme erfährt durch H. JENNY und R. OVERSTREET<sup>2</sup> eine Bestätigung, nach denen Kolloide viel stärker und intensiver Kationen auszutauschen vermögen als Salzlösungen. Die Annahme von G. W. VOLK, nach der eine Neubildung von Glimmer und eine damit verbundene Kalifestlegung eintreten soll, wird von P. SCHACHTSCHABEL bezweifelt. Solche Neubildungen müßten kolloider Natur sein, so daß bei ihnen das Kali in austauschbarer Form vorliegen würde.

### Die Bestimmung der pflanzenverfügbaren Nährstoffe Kalium und Phosphorsäure.

E. BLANCK<sup>3</sup> hat sehr treffend das so überaus wichtige hier in Frage stehende Gebiet der Bestimmung des Nährstoffbedürfnisses der Böden mit folgenden Worten gekennzeichnet:

„Die Geschichte der Agrikulturchemie ist die Geschichte der Entwicklung unserer Kenntnis von der Feststellung des Bodendüngebedürfnisses, denn in diesem Problem laufen gewissermaßen alle Fäden agrikulturchemischen Wissens, soweit es sich um Boden und Pflanze handelt, zusammen.“

Die Bedeutung dieses für Wissenschaft und Praxis so überaus wichtigen Arbeitsgebietes spiegelt sich am besten in dem fast unübersehbaren Schrifttum wider<sup>4</sup>, das bereits im Band 8 des Handbuches in weitem Rahmen besprochen und verarbeitet wurde, und das seitdem durch zahlreiche neue Arbeiten wesentlich ergänzt und erweitert worden ist. In den letzten Jahren wurden vor allem die bisher als wertvoll gefundenen Arbeitsverfahren auf ihre Brauchbarkeit unter Zuhilfenahme exakter Untersuchungsmethoden geprüft und außerdem neue Verfahren ausgearbeitet, die gleichfalls zum Teil geprüft werden konnten.

Die oben erwähnten Untersuchungen über die Basenaustauschvorgänge im Boden haben erneut mit größter Deutlichkeit gezeigt, welche Rolle die Pflanzen spielen, und wie sich das Interesse der wissenschaftlichen Forschung immer stärker auf dieses durchaus nicht neue Gebiet konzentriert. Die bisher vor-

<sup>1</sup> SCHACHTSCHABEL, P.: a. a. O. S. 107.

<sup>2</sup> JENNY, H., u. R. OVERSTREET: Proc. nat. Acad. Sci. U.S.A. **24**, 384 (1938).

<sup>3</sup> BLANCK, E.: Beiträge zur Bestimmung des Düngebedürfnisses des Bodens. Z. Pflanzenernährg B **5**, 118 (1925).

<sup>4</sup> Vgl. W. U. BEHRENS: Die Methoden zur Bestimmung des Kali- und Phosphorsäurebedarfs landwirtschaftlich genutzter Böden. Berlin: Verlag Chemie 1935.

geschlagenen Methoden zur Ermittlung der austauschfähigen Nährstoffe sind sicherlich geeignet, das Düngungsbedürfnis der Böden zu bestimmen. Doch bedürfen diese Verfahren einer weiteren Durcharbeitung, da es sich immer mehr zeigt, daß die austauschfähigen Ionen nur zum Teil und nicht gleichmäßig der Pflanze zur Verfügung stehen, und daß die Nährstoffaufnahme der Pflanze wesentlich von der verschiedenen Haftfestigkeit der Ionen, und zwar ein und derselben Ionenart abhängig ist. Weiterhin ist die Feststellung besonders wichtig, daß die Pflanze den größten Teil des von ihr benötigten Kalis dem Boden in austauschbarer Form entzieht, wenn diese reich an Kali sind, daß sie aber auf Böden, die arm an austauschbarem Kalium sind, auch nichtaustauschbares Kalium aufnimmt. Diese Tatsachen erschweren die Festlegung einer einheitlichen und genauen Untersuchungsmethodik, zumal auch das Lösungsmittel auf die Höhe der austauschbaren Basen von Einfluß ist.

Die verschiedenen Verfahren zur Bestimmung des austauschbaren Kaliums wurden bereits oben dargelegt. Von diesen Verfahren sind bisher nur einige direkt auf die Bestimmung des Kalidüngebedürfnisses mit Erfolg angewandt worden<sup>1</sup>. Als Lösungsmittel werden angewandt: Ammonchlorid, Ammonazetat, Bariumchlorid, Natriumchlorid. J. KRAUSS<sup>2</sup> empfiehlt eine durch  $Mg(OH)_2$  schwach alkalisch gemachte Lösung, die im Liter neben 100 g Natriumchlorid noch 10 g Merkurichlorid enthält. Das Merkurichlorid hat die Aufgabe, das aus dem Boden bei der Ausschüttlung frei werdende Ammoniak in eine unlösliche Komplexverbindung  $HgNH_2Cl$  zu überführen. Die Lösung kann in diesem Fall sofort zur Kalibestimmung verwandt werden. Nach den Untersuchungen von R. G. PENSELER<sup>3</sup> hat sich Natriumchlorid als Lösungsmittel sehr gut bewährt. Die damit ermittelten Ergebnisse an 31 Böden zeigten mit den nach der Methode NEUBAUER ermittelten Werten eine sehr gute Übereinstimmung, die der errechnete Korrelationskoeffizient nach BRAVAIS mit  $r = 0,9216 \pm 0,020$  sehr klar ausdrückt. A. MEHLICH, E. TRUOG und E. B. FRED<sup>4</sup> geben für Luzerne als Grenzzahl 15 mg  $K_2O$  je 100 g Boden an, während O. C. MAGISTAD<sup>5</sup> nach seinen Feldversuchen mit Ananas für hawaiische Verhältnisse 0,4—0,5 Milliäquiv. = 19—23 mg Kali vorschlägt. Nach den Versuchen R. G. PENSELERS<sup>3</sup> hingegen wären fast die gleichen Grenzzahlen vorzuschlagen, die nach der Methode NEUBAUER anzuwenden und die nach der Bodenart, dem Bodentyp, Pflanzenart und -sorte und den klimatischen Verhältnissen usw. verschieden hoch einzusetzen sind.

Das Verfahren VAGELER-ALTEN<sup>6</sup>, das bereits ausführlich gebracht wurde, gestattet die Ermittlung aller austauschbaren Basen und berücksichtigt gleichzeitig die Haft- oder Bindungsfestigkeit der Ionen, ausgedrückt durch den Ausdruck  $q$ . In zahlreichen Untersuchungen ist das Verfahren von den Verfassern<sup>7</sup> selbst auf den verschiedensten Böden nachgeprüft worden. So schreiben die Verfasser u. a.:

<sup>1</sup> Vgl. die Methoden SAIDEL, HISSINK, KRAUSS, VOLK-TRUOG in E. A. MITSCHERLICH: Erster Bericht über die Arbeiten und über die Tagung der Arbeitsgemeinschaft zur Prüfung der Laboratoriumsmethoden für die Bestimmung des Kali- und Phosphorsäurebedürfnisses der Böden. Königsberg 1936.

<sup>2</sup> KRAUSS, J.: Gartenbauwiss. **8**, 488 (1934).

<sup>3</sup> PENSELER, R. G.: Die Theorie des salzsauren Auszugs im Vergleich mit mehreren Methoden zur Bestimmung der Bodenfruchtbarkeit. Kühn-Arch. **26**, 415—445 (1930).

<sup>4</sup> MEHLICH, A., E. TRUOG u. E. B. FRED: The aspergillus niger method of measuring available potassium of soil. Soil Sci. **35**, 259 (1933).

<sup>5</sup> MAGISTAD, O. C.: The relation between replaceable potassium and field response to potash in havaian soils. Soil Sci. **37**, 99 (1934).

<sup>6</sup> VAGELER, P., u. F. ALTEN: Die Bodenuntersuchung und Bodenbeurteilung nach physikalisch-chemischen Gesichtspunkten. Ernährg Pflanze **29**, 121—132 (1933).

<sup>7</sup> Vgl. Arbeiten über Kalidüngung, 2. Reihe. Berlin: Verlagsges. f. Ackerbau 1935.

„Der von uns bei der Untersuchung der holländischen Böden eingeschlagene Weg hat bestätigt, daß es möglich ist, auf Grund der Bodenuntersuchungen eine Beurteilung des Düngungsbedürfnisses der Böden vorzunehmen, wenn die dem Boden anhaftenden Eigenschaften sowohl in physikalischer als auch in chemischer und kolloidchemischer Richtung Berücksichtigung bei der Beurteilung der Böden finden.“

Das Verfahren VAGELER-ALTEN verdient auch aus dem Grunde besonders hervorgehoben zu werden, weil es zum ersten Male versucht, neben der Bestimmung des Düngesbedürfnisses für Kalium auch den Nährstoffgehalt an pflanzenverfügbarem Natrium, Magnesium und Kalzium zu ermitteln und damit festzustellen gestattet, ob in einem Boden die einzelnen Basen untereinander im harmonischen Verhältnis stehen. Der Nachteil der Methode besteht nach den Angaben VAGELERS darin, daß sie nur auf Mineralböden oder humusarmen Böden mit einem Humusgehalt kleiner als 5% brauchbar ist. Von anderer Seite ist das Verfahren bisher nur in wenigen Fällen nachgeprüft worden, was vor allem auf die sehr schwierige und zeitraubende Untersuchungsmethodik zurückzuführen sein dürfte. Von P. KÖTTGEN<sup>1</sup> ist vor allem darauf hingewiesen worden, daß die Errechnung der *S*-Werte nicht immer zu den gleichen Werten führt. Auch W. U. BEHRENS<sup>2</sup> weist mit Recht darauf hin, daß die analytische Formulierung noch verbesserungsbedürftig ist. Auch zeigt sich eine unvollständige Übereinstimmung darin, daß bei *q*-Werten <1 nach der Gleichung mehr sorbiert sind, als überhaupt zugegeben wurde, was unmöglich richtig sein kann. Die Abhängigkeit der Höhe des *S*-Wertes von der Konzentration des einwirkenden Lösungsmittels ist von verschiedener Seite als richtig erkannt worden: So nahm z. B. nach WONG PO CHUEN<sup>3</sup> mit steigender Konzentration der *S*-Wert als Funktion der Konzentration hyperbolisch zu und strebte damit einem Endwert zu, der aber durch die vorgeschlagene Konzentration des einwirkenden Lösungsmittels nicht erreichbar ist. Ähnliche Abhängigkeiten wurden von H. ZÖBERLEIN<sup>4</sup> in seinen Untersuchungen über das Sorptions- und Pufferungsvermögen organischer Düngemittel festgestellt. Auch von VAGELER und ALTEN muß eine Abhängigkeit des *S*-Wertes von der Konzentration des Lösungsmittels bis zu einem gewissen Umfange zugestanden werden. Wenn daher auch in der Gleichung VAGELERS  $y = \frac{x \cdot S}{x + qS}$  ein Ausdruck für die Konzentration nicht enthalten ist, so besteht doch die Möglichkeit, wenn nicht Wahrscheinlichkeit, daß der Ausdruck *q* die Konzentration *c* mitenthält. Ein Ausbau der Gleichung VAGELERS nach dieser Richtung würde physikalisch-chemischen Überlegungen entgegenkommen. In diesen Untersuchungen und zur Bestimmung des *S*-Wertes hat es sich aber als sehr wertvoll erwiesen, nicht nur von zwei, sondern von mehreren Kurvenpunkten, fünf und mehr Punkten, auszugehen. Die daraus berechneten *S*-Werte besitzen eine weit größere Sicherheit und Zuverlässigkeit, ihre Berechnung kann unter Zuhilfenahme der Methode der kleinsten Quadrate nach GAUSS auf sehr einfache Weise erfolgen, wie es von WONG PO CHUEN<sup>3</sup> und H. ZÖBERLEIN<sup>4</sup> geschehen ist, da sich die Formel nach VAGELER sehr leicht durch Verwendung reziproker Werte  $a = \frac{1000}{x}$ ,  $b = \frac{1000}{y}$  und  $k = \frac{1000}{S}$  in eine lineare Gleichung

<sup>1</sup> KÖTTGEN, P.: Über die Gültigkeit der VAGELERSchen Sorptionsgleichung zur Bestimmung der relativen Löslichkeit der Nährstoffe im Boden. Z. Pflanzenernährg A **32**, 320 (1933).

<sup>2</sup> BEHRENS, W. U.: Die Methoden zur Bestimmung des Kali- und Phosphorsäurebedarfs landwirtschaftlich genutzter Böden, S. 152. Berlin: Verlag Chemie 1935.

<sup>3</sup> WONG PO CHUEN: Über die Bestimmung des Kationenumtausches nach VAGELER-ALTEN. Kühn-Arch. **39**, 165–166 (1935).

<sup>4</sup> ZÖBERLEIN, H.: Das Sorptions- und Pufferungsvermögen organischer Düngemittel. Z. Pflanzenernährg **9/10**, 211 (1938).

$b = k + q \cdot a$  verwandeln läßt. P. VAGELER unterscheidet zwischen den in der Bodenlösung gelösten und den sorbierten Nährstoffen, die beide zur Deckung des Nahrungsbedarfes der Pflanze herangezogen werden. Die Trennung dieser bei den Gruppen erfolgt nach P. VAGELER in der Weise, daß er 100 g Boden mit 500 cm<sup>3</sup> kohlensäurefreiem Wasser ausschüttelt und im Filtrat das gelöste Kalium wie auch die übrigen Nährstoffe bestimmt. Die sorbierten Nährstoffe werden nach der Gleichung P. VAGELERS aus zwei Werten  $y_1$  und  $y_2$  errechnet, die durch Ausschüttlung des Bodens gewöhnlich mit zwei verschiedenen Lösungsmengen der gleichen Konzentration (50 g Boden + 250 cm<sup>3</sup>  $\frac{n}{5}$  NH<sub>4</sub>Cl, 50 g Boden + 500 cm<sup>3</sup>  $\frac{n}{5}$  NH<sub>4</sub>Cl, vgl. S. 306) erhalten werden. Da in den Ausschüttlungsversuchen auch die wasserlöslichen Nährstoffe enthalten sind, müssen zur Erlangung der  $y_1$ - und  $y_2$ -Werte jene noch in Abzug gebracht werden. Nach Untersuchungen von WONG PO CHUEN liegt jedoch hierin ein Fehler, der auf ariden Böden kaum, auf humiden Böden hingegen beträchtlich ins Gewicht fallen kann. Es konnte nämlich nachgewiesen werden, daß der sog. wasserlösliche Wert keineswegs allein aus den nichtsorbierten, in der Bodenlösung gelösten Nährstoffen besteht, sondern eine Mischung aus diesen und sorbierten Nährstoffen darstellt, die unter dem Einfluß der Hydrolyse aus den Sorptionskomplexen heraustreten. Hierüber gibt die folgende Übersicht aus der Arbeit WONG PO CHUENS<sup>1</sup> sehr anschaulich Auskunft: Die Böden wurden mit verschiedenen Lösungsmitteln einmal nach Vorschrift VAGELERS mit kohlensäurefreiem Wasser, dann außerdem mit

Tabelle 34. Einfluß der Hydrolyse auf den Gehalt an wasserlöslichem Kali in mg pro 100 g Boden. (Nach WONG PO CHUEN.)

Boden	Lösungsmittel		
	500 cm <sup>3</sup> Wasser	200 cm <sup>3</sup> Alkohol + 300 cm <sup>3</sup> Wasser	300 cm <sup>3</sup> Alkohol + 200 cm <sup>3</sup> Wasser
Hechlingen . . . .	16,65	4,92	1,80
Hohenthurm . . . .	12,24	3,54	1,71
Dahlem 1 . . . .	7,28	3,30	1,80
Dahlem 2 . . . .	6,08	2,85	1,73
Dahlem 3 . . . .	3,45	1,61	1,24
Brücken . . . .	4,95	1,99	1,31
Oberhof . . . .	2,21	0,56	0,45
Unterstein . . . .	4,20	0,86	0,75

einem die Hydrolyse des Wassers zurückdrängenden Lösungsmittel aus Alkohol + Wasser bestehend, ausgeschüttelt. Der Zusatz des Alkohols drückt die Hydrolyse durch Wasser sehr scharf herab, was aber gleichbedeutend damit ist, daß der Gehalt an wasserlöslichen nichtsorbierten Nährstoffen nach VAGELER für humide Böden viel zu hoch gefunden wird und infolgedessen die  $y_1$ - und  $y_2$ -Werte als zu niedrig errechnet werden. Damit ergeben sich natürlich auch unrichtige Werte für  $S$  und  $q$ . Neuerdings macht auch J. MÖLLER<sup>2</sup> auf diesen Mangel aufmerksam.

L. DE ARMERO<sup>3</sup> hat an Hand dreier statischer Versuche (Phosphorsäure-düngungsversuche in Darmstadt, Ewiger Roggenbau in Halle und statische Versuche in Lauchstädt) mit insgesamt 38 Parzellen in einer umfangreichen Arbeit die Brauchbarkeit der Methode VAGELER-ALTEN geprüft und dabei festgestellt, daß das Verfahren nicht in allen Fällen das Düngebedürfnis dieser Böden richtig

<sup>1</sup> WONG PO CHUEN: a. a. O. S. 165.

<sup>2</sup> MÖLLER, J.: Studien über den Ionenaustauschprozeß mit besonderer Berücksichtigung der Agrikulturchemie. Kolloid-Beih. **46**, 1—112 (1937).

<sup>3</sup> ARMERO, L. DE: Untersuchungen an Böden statischer Düngungsversuche nach VAGELER-ALTEN. Kühn-Arch. **39**, 185—243 (1935).



wiedergibt. Die Düngerberechnungen liefern nach VAGELER-ALTEN zu hohe Werte. Im Vergleich mit den gleichzeitig angewandten Untersuchungsverfahren nach MITSCHERLICH, NEUBAUER und DIRKS-SCHEFFER stellte L. DE ARMERO fest, daß diese Verfahren schnellere und ebenso sichere Werte liefern wie die Methode P. VAGELER. Die Untersuchungen zeigen, daß aus der Ermittlung des Nährstoffgehaltes noch nicht ohne weiteres ein Schluß auf den Nährstoffbedarf gezogen oder eine Nährstoffbilanz aufgestellt werden kann. Mit Recht sagt daher W. U. BEHRENS,

„daß mit der Bestimmung des Nährstoffgehaltes das Problem der Bestimmung des Düngedarfs noch nicht gelöst ist, und daß die Untersuchung der Wechselwirkung zwischen Dünger und Boden, Boden und Pflanze, und zwischen Dünger und Pflanze in den Kreis der Untersuchung einbezogen werden muß“<sup>1</sup>.

Neuerdings hat J. MØLLER folgenden neuartigen Weg zur Bestimmung der austauschbaren und pflanzenverfügbaren Basen, und zwar des Ammoniums und des Kaliums vorgeschlagen. Bereits oben<sup>2</sup> wurde gezeigt, daß die verschiedenen mit  $\text{NH}_4$  oder Ca gesättigten Permutite innerhalb kurzer Zeit ihre Basen bis zur Erreichung eines Gleichgewichtes austauschen. Da auch der Boden ein umtauschfähiger Körper ist, behandelt J. MØLLER<sup>3</sup> eine gewisse Menge Boden mit einem Überschuß an künstlich hergestelltem Natriumzeolith. „Die Mischung wird mit destilliertem Wasser übergossen und bleibt einen Tag unter wiederholtem Umschütteln stehen“<sup>3</sup>. Dabei setzt sich der  $\text{NH}_4$ - oder kalihaltige Boden mit dem Na-Zeolith zu  $\text{NH}_4$ - bzw. K-Zeolith und Na-Boden um. Dieser Prozeß verläuft je nach Menge an Natriumzeolith und Versuchsdauer so weit nach rechts, wie es gerade gewünscht wird. Nach der Trennung des Zeoliths vom Boden wird der Anteil des umgesetzten Ammoniums und Kaliums bestimmt. Zur Bestimmung des sog. „Flächenammoniums“, d. h. des im Boden sorbierten Ammoniums, schlägt J. MØLLER folgenden Analysengang vor: Die getrocknete Bodenprobe wird durch ein Sieb Nr. 100 geschlagen und mit einem Überschuß von Natriumzeolith von einer zwischen den Sieben Nr. 20—30 liegenden Korngröße gemischt. Die Mischung bleibt mit destilliertem Wasser übergossen 1 Tag unter wiederholtem Umschütteln stehen. Nach beendeter Umsetzung wird die Mischung auf ein Sieb Nr. 80 gegossen und der auf dem Sieb zurückbleibende Zeolith wird von beigemischter Erde durch Auswaschen mit destilliertem Wasser befreit. Das jetzt im Zeolith vorhandene  $\text{NH}_4$  wird in üblicher Weise nach Zusatz von NaOH der Destillation unterworfen und titrimetrisch bestimmt. In ähnlicher Weise wird das sorbierte Bodenkalkium auf einen Na-Zeolith oder -Permutit überführt. Zur Bestimmung des sorbierten Kaliums gibt J. MØLLER eine direkte Bestimmungsmethode durch Fällung mit  $\text{H}_2\text{PtCl}_6$  in alkoholischer Lösung und eine kolorimetrische Differenzbestimmung der zur Fällung gebrauchten  $\text{PtCl}_6$ -Menge mit PULFRICHS Photometer an.

Weiterhin zeigt J. MØLLER einen Weg die leicht zugängliche Phosphorsäure des Bodens durch eine ähnliche Behandlung des Bodens mit Na- oder  $\text{NH}_4$ -Zeolith zu ermitteln. Nach J. MØLLER setzt sich das unlösliche Ca-Phosphat mit dem Na- oder  $\text{NH}_4$ -Zeolith in ähnlicher Weise um, wie es von E. UNGERER<sup>4</sup> bei der Umsetzung des tertiären Magnesiumphosphates durch  $\text{NH}_4$ -Permutit nachgewiesen wurde. Nach J. MØLLER wird eine abgewogene Menge Boden mit einem Überschuß eines Zeoliths mit einwertigem Kation sowie destilliertem Wasser behandelt. Der benutzte Zeolith soll die gleiche Reaktionszahl haben wie die

<sup>1</sup> BEHRENS, W. U.: a. a. O. S. 152.    <sup>2</sup> Vgl. diesen Band S. 288.

<sup>3</sup> MØLLER, J.: a. a. O. S. 78.

<sup>4</sup> UNGERER, E.: Austauschreaktionen wasserunlöslicher Erdalkaliphosphate mit Permutiten und Tonen. Kolloid-Z. **48**, 237 (1929).

Bodenprobe. Bei dieser Behandlung geht die mobilisierbare Phosphorsäure des Bodens in Lösung, „ohne daß sich die Reaktionszahl in irgendeinem wesentlichen Grade ändert, und ohne daß sich mehr Ionen lösen, als der in Lösung gehenden Menge durch Austausch zurückgehaltener Anionen und einer hiermit äquivalenten Menge Kationen entspricht<sup>1</sup>“. Alle vorgeschlagenen Methoden bedürfen noch einer Nachprüfung auf ihre Brauchbarkeit zur Bestimmung des Düngebedürfnisses.

Bezüglich der chemischen Methoden ist folgendes nachzutragen: W. U. BEHRENS<sup>2</sup> stellt als Vorzug der Methode von DIRKS und SCHEFFER die Tatsache hin, daß der Boden mit einer gepufferten, Kalziumionen enthaltenden Lösung ausgeschüttelt wird, weil eine solche Lösung nicht nur in ihrer Zusammensetzung der natürlichen Bodenlösung nahesteht, sondern noch den Vorteil hat, daß sie die Düngewirkung von Kalziumphosphaten im Gegensatz zu vielen anderen Lösungsmitteln richtig anzeigt<sup>3</sup>. Die Bedeutung einer durch Ca-Ionen gepufferten Lösung wurde u. a. von E. HOFMANN<sup>4</sup> hervorgehoben. Ein ähnlicher Gedanke liegt dem Verfahren von C. DREYSPRING und W. HEINZ, K. KRUMINŠ und H. EGNÉR zugrunde. C. DREYSPRING<sup>5</sup> und W. HEINZ schütteln den Boden statt mit Kalziumkarbonat mit Magnesiumbikarbonat aus: Eine Bodenprobe von 20 g wird mit 100 cm<sup>3</sup> der vorgeschriebenen Lösung, eine andere Bodenprobe mit 100 cm<sup>3</sup> Lösung, der 1 mg P<sub>2</sub>O<sub>5</sub> in Form von Monomagnesiumphosphat zugesetzt ist, eine Viertelstunde geschüttelt. Nach dem Filtrieren durch Filterkerzen werden beide Rückstände erneut mit Magnesiumbikarbonatlösung behandelt. Im Filtrat wird die Phosphorsäure nach SCH. R. ZINZADZE bestimmt. Nach C. DREYSPRING und W. HEINZ erhält man auf diese Weise: 1. in ungedüngtem Boden a) die sofort verfügbare Phosphorsäuremenge im ersten Auszug des ungedüngten Bodens, b) das Nachlieferungsvermögen des Bodens für Phosphorsäure im zweiten Auszug des ungedüngten Bodens; 2. in gedüngtem Boden a) die Festlegung der Phosphorsäure (*F*) bzw. die Konzentrationserhöhung (*k*) im ersten Auszug des gedüngten Bodens gegenüber dem ersten Auszug des ungedüngten Bodens, b) die zu erwartende Nachwirkung der Düngerphosphorsäure gleich dem Mehrgehalt des zweiten Auszuges des gedüngten Bodens gegenüber dem zweiten Auszug des ungedüngten Bodens. Nach C. DREYSPRING<sup>6</sup> dient das Verfahren 1. der Ermittlung des direkt aufnehmbaren P<sub>2</sub>O<sub>5</sub>-Vorrates im Boden und 2. der Ermittlung der evtl. zu verabfolgenden Menge an Düngerphosphorsäure. Auf die von ihm gemachten näheren Angaben<sup>6</sup> über die Auswertung und Übertragung der Versuchsergebnisse sei hier verwiesen. K. KRUMINŠ<sup>7</sup> verwendet eine Essigsäure-Kalziumazetat-Lösung von  $p_H$  4,0 für Mineralböden mit  $p_H$  über 5,5 und für humusreiche Böden, für saure Böden eine Essigsäure-Aluminiumchlorid-Lösung

<sup>1</sup> MÖLLER, J.: a. a. O. S. 87.      <sup>2</sup> BEHRENS, W. U.: a. a. O. S. 140.

<sup>3</sup> BEHRENS, W. U.: Die Aufnahme der an Kalzium gebundenen Phosphorsäure. Z. Pflanzenernährg **39**, 304 (1935).

<sup>4</sup> HOFMANN, E.: Studien über die Löslichkeit der Bodenphosphorsäure und Kieselsäure als Grundlage für die Bestimmung des Phosphorsäurebedürfnisses. Landw. Jahrb. **72**, 791 (1930).

<sup>5</sup> DREYSPRING, C., u. W. HEINZ: Über die gleichzeitige Ermittlung des leicht löslichen Phosphorsäurevorrates und der Festlegung der Düngerphosphorsäure im Boden. Z. Pflanzenernährg **A 35**, 662; **38**, 213 (1934). — DREYSPRING, C., u. C. KRÜGEL: Vergleichende Untersuchungen schwedischer Böden auf pflanzenaufnehmbare Phosphorsäure. Superphosphat **2**, 124 (1929).

<sup>6</sup> DREYSPRING, C., in E. A. MITSCHERLICH: Erster Bericht über die Arbeiten und über die Tagung der Arbeitsgemeinschaft zur Prüfung der Laboratoriumsmethoden. Internat. Ges. Bodenkd. Königsberg **1935**, S. 33.

<sup>7</sup> KRUMINŠ, K.: Ein Phosphometer zur schnellen Bewertung des Phosphorsäurebedarfs. Z. Pflanzenernährg **A 26**, 337 (1932).

von  $p_H$  2,6, während H. EGNÉR<sup>1</sup> die Verwendung einer gepufferten Lösung, bestehend aus Kalziumlaktat und Salzsäure mit  $p_H$  3,7 vorschlägt. Zur Bestimmung der laktatlöslichen Phosphorsäure werden 5 g lufttrockener Boden mit 250 cm<sup>3</sup> verdünnter Laktatpufferlösung bei 18–22° 2 Stunden geschüttelt, im Filtrat wird die Phosphorsäure kolorimetrisch bestimmt. Die Laktatpufferlösung hat nach H. RIEHM<sup>2</sup> folgende Vorzüge: „1. Die Laktatpufferlösung extrahiert aus dem Boden Phosphorsäuremengen derselben Größenordnung wie die Keimpflanzen nach NEUBAUER. 2. Die Lösung ist sowohl gegenüber dem  $p_H$ -Wert als auch gegenüber der Kalziumionenkonzentration gut gepuffert, zwei Faktoren, die bekanntlich auf die Löslichkeit der Phosphate großen Einfluß haben. 3. Es werden wegen des Kalziumgehaltes sehr wenig Humusstoffe gelöst.“ Die Grenzen der Bedürftigkeit der Böden an Phosphorsäure ergeben sich für die einzelnen Bodenarten aus folgender Übersicht<sup>3</sup>:

Tabelle 35. Grenzzahlen nach H. EGNÉR.

Bodenart	Phosphatklasse bei angegebenem mg P <sub>2</sub> O <sub>5</sub> je 100 g Boden				
	I starker Phosphatbedarf	II mäßiger Phosphatbedarf	III Grenze	IV kein unmittel- barer Bedarf	V phosphat- reich
Tonböden . . . . .	≤ 1,5	1,6–3,0	3,1–5,0	5,1–9,0	> 9,0
Schwere Lehm Böden . . .	≤ 2,0	2,1–4,5	4,6–6,5	6,6–12,0	> 12,0
Sandige Lehm Böden . . .	≤ 3,0	3,1–6,0	6,1–9,0	9,1–15,0	> 15,0
Sandböden . . . . .	≤ 4,0	4,1–7,5	7,6–11,0	11,1–17,0	> 17,0
Humus- und Torfböden . .	≤ 5,0	5,1–10,0	10,1–14,0	14,1–19,0	> 19,0

Die Werte gelten für eine Krumentiefe von etwa 20 cm.

Wie O. FRANCK<sup>4</sup> ausführt, arbeitet die Methode auf sauren Böden sehr gut, bei alkalischen Böden ergab sich eine weniger gute Übereinstimmung mit den Ergebnissen des Gefäßversuches. Die Methode ist von O. FRANCK<sup>5</sup>, G. TORSTENSEN<sup>6</sup> und O. ARRHENIUS<sup>7</sup> auf ihre Brauchbarkeit geprüft worden. Die in diesen Versuchen ermittelten Ergebnisse zeigen, daß die Methode EGNÉR mit den übrigen bekannten Schnellverfahren gleichwertige, keineswegs deutlich bessere Ergebnisse liefert. O. ARRHENIUS findet in seinen Versuchen einen Korrelationskoeffizienten von  $r = 0,42$ , während O. FRANCK für die einzelnen Bodenarten Werte für  $r$  zwischen 0,67 und 0,80 schwankend, d. h. eine bessere Übereinstimmung findet. Die Methode ist bisher nur zur Bestimmung der Phosphorsäure und nicht des Bodenkalis angewandt worden. Sie eignet sich für Massenuntersuchungen der Böden auf Phosphorsäure und wird aus diesem Grunde empfohlen. Ihre Überlegenheit anderen Schnellmethoden gegenüber ist noch durch weitere Untersuchungen zu erbringen.

<sup>1</sup> EGNÉR, H.: Metod att bestämma lättlöslig fosforsyra i åkerjord. Medd. Nr 425 från Centralanstalten Stockholm 1932.

<sup>2</sup> RIEHM, H.: Die Bestimmung der laktatlöslichen Phosphorsäure im Boden. Bodenkde u. Pflanzenernähr 9/10, 30–50 (1938).

<sup>3</sup> RIEHM, H.: a. a. O. S. 32.

<sup>4</sup> FRANCK, O.: in E. A. MITSCHERLICH: Erster Bericht über die Arbeit und über die Tagung, S. 45. Königsberg 1936.

<sup>5</sup> FRANCK, O.: Undersökningar vörande den lättlösliga fosforsyran i våra odlingsmarker. Medd. Nr. 456, från Centralanstalten Stockholm 1935.

<sup>6</sup> TORSTENSEN, G.: Ein Beitrag zur Frage der Verteilung der Düngerphosphorsäure im Ackerboden bei verschiedener Art der Aufbringung. Ann. Landw. Hochschule Schwedens 4, 191 (1937) — Studien über die Festlegung der Düngerphosphorsäure in Gyttaböden. Ebenda 5, 377 (1938).

<sup>7</sup> ARRHENIUS, O.: Die Phosphatfrage. I. Z. Pflanzenernähr A 14, 121 (1929) — II. Ebenda 14, 185 (1929) — III. Ebenda 32, 1 (1933).

A. KAWÉ<sup>1</sup> geht von dem Gedanken aus, als Lösungsmittel die Bodenlösung selbst zu verwenden und damit den Boden auszuschütteln, so daß „jeder Boden, so verschieden er auch sein mag, stets mit dem Lösungsmittel behandelt wird, das ihm von Natur aus zukommt, nämlich mit seiner eigenen Bodenlösung“. KAWÉ geht dabei in der Weise vor, daß er ein bestimmtes Bodenvolumen in einem Glaszylinder mit Wasser sättigt und das aufgenommene Wasser nach 24 Stunden durch eine gleich große Menge Wasser wieder verdrängt. Die auf diese Weise gewonnene Bodenlösung wird zum kleineren Teil zur Untersuchung auf Kali und Phosphorsäure verwandt. Der größere Teil der Bodenlösung wird mit Wasser 1 : 1 verdünnt und damit zu einer ungesättigten Lösung gemacht und mit einer bestimmten Menge lufttrockenen Bodens eine Stunde im Rotierapparat geschüttelt. Wenn auch natürlich nicht mit der unverdünnten Bodenlösung, die mit dem Boden im Gleichgewicht steht, geschüttelt wird, so kann man doch KAWÉ beipflichten, wenn er behauptet, eine Lösung zu verwenden, die eine ähnliche Zusammensetzung hat wie die ursprüngliche Bodenlösung selbst. KAWÉ erhält mit seinen Untersuchungen einmal einen Wert für den Gehalt an leichtlöslicher Phosphorsäure und leichtlöslichem Kali und zum anderen einen zweiten Wert für das Nachlieferungsvermögen des Bodens. G. ROHDE<sup>2</sup> schlägt vor, den Boden mit kochendem Wasser zu behandeln und erhält dadurch bei Einhaltung eines bestimmten Verhältnisses von Boden zu Wasser Kali- und Phosphorsäurezahlen, die zum Teil fast ebenso groß sind wie die Zahlen nach der Keimpflanzenmethode von NEUBAUER. Die Methode wurde von L. FRESSENIUS<sup>3</sup> nachgeprüft und dabei an 12 Böden festgestellt, daß der nach ROHDE gelöste Kaliwert rund 55 %, der Phosphorsäurewert 92 % des betreffenden nach der Keimpflanzenmethode gefundenen Wertes betrug. „Bezüglich der Phosphorsäure ist die von G. ROHDE angegebene Beziehung annähernd gültig, während die Übereinstimmung bezüglich des Kalis weniger gut ist“. J. M. DOBRESCU und TH. RUSSEV<sup>4</sup> lassen den Boden ausgären und extrahieren den gegorenen Boden mit reinem Wasser. Dabei gehen sie derart vor: „1. Es wird die Löslichkeit der Phosphorsäure des gegorenen Bodens in reinem Wasser bestimmt. Das Verhältnis Boden zu Wasser ist 1 : 60. 2. Nach Zusatz von 8 mg P<sub>2</sub>O<sub>5</sub> als Monokalziumphosphat zu 100 g Boden und Vergärung wird die Löslichkeit der Phosphorsäure bestimmt; das Verhältnis zwischen Boden und Wasser bleibt 1 : 60. 3. Es wird berechnet, welcher Bruchteil der zugesetzten Phosphorsäuremenge löslich bleibt. 4. Diese Größe wird als Maß für die Wirkung der Phosphorsäuredüngung angesehen.“ Der Boden wird bei 40° 72 Stunden in einen Thermostaten gesetzt, vor der Gärung setzt man 8 cm<sup>3</sup> einer bestimmten Nährlösung 10 g Boden zu, die 100 g Saccharose, 6 g Ammoniumsulfat und 1 g Pepton in 1000 cm<sup>3</sup> destilliertem Wasser enthält. Die Phosphorsäure wird kolorimetrisch bestimmt. Die Wirkung der Phosphatdüngung gilt nach DOBRESCU und RUSSEV als schwach, wenn 0—20 % der Phosphorsäure wieder gefunden wird, als merklich beim Prozentsatz von 20—30 %, als sicher bei einem Prozentsatz über 30 %.

<sup>1</sup> KAWÉ, A.: Methode zur Bestimmung des Düngebedürfnisses eines Bodens für Kalium und Phosphorsäure mit Hilfe der Bodenlösung. *Kühn-Arch.* **39**, 282 (1935). — Eine natürliche Methode zur Bestimmung des Düngebedürfnisses des Bodens für Kalium und Phosphorsäure mit Hilfe der Bodenlösung. *Z. Pflanzenernährg A* **43**, 69 (1936).

<sup>2</sup> ROHDE, G.: Einfache Methode zur Bestimmung des Nährstoffzustandes der Böden auf Grund der Löslichkeit ihrer Nährstoffverbindungen in kochendem Wasser. *Z. Pflanzenernährg A* **30**, 331 (1933).

<sup>3</sup> Vgl. W. U. BEHRENS: a. a. O. S. 134.

<sup>4</sup> DOBRESCU, J., u. TH. RUSSEV: Untersuchungen über den Zusammenhang der Ergebnisse der Keimpflanzenmethode und der Methode der wässrigen Extraktion gegorenen Bodens. *Bodenkde u. Pflanzenernährg* **11** (56), 257 (1938).

Von den neueren chemischen Methoden sind weiterhin zu nennen: die Salpetersäuremethode nach K. A. BONDORFF<sup>1</sup>, die Salzsäuremethoden nach A. T. KIRSANOFF<sup>2</sup> und die Salpetersäuremethode nach A. v. 'SIGMOND<sup>3</sup>. Das Verfahren TRUOG oder das Wisconsinverfahren benutzt als Lösungsmittel 0,002n H<sub>2</sub>SO<sub>4</sub><sup>4</sup>. Die genannten Methoden arbeiten mit verdünnten Mineralsäuren und sind in erster Linie zur Bestimmung der Phosphorsäurebedürftigkeit gedacht. Nach der Methode KIRSANOFF wird außerdem auch das lösliche Bodenkalium ermittelt. Die damit gewonnenen Ergebnisse lassen im Schrifttum erkennen, daß die Verfahren oft praktisch genügend genaue Phosphorsäurewerte liefern. Sie haben besonders den Vorteil, daß sie sich sehr schnell durchführen lassen, vor allem dann, wenn die Phosphorsäure des Filtrats kolorimetrisch ermittelt wird. Der Säurezusatz wird in den Methoden KIRSANOFF und TRUOG nach einem bestimmten Verhältnis von Boden zu Säure bemessen, während bei den Verfahren v. 'SIGMOND und BONDORFF die zugesetzte Säuremenge sich nach der Reaktion und Pufferung des Bodens richtet. Nach v. 'SIGMOND wird vor der Bestimmung der Phosphorsäure der Alkalitätsgrad des Bodens mittels verdünnter Salpetersäure ermittelt. Die zur Lösung der Bodenphosphorsäure notwendige verdünnte Salpetersäure wird aus dem Alkalitätsgrad berechnet. v. 'SIGMOND versucht damit, die Böden möglichst bei gleicher Reaktionszahl auszuschütteln. Ähnlich geht auch BONDORFF vor, der zur Ausschüttlung ein  $p_H$  von 2,5 vorschreibt. Zunächst werden zwei Ausschüttlungen mit Salpetersäure verschiedener Konzentration durchgeführt. Die ermittelten  $p_H$ -Zahlen werden in ein Diagramm eingetragen, und durch Interpolieren wird die Salpetersäure ermittelt, die zur Erreichung eines End- $p_H$  von 2,5 erforderlich ist. Auf kalkreichen Böden soll die Methode — das gleiche gilt für alle Methoden, die die Reaktionszahl auf eine solch niedrige  $p_H$ -Zahl unterhalb 4  $p_H$  zu drücken suchen — Schwierigkeiten bereiten. Der Gedanke, alle Böden gleichmäßig zu behandeln und bei gleicher  $p_H$ -Zahl die Nährstoffe in Lösung zu bringen, hat zunächst sehr viel für sich. Die Frage, ob die so ermittelten Ergebnisse den pflanzenverfügbaren Nährstoffvorrat besser darstellen, ist damit jedoch nicht beantwortet. Denn es darf wohl mit Recht erwidert werden, daß die Pflanze auf die Reaktion des Bodens nur geringen Einfluß hat und gezwungen ist, die Nährstoffe unter der einmal gegebenen Reaktion des Bodens in Lösung zu bringen und aufzunehmen. Man kann daher W. U. BEHRENS zustimmen, wenn er schreibt:

„Die beste Methode der Behandlung des Bodens mit verdünnten Mineralsäuren dürfte daher zwischen den beiden Extremen der vollständigen Außerachtlassung und vollständigen Berücksichtigung der Bodenreaktion liegen, aber doch näher der ersten Gruppe, die die Reaktion unberücksichtigt läßt“<sup>5</sup>.

<sup>1</sup> BONDORFF, K. A., u. F. STEENBERG: Studien over Jordens Fosforsyreinhold. I. Tidsskr. Planteavl **38**, 273 (1932); **39**, 549 (1933).

<sup>2</sup> KIRSANOFF, A. T.: Schnellmethode zur Feststellung der Phosphorsäurebedürftigkeit. Z. Pflanzenernährg A **25**, 382 (1932).

<sup>3</sup> 'SIGMOND, A. v.: Verhandl. der II. Komm. der Internat. Bodenkundl. Ges. Kopenhagen 1933. — BECKER, E.: Vergleichende Untersuchungen und Versuche mit verschiedenen Methoden zur Bestimmung des Nährstoffbedürfnisses des Bodens an Phosphorsäure und an Kali. Z. Pflanzenernährg A **13**, 274 (1929).

<sup>4</sup> TRUOG, E.: The determination of the readily available phosphorus of soils. J. amer. Soc. Agronomy **22**, 874 (1930). — Vgl. H. EGNÉR: Metod att bestämma lättlöslig fosforsyra i akerjord. Medd. Nr 125 från Centralanstalten Stockholm 1932. — FORD, M. C.: Die Verteilung, Verwertbarkeit und Natur der Phosphate in einigen Böden von Kentucky. J. amer. Soc. Agronomy **24**, 395 (1932). — HIBBARD, P. L.: Die chemische Methode zur Bestimmung der Aufnehmbarkeit der Phosphorsäure. Soil Sci. **31**, 437 (1931). — ROST, C. O., u. R. M. PINCKNEY: Colorimetric methods for the determination of readily available phosphorus in soils. J. amer. Soc. Agronomy **24**, 377 (1932). — MITCHELL, J.: Vorläufige Untersuchungen zur Bestimmung des aufnehmbaren Phosphors. Nach Z. Pflanzenernährg A **25**, 347 (1932).

<sup>5</sup> BEHRENS, W. U.: Die Methoden zur Bestimmung des Kali- und Phosphorsäurebedarfs landwirtschaftlich genutzter Böden, S. 101. Berlin: Verlag Chemie 1935.

Die Elektrodialyse ist bereits früher in zahlreichen Untersuchungen auf die Ermittlung der leicht löslichen Basen angewandt worden. Neuerdings sind weitere Arbeiten darüber ausgeführt worden, die hier kurz erwähnt seien. In Anlehnung an die Untersuchungen S. MATTSON<sup>1</sup> führte J. DI GLERIA<sup>2</sup> in der gleichen Zelle die Elektrodialyse so lange durch, bis die Lösung durch Phenolphthalein schwach rosa gefärbt wurde. Die dabei ermittelten Phosphorsäuremengen betragen das Zehnfache des Neubauer-Wertes, während der Kaliwert auf das Dreifache des Neubauer-Wertes stieg. Auch nach den Angaben von P. H. BRAWER und R. B. RANKIN<sup>3</sup> hat man es in der Hand, die gleichen Gehaltsmengen an Kali und Phosphorsäure wie nach der Keimpflanzenmethode zu erhalten, was auch durch P. KÖTTGEN<sup>4</sup> bestätigt wird. Die Höhe der Kali- und Phosphorsäurewerte hängt somit von der Dauer der Elektrodialyse sowie von der Stromstärke ab. Nach L. A. DEAN<sup>5</sup> löste eine 60 stündige Elektrodialyse mehr Phosphorsäure als 5 Extraktionen mit 0,002n-H<sub>2</sub>SO<sub>4</sub> nach TRUOG. Im sog. Amalgamverfahren nach R. A. HERZNER<sup>6</sup> wird genau 1 g lufttrockene Feinerde (<1 mm) in einem Jenaer Becherglas mit etwa 50 cm<sup>3</sup> Wasser übergossen. Als Anode dient ein Platinblech, als Kathode eine Quecksilberelektrode, bestehend aus einem Glasrohr, das unten mit Filtrierpapier und einem Stück Leinen verschlossen und mit etwa 3 cm<sup>3</sup> Quecksilber + 10 cm<sup>3</sup> 0,1n HCl gefüllt ist. Durch die Wasserstoffentwicklung bleibt an der Kathode das Quecksilber dauernd in Bewegung, und das sich bildende Amalgam wird schnell durch die Säure zersetzt. Die Elektrodialyse dauert 3 Tage, und wird bei einer Spannung von 90–100 V durchgeführt. Ein Diaphragma ist nach HERZNER nicht nötig. Sehr einfach gestaltet sich die Ermittlung der durch Elektrodialyse abgeschiedenen Gesamtbasen, die man nämlich durch Rücktitration der übriggebliebenen Salzsäure leicht ermitteln kann. Die Bestimmung der einzelnen Basen wie auch der Phosphorsäure erfolgt nach den üblichen Methoden. Nach der Amalgammethode fand R. A. HERZNER ebensoviel Kalium wie nach der Methode NEUBAUER, während der Phosphorsäurewert auf das Zwei- bis Fünffache anstieg. A. REIFENBERG<sup>7</sup> hat eine kataphoretische Bestimmung ausgearbeitet, die noch den Vorteil hat, daß sie nicht nur die zur Kathode wandernden Kationen, sondern auch die zur Anode wandernden Kolloidteilchen, die gleichfalls noch Kationen enthalten, bestimmt. Nach REIFENBERG sind auch die von den Kolloidteilchen gebundenen Nährstoffe von den Pflanzen ausnutzbar, so daß durch die Untersuchung des Kathoden- und Anodenschenkels die relative Gesamtmenge des den Pflanzen zugänglichen Kalis erfaßt wird. Die Arbeitsweise wird kurz wie folgt angegeben: 7 g des zu untersuchenden Bodens werden mit 100 cm<sup>3</sup> n/500 NaOH unter dem Rückflußkühler 2 Stunden gekocht. Hiernach wird die Suspension abgekühlt und auf 140 cm<sup>3</sup> aufgefüllt. Die so gewonnene 5proz. Suspension wird in eine U-förmige Glasröhre<sup>8</sup> gefüllt,

<sup>1</sup> Vgl. dieses Handbuch 8, 123 (1931).

<sup>2</sup> GLERIA, J. DI: Die Bestimmung des Nährstoffgehaltes der Böden nach Elektrodialyse. Verh. 2. internat. Kongr. Bodenkd. 4, 185 (1932).

<sup>3</sup> BRAWER, P. H., u. R. B. RANKIN: Elektrodialysis compared with the Neubauer method for determining mineral nutrient deficiencies in soil. J. amer. Soc. Agronomy 25, 414 (1933).

<sup>4</sup> KÖTTGEN, P.: Die Bestimmung der leicht löslichen und der sorptiv gebundenen Ionen nach der Methode des Gießener Bodenkundlichen Instituts. Bodenkd. u. Pflanzenernährg 3 (48), 56 (1937).

<sup>5</sup> DEAN, L. A.: Elektrodialyse as a means of studying the nature of soil phosphates. Soil Sc. 30, 33 (1934).

<sup>6</sup> HERZNER, R. A.: Beiträge zur physikalischen Chemie unserer Kulturböden. V. Z. Pflanzenernährg A 19, 93 (1931) — VI. Ebenda 23, 68 (1931).

<sup>7</sup> REIFENBERG, A.: Die kataphoretische Bestimmung der Düngebedürftigkeit von Böden. Z. Pflanzenernährg A 24, 20 (1932).

<sup>8</sup> Der Apparat ist genau beschrieben mit Abbildung: REIFENBERG, A.: Die kataphoretische Bestimmung der Düngebedürftigkeit der Böden. Z. Pflanzenernährg A 21, 144 (1931).

die seitlichen Hähne werden geschlossen und die Schenkel mit  $\frac{n}{500}$  NaOH aufgefüllt. Mittels NaCl-Agar-Röhre wird die Verbindung mit den Elektroden hergestellt. Der Stromweg beträgt 100 cm. Die Hähne werden vorsichtig geöffnet. Dann wird der obere Verbindungshahn geschlossen und der Strom eingeschaltet. Ein Milliampereometer und die Beobachtung der Wanderungsgeschwindigkeit dienen als Kontrolle für gleichmäßiges Arbeiten in den Parallelversuchen. Nach 2 Stunden wird der Stromkreis unterbrochen und sowohl der Inhalt der Kathodenschenkel wie der des Anodenschenkels in je eine Porzellanschale von 250 cm<sup>3</sup> gegossen. In der Anodenflüssigkeit wird die Phosphorsäure und das sorbierte Kalium, in der Kathodenflüssigkeit das Kalium bestimmt. Das kataphoretisch an der Kathode ermittelte Kalium war im allgemeinen niedriger als das kataphoretisch an der Anode ermittelte Kalium. Letzteres überwog in kolloidreichen Böden ersteres um das Doppelte bis sogar um das Sechsfache. Der Phosphorsäuregehalt bewegte sich in der gleichen Größenordnung wie die Zahlen nach NEUBAUER, auch zeigten diese Werte mit den Neubauer-Werten eine leidliche Parallelität, die man in den Gesamtkaliwerten nicht erblicken kann. Die Methode REIFENBERG gestattet gleichzeitig die Trennung des kolloiden Teiles, d. h. des kataphoretisch wandernden Kolloidteiles von dem grobdispersen Teil und die Bestimmung dieser Kolloide.

Die Elektro-Ultrafiltration (E.U.F.)<sup>1</sup> unterscheidet sich von der Elektrodialyse dadurch, daß die durch den elektrischen Strom in Freiheit gesetzten Kationen und Anionen durch einen Wasserstrom ständig abgesaugt werden. Das dem Verfahren zugrunde liegende Prinzip stellt sich nach P. KÖTTGEN<sup>2</sup> folgendermaßen: In einem Dreizellenapparat, der aus einer Mittelzelle und zwei Seitenzellen besteht, wird der Boden in der Mittelzelle einem elektrischen Gleichstrom (110—220 V) ausgesetzt. Die im Boden befindlichen Elektrolyte wandern durch ein Diaphragma, dessen Poren so klein sind, daß kolloide Teilchen zurückgehalten werden, hindurch. Die Wanderung der Elektrolyte wird durch ein gleichzeitiges Absaugen der Kathoden- und Anodenflüssigkeit beschleunigt. Die Flüssigkeit in der Mittelzelle wird durch eine entsprechende Wassermenge ersetzt. Das ständige Absaugen durch Diaphragmen bewirkt gleichzeitig eine gewisse Abkühlung der durch die JOULESCHE Wärme erwärmten Flüssigkeit, was als besonderer Vorteil hingestellt werden kann. Mit dem Entzug der Basen tritt ein fortwährender Umtausch gegen H-Ionen ein, die aus der Flüssigkeit geliefert werden. Die Anionen tauschen entsprechend gegen OH-Ionen aus<sup>3</sup>. Der besondere Vorteil des Verfahrens liegt nach P. KÖTTGEN vor allem darin, daß bei diesem Umtauschprozeß keine bodenfremden Anionen oder Kationen in das System hineinkommen, und daß der Umtausch in ähnlicher Weise vor sich geht, wie er zwischen Boden und Pflanze ständig stattfindet. P. KÖTTGEN geht in seinen Untersuchungen weiterhin von dem richtigen Gedanken aus, daß der Erhaltung der ursprünglichen dem zu entsalzenden System eignen Reaktion ein besonderes Gewicht beizulegen ist. Die in den einzelnen Filtraten gefundenen Ionenmengen werden auf 100 g Boden berechnet und in Milliäquivalenten auf der Ordinate, die Zeit auf der Abszisse aufgetragen. Auf diese Weise erhält KÖTTGEN sog. Löslichkeitskurven, die z. B. beim Boden sich oft genau der Asymptotengleichung nach

<sup>1</sup> KÖTTGEN, P.: Die Bestimmung der leicht löslichen Nährstoffe durch elektrischen Gleichstrom, durch Ermittlung der Fruchtbarkeitsveranlagung unserer Kulturböden. *Z. Pflanzenernährg A* **29**, 275—290 (1933).

<sup>2</sup> KÖTTGEN, P.: Die Bestimmung der leicht löslichen und der sorptiv gebundenen Ionen nach der Methode des Gießener Bodenkundlichen Instituts. *Bodenkde u. Pflanzenernährg* **3** (48), 56—89 (1937).

<sup>3</sup> PUGH, A. J., u. M. S. DU TORR: The composition and ionic exchange of ferric silicates and phosphates. *Soil Sci.* **41**, 417 (1936).

VAGELER anpassen. Aus dem Verlauf der Löslichkeitskurven und aus der Höhe der Zahlen sucht KÖTTGEN auf den Nährstoffgehalt und Nährstoffvorrat zu schließen. Er weist u. a. nach, daß es auch nach seinem Verfahren möglich ist, die Neubauer-Werte eines Bodens zu erreichen. Es ist notwendig, den Gleichstrom ungefähr 1 Stunde einwirken zu lassen.

M. TRÉNEL und H. J. FREY<sup>1</sup> stellten Untersuchungen über die Bestimmung von Kali, Kalk und Phosphorsäure im Boden durch Elektrodialyse in ihrer Beziehung zur Bodenazidität an. Dabei fanden sie, daß durch erschöpfende Elektrodialyse nicht nur die wasserlöslichen und sorptiv gebundenen Basen, sondern auch ein Teil der Basen, die erst durch kochende HCl in Freiheit gesetzt werden, bestimmt werden. Die Abgabe der Phosphorsäure geht der des Kalziums parallel. Ferner war es nicht möglich, die Bedingungen festzusetzen, unter denen lediglich die sorbierten Kationen kathodisch bestimmbar waren. TRÉNEL und FREY glauben aus ihren Untersuchungen über den Zusammenhang zwischen Nährstoffbasenverarmung und Bodenazidität bestätigen zu können, daß mit der Fortfuhr der Basen die hydratisierten Bodensilikate wie die synthetischen Silikate in Gelmische aus Hydraten der Kieselsäure und der Sesquioxide zerfallen.

Die biologischen Verfahren, insbesondere das Arbeiten mit niederen Pflanzen, führen sich in der wissenschaftlichen Forschung immer mehr ein. Die Gründe dafür liegen darin, daß die niederen Pflanzen zu ihrer Entwicklung die gleichen Nährstoffe benötigen wie die höheren Pflanzen, daß ihr Wachstum weit schneller vor sich geht, und daß sie auf einen Nährstoffmangel sehr scharf reagieren. Der Hauptvorteil ergibt sich aber dadurch, daß die Verfahren mit niederen Pflanzen nur wenig Zeit, wenig Material und damit wenig Geld zu ihrer Durchführung benötigen, d. h. daß die Methoden schnelle und billige Ergebnisse liefern. Vorausgesetzt, daß sie auch brauchbare, d. h. den Nährstoffgehalt des Bodens richtig anzeigende Werte liefern, gehören sie ohne Zweifel zu den Verfahren, die der Praxis, aber auch der Wissenschaft in der Durchführung von Massenuntersuchungen sehr große Dienste leisten. Die Methoden selbst finden ihre eingehende Behandlung an anderer Stelle<sup>2</sup>. W. U. BEHRENS<sup>3</sup> hat in seinem Buch „Die Methoden zur Bestimmung des Kali- und Phosphorsäurebedarfs landwirtschaftlich genutzter Böden“ zu den wichtigsten Verfahren ausführlich kritisch Stellung genommen. Er teilt die biologischen Methoden sehr treffend in folgende Gruppen ein: 1. Die Methode des Feldversuches. 2. Sonstige rein physiologische Methoden. a) Der Gefäßversuch mit höheren Pflanzen. b) Der Bodenplattenversuch mit niederen Pflanzen, dazu gehören die Azotobactermethoden nach W. G. SACKETT, S. WINOGRADSKY und nach A. STÖCKLI. 3. Die Methoden mit physiologischer Mobilisierung und chemischer Bestimmung der Nährstoffe. a) Die Methode der Pflanzenanalyse. b) Die Keimpflanzenanalyse. 4. Die Methode mit chemischer Mobilisierung und physiologischer Bestimmung der Nährstoffe. Zu den letzteren Verfahren wurden vor allem die verschiedensten Pilze, wie *Aspergillus*, *Penicillium*, *Rhizopus*, *Mucor*, *Cunninghamella* usw., herangezogen, die man nach Zusatz der notwendigen Nährstoffe und nach Schaffung der erforderlichen Lebensbedingungen auf den Boden einwirken läßt. Der Zusatz der Zitronensäure oder anderer organischer Säuren ist in der Tat so stark, daß man mit Recht annehmen kann, daß die Lösung der Nährstoffe durch die zugesetzte Säure erfolgt,

<sup>1</sup> TRÉNEL, M., u. H. J. FREY: Untersuchungen über die Bestimmung von Kali, Kalk und Phosphorsäure im Boden durch Elektrodialyse in ihrer Beziehung zur Bodenazidität. Z. Pflanzenernährg A 24, 293 (1932).

<sup>2</sup> Siehe diesen Band S. 440ff.

<sup>3</sup> BEHRENS, W. U.: Die Methoden zur Bestimmung des Kali- und Phosphorsäurebedarfs landwirtschaftlich genutzter Böden. Berlin: Verlag Chemie 1935.



und daß die Pilze selbst die chemische Analyse ersetzen und durch ihr Wachstum die in Lösung gegangene Nährstoffmenge anzeigen.

Das Schrifttum wird durch eine große Zahl chemischer und biologischer Verfahren ausgefüllt, die alle mehr oder weniger den Anspruch erheben, den Nährstoffvorrat und damit das Nährstoffbedürfnis eines Bodens richtig zu ermitteln. Der Wissenschaft liegt daher die Aufgabe ob, die zahlreichen Verfahren auf ihre Brauchbarkeit zu prüfen und, wie es in Deutschland die Absicht ist, möglichst eine oder zwei Methoden herauszusuchen, nach denen in Zukunft die Böden einheitlich zu untersuchen sind. Je mehr man aber sich mit dieser Aufgabe vertraut macht, um so größer werden die sich dabei einstellenden Schwierigkeiten, die in erster Linie dadurch entstehen, daß der exakte pflanzenphysiologische Vergleichsmaßstab, mit dem der Wert der Verfahren zu messen ist, fehlt oder nur unvollkommen vorhanden ist. Als der sicherste Maßstab wird allgemein der langjährige Feldversuch hingestellt. Doch auch der Feldversuch kann, abgesehen von einer Reihe sonstiger Mängel, schon aus dem Grunde nur schwerlich als Vergleichsmaßstab dienen, weil er eine andere Bodenschicht als die chemische oder biologische Methode des Laboratoriums analysiert. Neuerdings hat E. A. MITSCHERLICH in den „Grundlagen zur chemischen Bodenanalyse“ die Frage geprüft, ob der Feldversuch einen brauchbaren physiologischen Maßstab darstellt, oder ob man nicht dem Gefäßversuch den Vorzug geben soll. Halten wir uns an die Ausführungen MITSCHERLICH<sup>1</sup>, so hat der Feldversuch unbedingt den großen Vorteil, daß er unter natürlichen Verhältnissen angestellt wird, unter denen der Landwirt arbeitet. Er berücksichtigt den Untergrund. Er besitzt weiterhin den Vorteil, daß er mit den anspruchvollsten Pflanzen, wie z. B. Hackfrüchten, durchgeführt werden kann. Ein erster Nachteil besteht aber darin, daß er auf einer verhältnismäßig kleinen Fläche angelegt wird, und daß das auf dieser Fläche gewonnene Ergebnis auf den gesamten Schlag übertragen wird, während man zur chemischen Analyse eine Durchschnittsprobe des gesamten Schlages verwendet. Ein weiterer Nachteil ergibt sich daraus, daß der Feldversuch nur feststellen kann, ob ein Boden sehr stark unter Nährstoffmangel leidet. Bringt ein Feldversuch keinen Mehrertrag, so kann der Boden gerade noch versorgt sein, oder aber er kann auch einen riesigen Vorrat an diesem oder jenem Nährstoff besitzen. Der Feldversuch gibt also nur in wenigen Fällen genügende und sichere Auskunft über das Düngebedürfnis. Die Abhängigkeit des Feldversuches von der Witterung, die Störungen der Vegetation durch Tiere und Parasiten usw. bedeuten weitere Nachteile des Feldversuches<sup>2</sup>. Demgegenüber steht der Gefäßversuch. Für den Gefäßversuch wird eine Durchschnittsprobe entnommen. Allerdings entstammt dieselbe nur der Ackerkrume und nicht dem Untergrund, d. h. also, das Ergebnis des Gefäßversuches bezieht sich nur auf die Ackerkrume, und für den Untergrund muß eine bestimmte Annahme gemacht werden. Nach MITSCHERLICH haben Versuche ergeben, daß in einer Krumentiefe von 16 cm, in welcher der Boden in den Gefäßen untersucht wird, halb soviel Nährstoffe zur Verfügung stehen als im gewachsenen Boden. Hat also der Gefäßversuch angezeigt, daß die Nährstoffe des Bodens gerade ausreichen, dann sind auch im Felde für ein weiteres Jahr noch genügende Nährstoffe vorhanden. Verdünnt man nun den Boden mit der doppelten Sandmenge und erhält man bei dieser Verdünnung des Bodens keine Ertragsteigerung, so reichen die im Boden vorhandenen Nährstoffe nach MITSCHERLICH sogar noch für 6 Jahre im Feldversuch, d. h. also, mittels des Gefäßversuches läßt sich nach MITSCHERLICH der Nährstoff-

<sup>1</sup> MITSCHERLICH, E. A.: Die Grundlagen zur chemischen Bodenanalyse. Schr. Königsberg. gelehrte Ges., Naturwiss. Kl. **15**, 3 (1938).

<sup>2</sup> Vgl. dieses Handbuch **8**, 582 (1931).

vorrat bis zu einer gewissen Grenze ermitteln. MITSCHERLICH führt dazu wörtlich aus:

„Damit ist der Vergleichsmaßstab, den der Gefäßversuch der chemischen Bodenanalyse gibt, sehr viel weitreichender als der des Feldversuches, ganz abgesehen davon, daß die Ergebnisse wesentlich höher und sicherer werden als die des Feldversuches<sup>1</sup>.“

Auch muß man MITSCHERLICH zustimmen, wenn er den Gefäßversuch deshalb als Vergleichsmaßstab anerkennen will, weil er das gleiche Bodenmaterial analysiert, das die chemischen Methoden zur Untersuchung heranzieht. Die Wissenschaft räumt dem pflanzenphysiologischen Gefäßversuch durchaus die gebührende Anerkennung ein, doch hat man mit Recht manches kritisiert, was evtl. noch zu ändern oder zu beachten ist. Die von MITSCHERLICH vorgeschlagene Mischung des Bodens mit Sand ändert den physikalischen Zustand des Bodens beträchtlich. Je stärker der Boden verdünnt wird, um so stärker wird der Eingriff der Wurzeln der Pflanzen auf die Bodeneinheit bezogen, und um so größer werden die entzogenen Nährstoffmengen und damit die Ernteerträge. Wenn also die physiologisch wirksame Nährstoffmenge für 7 kg Boden =  $7b$  ist, so ist diese Nährstoffmenge nach Verdünnung mit 6 kg Sand nach MITSCHERLICH für 1 kg =  $b$ . In Wirklichkeit wird die Nährstoffmenge für 1 kg viel größer als  $b$  gefunden, d. h. aber zur Berechnung des gesamten Nährstoffvorrates darf nicht mit dem Verdünnungsfaktor multipliziert werden, sondern mit einem Faktor, der zumeist kleiner als dieser ist. Nach den Untersuchungen von F. SCHEFFER<sup>2</sup> wurde bei 8 Böden der nach MITSCHERLICH errechnete Nährstoffvorrat viel zu hoch gefunden. Wichtig war zugleich die Feststellung, daß die Verdünnung mit Sand auf den verschiedenen Böden verschieden stark wirkte<sup>3</sup>. Jedenfalls geht aus den Versuchen hervor, daß die von MITSCHERLICH<sup>4</sup> angegebenen Versuchsbedingungen möglichst genau eingehalten werden müssen, und daß die Verdünnung durch Sand nicht stärker als im Verhältnis 1 : 2 vorgenommen werden sollte. MITSCHERLICH schlägt als Versuchspflanze Hafer vor und überträgt die mit Hafer ermittelten Werte auf den Boden, ganz gleich, welche Frucht angepflanzt wird. In vergleichenden Versuchen mit anderen Pflanzen sollte sodann festgestellt werden, ob sich einmal der Hafer als Versuchsfrucht besonders eignet, und zum anderen, ob mit anderen Versuchspflanzen die gleichen Werte für „ $b$ “ ermittelt werden, denn bereits im älteren Schrifttum ist öfter auf die unterschiedlichen Ansprüche der einzelnen Pflanzen hingewiesen worden. Neuerdings liegen nun hierüber Versuche von C. KRÜGEL, C. DREYSPRING und W. HEINZE<sup>5</sup> und F. SCHEFFER<sup>6</sup> vor. Die ersteren fanden, daß der Buchweizen etwas höhere Phosphorsäurewerte als Hafer anzeigte. Nach den Untersuchungen von F. SCHEFFER zeigte Hafer den höchsten Kaligehalt an, während Mais, Gerste, Senf und Sommerroggen beträchtlich niedrigere „ $b$ “-Werte für Kali ergaben. Die höchsten Phosphorsäurewerte wurden durch Senf gefunden, während Hafer, Gerste, Mais und Sommer-

<sup>1</sup> MITSCHERLICH, E. A.: a. a. O. S. 6.

<sup>2</sup> SCHEFFER, F.: Bestimmung des Nährstoffvorrats im Feldversuch und im Gefäßversuch nach MITSCHERLICH. Kühn-Arch. **38**, 141 (1933) — Die Bestimmung des Kalivorrats nach MITSCHERLICH und WISSMANN. Ernährg Pflanze **30**, 101 (1934).

<sup>3</sup> PLATE, H.: Über die Abhängigkeit der Höhe des pflanzenaufnehmbaren Nährstoffkapitals von der Dynamik des Bodens. Diss. Halle 1936.

<sup>4</sup> MITSCHERLICH, E. A.: Die Bestimmung des Kalivorrats nach MITSCHERLICH. Ernährg Pflanze **30**, 181 (1934).

<sup>5</sup> KRÜGEL, C., C. DREYSPRING u. W. HEINZE: Die Ermittlung des Phosphorsäurebedarfs der Böden nach der Gefäßversuchsmethode MITSCHERLICH. Z. Pflanzenernährg A **29**, 380 (1933).

<sup>6</sup> SCHEFFER, F.: Die Bestimmung des Nährstoffvorrats im Feldversuch und im Gefäßversuch nach MITSCHERLICH. Kühn-Arch. **38**, 141 (1933).

roggen gleiche Werte lieferten. Auch aus den Versuchen von J. PAZLER<sup>1</sup> geht hervor, daß der Hafer einen höheren Kaligehalt als Pferdebohne, Kartoffel und Gerste anzeigt. Ein Vergleich der Ergebnisse der Methode MITSCHERLICH und des Feldversuches ist an 114 Böden von G. SUNDELIN, O. FRANCK und C. LARSON<sup>2</sup> angestellt worden. Das dabei gewonnene Ergebnis lautet sehr günstig, der Korrelationskoeffizient betrug  $r = 0,864$  für Phosphorsäure und  $r = 0,751$  für Kali, Die von F. SCHEFFER<sup>3</sup> an statischen Düngungsversuchen in Halle erzielten Werte zeigten jedoch in den einzelnen Versuchsjahren keine gute Übereinstimmung, auch lagen die Werte auf den ungedüngten Parzellen reichlich hoch. Man kann diese teilweise sehr hohen Werte sicherlich auf die zu starke Verdünnung der Böden mit Sand zurückführen. Die Auswertung der praktischen Bodenuntersuchungen müßte daher in Halle a. d. S. unter Berücksichtigung etwas höherer Grenzzahlen vorgenommen werden, als nach MITSCHERLICH vorgeschrieben worden ist. Trotz dieser Unstimmigkeiten bleibt der Gefäßversuch nach MITSCHERLICH, sofern der Boden nicht zu stark mit Sand verdünnt wird (möglichst 1:1 oder 1:2), der beste und brauchbarste Vergleichsmaßstab zur Beurteilung der chemischen und biologischen Methoden.

H. NEUBAUER<sup>4</sup> hingegen hält den Gefäßversuch nach E. A. MITSCHERLICH<sup>5</sup> nicht geeignet, als Maßstab für die Zuverlässigkeit anderer Bodenuntersuchungsmethoden zu dienen und schlägt vor, als Maßstab einen Feldversuch mit sehr kleinen Bodenstücken zu verwenden. „Dabei wird festgestellt, ob der Nährstoffzug durch die Pflanzen auch den Boden um denselben Betrag im Sinne der zu prüfenden Methode ärmer macht<sup>6</sup>.“ Vergleichende Untersuchungen über diese von H. NEUBAUER aufs wärmste empfohlene Anregung liegen bis heute nicht vor. Sicherlich ist der vorgeschlagene Weg zur Schaffung der notwendigen Grundlagen für die Prüfung aller Bodenuntersuchungsmethoden gangbar. Solange aber derartig vergleichende Untersuchungen nicht vorliegen, läßt sich eine quantitative Auswertung der Versuchsergebnisse nicht vornehmen.

Die Keimpflanzenmethode nach NEUBAUER hat in den letzten Jahren im In- und Auslande eine derartige Verbreitung erfahren, daß sie heute an vielen Stellen als Standardmethode<sup>7</sup> gewertet wird. Nachdem die Methode zunächst nur für Mineralböden gedacht war, ist sie von F. BRÜNE und Mitarbeitern<sup>8</sup> auch für stark humose Böden und insbesondere Moorböden ausgebaut worden, wobei gewisse Änderungen in der Ausführung nötig waren. In den letzten Jahren ist von verschiedener Seite an der Vervollkommnung der Methode gearbeitet worden.

<sup>1</sup> PAZLER, J.: Versuche nach der Methode von MITSCHERLICH mit verschiedenen Kulturpflanzen. Z. Zuckerindustr. **54**, 273 (1930).

<sup>2</sup> SUNDELIN, G., O. FRANCK u. C. LARSON: Metoder for bestämning av jordens gödslingsbehov i MITSCHERLICH- och Metoderna i jämförelse med fältförsök. Kungl. Landbruks Ak. Handl. och Tidskr. **71**, 974 (1932).

<sup>3</sup> SCHEFFER, F.: Chemische und biologische Untersuchungen über den Nährstoffgehalt der Böden des „Ewigen Roggenbaues“ in Halle a. d. S. Wiss. Arch. Landw. A **7**, 169 (1931).

<sup>4</sup> NEUBAUER, H.: Ist der Gefäßversuch nach MITSCHERLICH geeignet, als Maßstab für die Brauchbarkeit der anderen Bodenuntersuchungsmethoden zu dienen. Zeitschr. Pflanzenern., Düng. u. Bodenk. **44**, 327—341 (1936).

<sup>5</sup> MITSCHERLICH, E. A.: Erwiderung ebenda S. 349.

<sup>6</sup> NEUBAUER, H.: Wie läßt sich die Brauchbarkeit von Laboratoriumsmethoden zur Bestimmung des Nährstoffgehaltes der Böden am besten prüfen? Bodenk. u. Pflanzenernähr. **4**, (49), 30—50 (1937).

<sup>7</sup> MOOERS, C. A.: An evaluation of the NEUBAUER and the Cuminghamella and Aspergillus niger methods for the determination of the fertiliserneeds. Soil Sci. **46**, 211—228 (1938).

<sup>8</sup> BRÜNE, F., TH. ARNDT, E. GÜNTHER u. A. POOCK: Die Umgestaltung der Keimpflanzenmethode zum Zwecke der Untersuchung der Moorböden. Z. Pflanzenernähr. A **26**, 271 (1932).

Die insbesondere von H. NEUBAUER<sup>1</sup> und F. KERTSCHER<sup>2</sup> mehrfach gebrachten Vorschriften über Durchführung der Methode, über Lagerung des Saatgutes mögen erwähnt sein. Denn es hat sich oft gezeigt, daß durch Nichtbeachtung dieser Grundregeln die Methode zu sehr stark abweichenden Ergebnissen führt. Ob die Beobachtung A. KUKES<sup>3</sup>, daß die Leistungsfähigkeit des Roggensaatgutes in den einzelnen Monaten verschieden hoch ist, durch unsachgemäße Aufbewahrung<sup>4</sup> zu erklären ist, kann hier nicht entschieden werden. Nach den Untersuchungen von F. SCHEFFER<sup>5</sup>, L. LAUFER<sup>6</sup> und R. THUN<sup>7</sup> scheint jedoch der direkt von NEUBAUER bezogene Roggen in den einzelnen Jahren nicht immer das gleiche Aufnahmevermögen zu besitzen, während H. NEUBAUER<sup>8</sup> und E. GROETZNER<sup>9</sup> nachweisen konnten, daß die gefundenen Werte für Saatgut aus 4 Jahreszeiten praktisch gleich hoch waren. Als Saatgut verwendet H. NEUBAUER den Original-Petkuser Roggen, der sich im Vergleich zu anderen Roggensorten oder Pflanzenarten am besten zu eignen scheint und von K. SCHUHMAN<sup>10</sup> als das Saatgut ermittelt wurde, das fast stets die höchsten Werte lieferte. Für tropische Böden ist die Verwendung von Reis<sup>11</sup> vorgeschlagen. Auch andere Pflanzenarten, wie Leinsaat und Sesam<sup>12</sup>, sind angewandt worden. Der analytische Teil der Keimpflanzenmethode hat in der letzten Zeit eine wesentliche Vereinfachung erfahren. Die Phosphorsäurebestimmung erfolgt kolorimetrisch<sup>13</sup>, die Kalibestimmung wird nach dem flammenphotometrischen Verfahren W. SCHUHKNACHTS<sup>14</sup> aus-

<sup>1</sup> NEUBAUER, H.: Die Stellung der Bodenuntersuchung zum Feldversuch und der Keimpflanzenmethode zu den übrigen Methoden der Bodenuntersuchung. *Bodenkundl. Forsch.* **4**, 234 (1935).

<sup>2</sup> KERTSCHER, F.: Über ein vereinfachtes Verfahren zum Bepflanzen der Neubauer-Schalen. *Bodenkde u. Pflanzenernährg* **3** (48), 313 (1937).

<sup>3</sup> KUKES, A.: Nachprüfung der physiologischen Leistungsfähigkeit des Roggensaatgutes unter dem Einfluß der Zeit und deren Bedeutung für die Keimpflanzenmethode. *Z. Pflanzenernährg A* **25**, 24 (1932).

<sup>4</sup> NEUBAUER, H.: Entgegnungen. *Z. Pflanzenernährg A* **25**, 373; **26**, 326 (1932).

<sup>5</sup> SCHEFFER, F.: Chemische und biologische Untersuchungen über den Nährstoffgehalt der Böden des „Ewigen Roggenbaues“ in Halle a. d. S. *Wiss. Arch. Landw. A* **7**, 169 (1931).

<sup>6</sup> LAUFER, G.: Über die Nährstoffaufnahme bei der Keimpflanzenmethode zu verschiedenen Zeitpunkten eines Jahres. *Z. Pflanzenernährg A* **33**, 329 (1934).

<sup>7</sup> THUN, R.: Der Wert der Bodenuntersuchung, insbesondere der planmäßigen Nährstoffkontrolle durch die Keimpflanzenmethode. *Bodenkde u. Pflanzenernährg* **3** (48), 28 (1937).

<sup>8</sup> NEUBAUER, H.: Über den Einfluß der Zeit auf die Brauchbarkeit des Roggensaatgutes für die Keimpflanze. *Z. Pflanzenernährg A* **26**, 326 (1932).

<sup>9</sup> GROETZNER, E.: Untersuchung über die Bestimmung des pflanzenaufnehmbaren Kaliums. *Z. Pflanzenernährg A* **35**, 269 (1934).

<sup>10</sup> SCHUHMAN, K.: Die Phosphorsäure- und Kaliumaufnahme verschiedener Pflanzenarten. *Z. Pflanzenernährg A* **15**, 65 (1929).

<sup>11</sup> ROEMER, TH., u. F. SCHEFFER: Untersuchungen nach der Keimpflanzenmethode NEUBAUER unter Anwendung von Reis als Versuchsfrucht. *Ernährg Pflanze* **25**, 532 (1929). — JACOB, A.: Die Anwendung der Neubauer-Methode zur Untersuchung tropischer Böden. *Ernährg Pflanze* **29**, 290 (1933).

<sup>12</sup> DEGER, E.: Grenzzahlen humider Tropenböden Mittelamerikas. *Z. Pflanzenernährg A* **35**, 1 (1934).

<sup>13</sup> HERMANN, R., u. FR. SINDLINGER: Zur kolorimetrischen Bestimmung der Phosphorsäure beim Keimpflanzenverfahren. *Bodenkde u. Pflanzenernährg* **4** (1937). — HAGER, G., u. W. STOLLENBERG: Die kolorimetrische Bestimmung der Phosphorsäure nach dem Keimpflanzenverfahren von NEUBAUER-SCHACK. *Ebenda* **4** (1937). — SCHMITT, L.: Die Vereinfachung der Keimpflanzenmethode von NEUBAUER durch kolorimetrische Bestimmung der Phosphorsäure. *Ebenda* **4** (1937). — Die kolorimetrische Bestimmung der Phosphorsäure beim Keimpflanzenverfahren nach NEUBAUER. *Forsch.dienst* **3**, 596 (1937). — MÜLLER, F. W.: Vergleichende Untersuchungen über die Phosphorsäurebestimmung in Keimpflanzen nach v. LORENZ und nach der Vorschrift von HERMANN und SINDLINGER. *Bodenkde u. Pflanzenernährg* **4** (1937). — HOFFMANN, O.: Die kolorimetrische Bestimmung der Phosphorsäure in Neubauer-Aschen. *Ebenda* **4** (1937).

<sup>14</sup> SCHUHKNACHT, W.: Spektralanalytische Bestimmung von Kalium. *Angew. Chem.* **50**, 301 (1937). — SCHMITT, L., u. B. BREITWIESER: Die Anwendbarkeit verschiedener Appara-

geführt. Die Ergebnisse über diese Verfahren lauten sehr günstig, so daß durch deren Einführung der chemische Teil der Methode wesentlich verkürzt worden ist. Die Festsetzung der Grenzzahlen, bei denen eine Düngewirkung nicht mehr auftritt, bildet bis heute einen wichtigen Gegenstand der Untersuchung und ist bisher aus Beobachtungen über die Übereinstimmung zwischen Feldversuch und Neubauer-Ergebnis praktisch genügend genau ermittelt worden. Die Bodenart<sup>1</sup> und der Bodentyp, sowie die klimatischen Verhältnisse haben, abgesehen von der Fruchtart, einen großen Einfluß auf die Höhe der Grenzzahlen. Als Beispiel sei hier angeführt, daß die für Kali für Kartoffeln angegebenen Grenzzahlen von leichtem Sandboden bis zum schwersten Muschelkalkboden innerhalb Deutschlands zwischen 16 mg und 50 mg K<sub>2</sub>O je 100 g Boden schwanken. R. THUN<sup>2</sup> versucht neuerdings aus dem Nährstoffgehalt des Bodens und dem Nährstoffentzug und damit aus dem Ausnutzungskoeffizienten die für jede Fruchtart und jeden Boden erforderliche Grenzzahl zu errechnen. Die Berechnungsweise, die bisher nicht völlig überzeugend durchgeführt wurde, setzt voraus, daß der Nährstoffgehalt einen einwandfrei zu bestimmenden, bleibenden und gegebenen Wert darstellt, was wohl kaum anzunehmen ist<sup>3</sup>. Die wissenschaftliche Durcharbeitung des gesamten Fragenkomplexes scheint daher dringend erforderlich. Für den Augenblick sind daher nur die örtlich als richtig ermittelten Grenzzahlen anwendbar. Als Anhaltspunkte mögen einstweilen die von H. NEUBAUER in folgenden Übersichten aufgeführten Grenzzahlen für hohe und mittlere Ernten dienen. Die darin gemachten Angaben über die bei einer bestimmten Grenzzahl zu geben-

Tabelle 36. Grenzzahlen nach H. NEUBAUER<sup>4</sup>.  
1. Für mittlere Ernten. Kali.

	Ernte dz/ha	Nähr- stoff- entzug kg/ha	Grenz- zahl auf 100 g Boden mg	5	10	15	20	25	Für jedes an der Grenzzahl fehlen- de mg sind als Dünger zu geben kg Kali je ha
				Bei diesem Gehalt des Bodens in mg je 100 g Boden sind als Dünger noch zu geben kg Kali je ha					
Gerste . . .	28	68	19	83	53	23	—	—	6
Hafer . . .	30	94	16	107	57	7	—	—	10
Weizen . . .	30	68	15	76	38	—	—	—	7,5
Roggen . . .	28	80	13	83	33	—	—	—	10
Rotklee . . .	60	113	19	138	88	38	—	—	10
Kartoffeln . .	240	210	28	288	225	163	100	38	12,5
Zuckerrüben .	300	188	19	230	147	63	—	—	16,7
Futterrüben .	600	293	29	405	322	238	155	72	16,7
Raps . . . .	28	88	15	97	47	—	—	—	10
Luzerne . . .	100	150	25	200	150	100	50	—	10
Wiesenheu . .	60	113	19	138	88	38	—	—	10

turen zur flammenphotometrischen Bestimmung des Kaliums in Pflanzenaschen. Bodenkde u. Pflanzenernährg **9/10**, 750—757 (1938). — KERTSCHER, F.: Versuche mit der Siemens-Apparatur zur flammenphotometrischen Bestimmung des Kaliums in Neubauer-Aschen. Ebenda **9/10**, 758—765 (1938). — LEHMANN, W.: Flammenphotometrische Kaliumbestimmung nach SCHUHKNACHT im Vergleich zur gewichtsanalytischen Bestimmung in Pflanzenaschen, Futter- und Düngemitteln. Ebenda **9/10**, 766—776 (1938).

<sup>1</sup> NEUBAUER, H.: Die Keimpflanzenmethode und die neuen chemischen Methoden der Bodenuntersuchung. Ernährg. Pflanze **27**, 505 (1931). — RAUTERBERG, E.: Über die Berücksichtigung der Bodenart bei den Untersuchungen der Böden auf ihre Phosphorsäurebedürftigkeit. Z. Pflanzenernährg **A 20**, 302 (1931) — Mikrochem. **10**, 467 (1932).

<sup>2</sup> THUN, R.: a. a. O. **3** (48), 1 (1937).

<sup>3</sup> KLING, M., u. O. ENGELS: Über die Beurteilung des Nährstoffgehaltes und Düngedürfnisse der verschiedenen Pflanzenarten und der allgemeinen Wachstumsbedingungen. Bodenkde u. Pflanzenernährg **1** (46), 331—348 (1936).

<sup>4</sup> HONCAMP, F.: Handbuch d. Pflanzenernährung u. Düngerlehre, J. Springer, Bd. 1, S. 897—898 (1931).

Phosphorsäure.

	Ernte dz/ha	Nährstoff- entzug kg/ha	Grenz- zahl auf 100 g Boden mg	1	2	3	4	5	6	Für jedes an der Grenzzahl fehlen- de mg sind als Dünger zu geben kg Phosphorsäure je ha
				Bei diesem Gehalt des Bodens in mg je 100 g Boden sind als Dünger noch zu geben kg Phosphorsäure je ha.						
Gerste . . .	28	28	5	110	80	50	20	—	—	30
Hafer . . .	30	41	4	93	63	33	3	—	—	30
Weizen . . .	30	38	4	84	54	24	—	—	—	30
Roggen . . .	28	40	4	90	60	30	—	—	—	30
Rotklee . . .	60	38	4	84	54	24	—	—	—	30
Kartoffeln . .	240	45	5	105	75	45	15	—	—	30
Zuckerrüben .	300	45	5	105	75	45	15	—	—	30
Futterrüben .	600	53	6	129	99	69	39	9	—	30
Raps . . . .	28	68	7	174	144	114	84	54	24	30
Luzerne . . .	100	64	7	162	132	102	72	42	12	30
Wiesenheu .	60	38	4	84	54	24	—	—	—	30

2. Für hohe Ernten. Kali.

	Ernte dz/ha	Nährstoff- entzug kg/ha	Grenz- zahl auf 100 g Boden mg	5	10	15	20	25	30	35	Für jedes an der Grenzzahl fehlen- de mg sind als Dünger zu geben kg Kali je ha
				Bei diesem Gehalt des Bodens in mg je 100 g Boden sind als Dünger noch zu geben kg Kali je ha							
Gerste . . .	35	85	24	112	82	52	22	—	—	—	6
Hafer . . .	40	125	21	158	108	58	8	—	—	—	10
Weizen . . .	40	90	20	112	75	37	—	—	—	—	7,5
Roggen . . .	35	100	17	117	67	17	—	—	—	—	10
Rotklee . . .	80	150	25	200	150	100	50	—	—	—	10
Kartoffeln . .	320	280	37	404	342	279	217	154	—	29	12,5
Zuckerrüben .	400	250	25	333	250	167	83	—	92	—	16,7
Futterrüben .	800	390	39	567	483	400	317	233	150	67	16,7
Raps . . . .	35	110	18	133	83	33	—	—	—	—	10
Luzerne . . .	140	210	35	300	250	200	150	100	50	—	10
Wiesenheu .	80	150	25	200	150	100	50	—	—	—	10

Phosphorsäure.

	Ernte dz/ha	Nährstoff- entzug kg/ha	Grenz- zahl auf 100 g Boden mg	1	2	3	4	5	6	7	8	Für jedes an der Grenzzahl fehlen- de mg sind als Dünger zu geben kg Phosphorsäure je ha
				Bei diesem Gehalt des Bodens in mg je 100 g Boden sind als Dünger noch zu geben kg Phosphorsäure je ha								
Gerste . . .	35	35	6	145	115	85	55	25	—	—	—	30
Hafer . . .	40	55	6	135	105	75	45	15	—	—	—	30
Weizen . . .	40	50	5	120	90	60	30	—	—	—	—	30
Roggen . . .	35	50	5	120	90	60	30	—	—	—	—	30
Rotklee . . .	80	50	5	120	90	60	30	—	—	—	—	30
Kartoffeln . .	320	60	6	150	120	90	60	30	—	—	—	30
Zuckerrüben .	400	60	6	150	120	90	60	30	—	—	—	30
Futterrüben .	800	70	7	180	150	120	90	60	30	—	—	30
Raps . . . .	35	90	9	240	210	180	150	120	90	60	30	30
Luzerne . . .	140	90	9	240	210	180	150	120	90	60	30	30
Wiesenheu .	80	50	5	120	90	60	30	—	—	—	—	30

den Nährstoffmenge sind ebenfalls nur Anhaltspunkte. Die Zuverlässigkeit der Keimpflanzenmethode ist in zahlreichen Vergleichen mit Feldversuchen und Gefäßversuchen geprüft worden. Eine Zusammenstellung der Untersuchungen über Keimpflanzenmethode und Feldversuch wird von R. THUN<sup>1</sup>

<sup>1</sup> THUN, R.: a. a. O. 3 (48), 6 (1937).

angegeben. Die Übereinstimmungszahlen liegen für Phosphorsäure zwischen 45,8 und 89%, für die Kalizahlen zwischen 30 und 80%. W. U. BEHRENS<sup>1</sup> berechnet unter Zuhilfenahme der Korrelationsrechnung für die günstigsten in Halle erzielten Ergebnisse einen Übereinstimmungsindex für Phosphorsäure von 71,2% und für Kali von 63%. Die in Halle durchgeführten Untersuchungen über den Vergleich der Ergebnisse nach NEUBAUER und des Gefäßversuches haben etwas bessere Ergebnisse gezeigt. Für Phosphorsäure ergab sich eine Übereinstimmung von 73%, für Kali eine solche von 84%. W. WÖHLBIER und K. NAUMANN<sup>2</sup> finden gleichfalls in bezug auf Kali eine sehr gute Übereinstimmung von 89%. Trotz der überaus günstigen Ergebnisse will es nicht richtig erscheinen, daß man die Keimpflanzenmethode als Vergleichsmaßstab verwendet und vor allem für Methoden, die auf ganz anderer Grundlage aufbauen und nicht allein den Nährstoffvorrat, sondern auch das Düngebedürfnis zu ermitteln suchen, oder die nicht nur die „Bodennährstoffe“, sondern auch die zugefügten „Düngernährstoffe“ feststellen<sup>3</sup>. Ein wissenschaftlicher Ausbau aller wertvollen Methoden ist in Zukunft notwendig, denn eine absolute Überlegenheit einer Methode allen anderen Methoden gegenüber ist bisher in exakten Versuchen nicht bewiesen worden. Wenn man sich auch in Zukunft auf wenige Methoden beschränken muß und eine gewisse Auswahl vornehmen wird, d. h. gleiche oder auf gleicher Grundlage aufbauende Verfahren vereinen wird, so gilt aber auch heute noch für dieses wichtige Gebiet der Bodenkunde, daß alles noch in Fluß ist. Vor allem mangelt es an sorgfältig durchgeführtem Vergleichsmaterial. Das umfassendste, bisher veröffentlichte Versuchsmaterial hat E. A. MITSCHERLICH<sup>4</sup> 1937 gegeben. 120 Böden wurden aus den verschiedensten Gegenden der Erde einheitlich nach den verschiedensten bisher gebräuchlichen Methoden untersucht. Als Vergleichsmaßstab diente neben dem Feldversuch hauptsächlich der Gefäßversuch. Das gesamte Material wurde mit Hilfe der Korrelationsrechnung verarbeitet. Insgesamt lagen der Berechnung das Zahlenmaterial von 120 Böden und 27 Methoden für die Phosphorsäure und 120 Böden und 16 Methoden für das Kali zugrunde. MITSCHERLICH selbst stellt fest, daß für die Phosphorsäurebestimmung recht brauchbare Laboratoriumsmethoden vorhanden sind. „Die Methode DREYSPRING weist 84,4% übereinstimmende Werte auf, die Methode DIRKS-SCHEFFER 81,8%, die Methode DEMOLON 60% und die Laktatmethode EGNÉR 57,8% und 59,2%.“ Nicht so gut liegen die Kaliergebnisse. Hier hat die Neubauer-Methode als die beste Methode eine Übereinstimmung von 34,5% gebracht. Diese überaus wertvollen Ergebnisse und Untersuchungen bedürfen dringend einer Ergänzung.

<sup>1</sup> BEHRENS, W. U.: a. a. O. S. 79.

<sup>2</sup> WÖHLBIER, W., u. K. NAUMANN: Beitrag zur Frage der Bodenuntersuchung. Z. Pflanzenernährg A 28, 129 (1933).

<sup>3</sup> NEUBAUER, H.: Eignen sich Feldversuche oder Laboratoriumsmethoden besser zur Bestimmung der Düngebedürftigkeit der Böden? Z. Pflanzenernährg A 31, 154—161 (1933) — Die Stellung der Bodenuntersuchung zum Feldversuch und der Keimpflanzenmethode zu den übrigen Methoden der Bodenuntersuchung. Bodenkundl. Forsch. 4, 234 (1935). — MITSCHERLICH, E. A.: Die Grundlagen zur chemischen Bodenanalyse. Schr. Königsberg. gelehrte Ges., Naturwiss. Kl. 15, 7 (1938).

<sup>4</sup> MITSCHERLICH, E. A.: Erster Bericht über die Arbeiten und über die Tagung der Arbeitsgemeinschaft und zur Prüfung der Laboratoriumsmethoden für die Bestimmung des Kali- und Phosphorsäurebedürfnisses der Böden. Internat. Ges. Bodenkde. Königsberg 1936.

### 3. Beschaffenheit des organischen Bodenanteils.

Von K. MAIWALD-Hohenheim.

In J. v. LIEBIGS berühmtem Buch von 1840<sup>1</sup>, das die damalige Agrikulturchemie zusammenfaßte und in vieler Hinsicht auf neue Ziele einstellte, sind folgende Leitsätze über den „Humus“ zu finden: „Die in Verwesung begriffene Holzfaser ist der Körper, den wir Humus nennen . . . Durch die Einwirkung der Luft auf feste thierische oder vegetabilische Gebilde entsteht eine pulverige braunschwarze Substanz, die man Humus (terreau) nennt . . . Unter Dammerde (terreau) versteht man ein Gemenge von verwitterten Mineralsubstanzen mit Überresten vegetabilischer und Thierstoffe; ihrer ganzen Beschaffenheit nach läßt sie sich als Erde betrachten, in welcher sich Humus im Zustande der Zersetzung befindet.“ Die verschiedenen in diesen Sätzen ausgedrückten Gesichtspunkte über Beschaffenheit und Verhalten des organischen Bodenanteils lassen schon die Fülle von Untersuchungen über die Humusfrage ahnen, die sich in der Folgezeit entwickelte. Einen Überblick darüber gab der Verfasser für den Stand von 1929/30<sup>2</sup>. Die Besprechung erfolgte damals nach drei großen Teilgebieten — nach der organisch-chemischen, der physikalisch- und dispersoidchemischen und der biochemischen Arbeitsrichtung — die absichtlich ziemlich scharf voneinander getrennt wurden, um die Vielfältigkeit der Fragen zu zeigen, welche sich hinter der oft gebrauchten, aber vieldeutigen Bezeichnung Humus verbergen, selbst wenn man sie auf die sog. eigentlichen oder echten Humusstoffe beschränkt. Zurückgestellt blieben damals die Untersuchungen und Befunde, welche einen weiter gezogenen, sehr wichtigen Bereich betreffen, nämlich den gesamten organischen Bodenanteil einschließlich aller Ausgangsstoffe pflanzlicher und tierischer Herkunft, die entweder im natürlichen Verlauf oder auch beim Ackerbau mit der Absicht einer Vermehrung des Gesamthumus in den Boden gelangen<sup>3</sup>. Überblicken wir nunmehr den Zeitaum von 100 Jahren seit J. v. LIEBIGS oben erwähnten Anschauungen, so verlangt jene angewandt-bodenkundliche Arbeitsrichtung im Gegensatz zu früher erhöhte Beachtung; sie ist neuerdings aus verschiedenen Gründen besonders in Deutschland gefördert worden. Den Einzelbesprechungen der wissenschaftlichen Fortschritte bei der Humusfrage sei noch ein Abschnitt vorangestellt, der einige grundsätzliche Angaben enthält und besonders auf Neuerscheinungen in Buchform hinweist, welche Teilgebiete des organischen Bodenanteils behandeln und diese in vollständiger, seither kaum ergänzbarer Weise belegen. Immerhin bleibt hierbei noch die Aufgabe übrig, diese zum Teil und aus guten Gründen einseitig gehaltenen Darstellungen zu einem Gesamtbild unseres Wissens über den organischen Bodenanteil zu verschmelzen, soweit dies bei den auch noch nach 100 und mehr Jahren einer emsigen Forschungstätigkeit auftretenden Widersprüchen in den Befunden überhaupt möglich ist.

<sup>1</sup> LIEBIG, JUSTUS: Die organische Chemie in ihrer Anwendung auf Agrikultur und Physiologie (einbändig, 352 S.), S. 44, 239 u. 287. Braunschweig 1840.

<sup>2</sup> Vgl. dieses Handbuch 7, 113—204 (1931).

<sup>3</sup> Vgl. dieses Handbuch 7, 121—123: Zusammenstellung von agrikulturchemischem Schrifttum dieser Richtung aus der Zeit bis 1930, aber noch ohne genauere Besprechung, da diese Arbeiten erst „Vorstufen zu einer exakten Behandlung der Humusfrage“ bedeuteten.



### Die Entwicklung des Humusproblems im letzten Jahrzehnt.

Für ein tieferes Eindringen in die Vorgänge bei der Humifizierung im Boden und für die stoffliche Beurteilung der entstehenden dunklen, beständigen Humuskolloide ist stets schon die Untersuchungsmethode selbst ein sehr umstrittener Teil der Forschung und zugleich ein Prüfstein für den Wert irgendwelcher neuen Befunde gewesen. Dies wurde besonders von U. SPRINGER<sup>1</sup>, K. SIMON<sup>2</sup> und A. HOCK<sup>3</sup> erkannt. Sie haben die Methodik zur Erfassung des humifizierten organischen Bodenanteils und zur Erkennung einzelner Bestandteile innerhalb dieses Gemisches von Stoffen weit über den Stand von 1930 entwickelt, so daß eine Zusammenfassung der vielen Einzelheiten nötig wird<sup>4</sup>. Auch von anderen Seiten ist in methodischer Richtung manches Neue vorgeschlagen worden, dessen Besprechung folgt.

Den Humifizierungsvorgang als Teil der mikrobiologischen Verarbeitung der Pflanzen- und Tierreste im Boden schildert vor allem S. A. WAKSMAN in seinem Handbuch „Humus“<sup>5</sup>, das nach mehrfacher Zusammenfassung seiner Vorarbeiten auf Tagungen der Internationalen Bodenkundlichen Gesellschaft<sup>6</sup> herauskam. Er bekämpft viele bisher gesichert erscheinende Begriffe und Gedankengänge der Humuschemie und „fühlt sich berechtigt, Humus nicht als einen bekannten chemischen Komplex, sondern als eine Zustandsform anzusehen“<sup>7</sup>. Eine Anzahl von Umständen hat nach seiner Meinung zu der verwirrend wirkenden Auffassung von der „chemischen Natur“ des Humus beigetragen, so u. a. die Einführung zahlreicher Bezeichnungen für Einzelgruppen der Humusstoffe ohne Berücksichtigung der Tatsache, daß es sich um von der Gewinnungsmethode abhängende Fraktionen und nicht um natürliche, im Boden vorkommende Verbindungen handelte, ferner der unzulässige Vergleich zwischen künstlich hergestellten Präparaten (z. B. durch Säureeinwirkung auf Zucker) und Humusauszügen aus Boden, Torf oder jüngeren Kohlen, besonders aber die Unkenntnis über die Rolle der Kleinlebewesen bei den Zersetzungsvorgängen an pflanzlichen und tierischen Resten, die erst zur Humusbildung führen. Trotz der unbestreitbaren Richtigkeit dieser Einwände von S. A. WAKSMAN liegt es aber doch nicht ganz so — wie sein umfangreiches Buch glauben machen könnte —, daß alle diese schwachen oder noch unklaren Punkte bei der Erforschung des Humusproblems bislang ganz übersehen und erst von ihm entdeckt worden wären. Bei aller Hervorhebung der dynamischen, an Stelle der statischen Gesichtspunkte in der Humusfrage, die auch H. PALLMANN<sup>8</sup> begrüßt, wird es nicht ratsam sein, auf die

<sup>1</sup> SPRINGER, U.: Der heutige Stand der Humusuntersuchungsmethodik, mit besonderer Berücksichtigung der Trennung, Bestimmung und Charakterisierung der Huminsäuretypen und ihre Anwendung auf charakteristische Humusformen. *Bodenkde u. Pflanzenernährg* **6**, 312—388 (1938).

<sup>2</sup> SIMON, K. †, u. H. SPEICHERMANN: Beiträge zur Humusuntersuchungsmethodik. *Bodenkde u. Pflanzenernährg* **8**, 129 (1938).

<sup>3</sup> HOCK, A.: Grundsätzliches bei Farbmessungen in Humuslösungen. *Bodenkde u. Pflanzenernährg* **7**, 257 (1938).

<sup>4</sup> Die zahlreichen Arbeiten dieser Forscher vor 1938 vgl. diesen Band S. 389—391.

<sup>5</sup> WAKSMAN, S. A.: *Humus. Origin, chemical composition, and importance in nature*. 1. Aufl., London 1936, 494 S. mit 1311 Schriftumsangaben; 2. Aufl., London 1938, 511 S. mit 1608 Schriftumsangaben.

<sup>6</sup> WAKSMAN, S. A.: Chemical nature of soil organic matter, methods of analysis, and the role of microorganisms in its formation and decomposition. *Verh. 2. Komm. internat. bodenkdl. Ges., Budapest A 1929*, 172; *Kopenhagen A 1933*, 119.

<sup>7</sup> WAKSMAN, S. A.: a. a. O. 1936, S. 153.

<sup>8</sup> PALLMANN, H.: Über die geschichtliche Entwicklung der Bodenkunde. *Schweiz. landw. Mh.* **12** (1934).

gewissenhafte Untersuchung auch einzelner Ausschnitte aus einer zusammenhängenden Entwicklung zu verzichten, besonders wenn diese, wie vom Vorgang der Humifizierung bekannt ist, im Boden doch verhältnismäßig langsam verläuft. Durch Zusammenfügung solcher Einzelbefunde kann die Dynamik der Humusentstehung vielleicht eher einmal geklärt werden als durch die recht allgemeinen Ausführungen und Schlüsse von S. A. WAKSMAN, mit denen er an Stelle der für überflüssig gehaltenen chemischen oder physikalisch-chemischen Einzelheiten sein Buch zum Teil gefüllt hat. H. J. PAGE und dessen Mitarbeiter<sup>1</sup> haben ebenfalls die Zusammenhänge zwischen Eiweißabbau und Humifizierung untersucht, also gerade den von S. A. WAKSMAN immer betonten wichtigen Umstand, der zum typischen Stickstoffgehalt des Bodenhumus führt; sie taten dies aber auf experimentell durchaus sicheren Wegen<sup>2</sup>. Den Grundgedanken einer Mitwirkung der Kleinlebewesen im Boden bei der Humusbildung hat, mindestens gleichzeitig mit S. A. WAKSMAN, auch schon J. STOKLASA<sup>3</sup> in folgender Weise mit aller Deutlichkeit ausgedrückt, was vielleicht nur durch die Einschränkung auf die Vorgänge im Waldboden bisher übersehen wurde: „Wir haben erkannt, daß der Humus nicht nur ein Abbauprodukt der verschiedenen organischen Substanzen ist, sondern daß er auch durch die synthetischen Prozesse der zahlreichen Geobionten des Waldbodens gebildet wird, und zwar dienen die hochmolekularen Verbindungen der Kohlehydrate als Energiematerial für den Aufbau und den Betriebsstoffwechsel der Mikroorganismen, wobei in Gegenwart der biogenen Elemente Stickstoff, Phosphor, Schwefel, Jod, Kalium und Eisen die Synthese neuen lebenden Protoplasmas der Mikroorganismen stattfindet. Dadurch wird auch der sogen. Humus gebildet, der stets Stickstoff enthält. Die Zellsubstanz der Mikroorganismen, die reich an Stickstoff, Phosphor, Schwefel, Kalium und Eisen in organischer Form ist, kann als stickstoffbildendes Material des Humus angesehen werden.“

Die klassischen Forschungen von SVEN ODÉN<sup>4</sup> über die physikalisch-chemischen Eigenschaften der Huminsäuren sind mit die Veranlassung zu ähnlichen Untersuchungen an der Tonfraktion des Bodens gewesen, wie R. BRADFIELD<sup>5</sup> anerkennt. Dabei kam man zu der Überzeugung, daß der Ton ein aus Verwitterungsresten der ursprünglichen Minerale neu aufgebauter Stoff ist. Diese Erkenntnis steht im Begriff, nun rückwärts wieder der Humuschemie zugehen zu kommen und zu einer Auffassung vom kristallinen Aufbau wenigstens gewisser Humuskörper zu führen, die noch vor kurzer Zeit, ohne diesen Vergleichsschluß zum Ton, kaum glaubhaft erschienen wäre. Die Anschauungen der Richtung G. WIEGNER (H. PALLMANN<sup>6</sup>) über die Vorgänge an Umtauschkörpern, welche sowohl äußere Oberflächen wie intramicrocellare Zwischenräume haben, befruchten nunmehr auch das Humusproblem aufs beste. Die schon erwähnten gewissenhaften methodischen Vorarbeiten von deutscher Seite ergaben

<sup>1</sup> PAGE, H. J., u. versch. Mitarb.: Studies on the carbon and nitrogen cycles in the soil. 8 Teile. J. agricult. Sci. **20—22** (1930—1932).

<sup>2</sup> Vgl. diesen Band S. 397—403.

<sup>3</sup> STOKLASA, J.: Die biochemischen Vorgänge bei der Humusbildung durch die Mikroorganismen im Boden. Beiträge zur Biochemie der Pflanzen (Breslau) **17**, 272, (1929). Im Original ist der gesamte angeführte Text gesperrt gedruckt.

<sup>4</sup> ODÉN, SVEN: Die Huminsäuren; chemische, physikalische und bodenkundliche Forschungen. Kolloidchem. Beih. **11**, 75 (1919). — Vgl. dieses Handbuch **7**, 151, 169 bis 172, 179.

<sup>5</sup> BRADFIELD, R.: The bearing of recent investigations in soil colloids on soil classification. Verh. 3. internat. bodenkdl. Kongr. Oxford 1935 **2**, 134 (1935).

<sup>6</sup> PALLMANN, H.: Zur physikalischen Chemie des Bodens. Sonderdr. Erdbaukurs der Eidg. Techn. Hochsch. Zürich 1938.

als Haupterfolg die Erkennung zweier Typen von Humusstoffen durch U. SPRINGER<sup>1</sup>, nämlich der Grauhuminsäuren und Braunhuminsäuren; in Steppenschwarzerden und überhaupt auf kalkhaltigem Substrat findet sich der grauschwarze Typus, dagegen in den braunen Waldböden, den Podsolböden und dem Moor die leichtbewegliche braunschwarze Form<sup>2</sup>. Diese aus Eigentümlichkeiten der Farbkurven erhaltene Unterscheidung ist von großer Tragweite und verspricht der Ausgangspunkt für wichtige Anwendungen auf landbaulichem Gebiet zu werden<sup>3</sup>.

Eine sehr erwünschte Arbeitsrichtung steckt in dem neuerdings stärker auftretenden Bestreben, den Einfluß von Muttergestein, Pflanzenkleid, Beweidung und Beackerung auf die Eigenschaften der Humusschichten klarzustellen<sup>4</sup>. Diese von S. A. WAKSMAN bei seinen Einwänden anscheinend etwas übersehene Richtung ist das beste Gegengewicht gegen eine Überschätzung rein chemischer oder physikalischer Durchschnittsergebnisse, weil sie die mannigfachen Humusformen im Gelände aufsucht und gerade auf ihren örtlichen Ausbildungszustand eingeht. In vorbildlicher Weise ist dieser gesunde Gesichtspunkt in den Untersuchungen von H. PALLMANN und Mitarbeitern<sup>5</sup>, und zwar besonders von A. SCHMUZIGER<sup>6</sup>, an schweizerischen Bodenprofilen durchgeführt. Für die Gesamtheit der deutschen Acker- und Waldböden hat W. LAATSCH<sup>7</sup> sodann eine erschöpfende Darstellung ihrer Bildungsvorgänge und ihrer Eigenschaften gegeben, in welcher der organische Bodenanteil in seinen örtlichen Erscheinungsformen, also jeweils unmittelbar im Zusammenhange mit dem Bodentyp, geschildert wird. W. LAATSCH bringt auch schon praktische Vorschläge zur Erhöhung der Bodenfruchtbarkeit, die aus den neueren Anschauungen über die im Boden im günstigsten Fall vor sich gehende Vereinigung oder Festlegung der Humusstoffe durch basische Silikate abgeleitet worden sind. Durch S. W. SOUCI<sup>8</sup> hat die Chemie des Moores eine neue vollständige Bearbeitung gefunden. Die präparative Gewinnung und Reinigung von Huminsäuren, ihr Nachweis und ihre Mengenbestimmung im Moor, die Untersuchung ihres chemischen und kolloidchemischen Verhaltens steht dabei im Vordergrund, was bei den im Vergleich zum Boden etwas einfacher liegenden Verhältnissen im Moor für diesen Sonderfall gewiß keine veraltete Arbeitsweise, etwa im Sinne der erwähnten Einwände von S. A. WAKSMAN, ist<sup>9</sup>.

Die engen Zusammenhänge zwischen dem Gehalt der Böden an organischen Stoffen und ihrer Fruchtbarkeit und die Maßnahmen zu ihrer Pflege und

<sup>1</sup> SPRINGER, U.: Über Typen der echten Humusstoffe, ihre Charakterisierung, Trennung und Bestimmung in Böden. Forsch.dienst, Sonderh. 7, 38 (1938).

<sup>2</sup> Gute Übersichten zu finden bei H. KURON: Neue Erkenntnisse in der Bodenchemie. Umschau 42, 909 (1938). — SIMON, K.: Charakteristische Humusstoffe nach dem gegenwärtigen Stand ihrer Erforschung. Forsch.dienst 1, 516 (1936) (mit Schrifttum von 1929 bis 1935).

<sup>3</sup> Vgl. diesen Band S. 406—419.

<sup>4</sup> AARNIO, B.: Über die Faktoren, welche die Eigenschaften der Humusschicht natürlicher Böden beeinflussen. Maataloust. aikak. (Helsinki) 7, 73 (1935).

<sup>5</sup> PALLMANN, H., A. HASLER u. A. SCHMUZIGER: Beitrag zur Kenntnis der alpinen Eisen- und Humuspodsole. Bodenkde u. Pflanzenernährg 9/10, 94 (1938).

<sup>6</sup> SCHMUZIGER, A.: Über die Verteilung und den Chemismus der Humusstoffe in den Profilen einiger schweizerischer Bodentypen. Promotionsarbeit d. Eidg. Techn. Hochsch. Zürich 1935. 123 S.

<sup>7</sup> LAATSCH, W.: Dynamik der deutschen Acker- und Waldböden. Dresden und Leipzig: Theodor Steinkopff 1938. 270 S.

<sup>8</sup> SOUCI, S. W.: Die Chemie des Moores, mit besonderer Berücksichtigung der Huminsäuren unter Bezugnahme auf die balneotherapeutische Verwendung des Moores. Stuttgart: Ferd. Enke 1938. 214 S.

<sup>9</sup> Vgl. diesen Band S. 421—431.

Erhaltung bei intensiver Ackernutzung sind von F. SCHEFFER<sup>1</sup>, L. MEYER<sup>2</sup> und K. SIMON<sup>3</sup> dargestellt worden. W. SCHOLZ<sup>4</sup> setzt im Sinne dieser Fruchtbarkeitsfragen den Humus gleich dem Gesamtgehalt an organischen Kohlenstoffverbindungen im Boden und erörtert die bestehenden Anschauungen vom Kreislauf dieses Kohlenstoffes, besonders auch nach Zufügung organischer Düngermassen, in ausführlicher Weise nach dem Stand von 1937. Auch in Nordamerika<sup>5</sup> hat man die Bedeutung dieser Fragen früh erkannt, ohne daß man allerdings bei der sehr ungebundenen Form der dortigen Bodennutzung rasch genug die Folgen ziehen und die bekannte Entwertung vieler Landstriche im Mittelwesten der Vereinigten Staaten verhindern konnte. B. NIKLEWSKI<sup>6</sup> berichtet über Nähr- und Reizwirkungen der organischen Düngung auf das Pflanzenwachstum, die von ihm als Sondergebiet untersucht worden sind<sup>7</sup>.

### Untersuchungsmethoden.

Bei der grundsätzlichen Bedeutung richtiger Untersuchungsmethoden im Bereich des organischen Bodenanteils haben die Internationale Bodenkundliche Gesellschaft<sup>8</sup> und größere Institute<sup>9</sup> eine einheitliche Ausarbeitung solcher Methoden oder ihre Abstimmung aufeinander veranlaßt und mehrfach darüber berichtet. Das bezieht sich wenigstens auf die Verbrennungsmethoden zur Bestimmung des Gesamtkohlenstoffs und die Verfahren zur Schätzung des leichtoxydierbaren (=humifizierten) organischen Bodenanteils, während die von den deutschen Forschern vorgeschlagenen Neuerungen bei der Herstellung der Humusauszüge und ihrer Darstellung nach sog. Kennwerten dabei noch nicht berücksichtigt werden konnten. Zum Verständnis dafür, in welchem Verhältnis die Methodengruppen zueinander stehen, seien erst einige grundsätzliche Gesichtspunkte für den Untersuchungsgang vorausgeschickt.

<sup>1</sup> SCHEFFER, F.: Über das Problem der Bodenfruchtbarkeit. Ein Beitrag zu JUSTUS v. LIEBIGS Ausspruch: „Nicht die Fruchtbarkeit der Erde, wohl aber die Dauer der Fruchtbarkeit liegt in dem Willen des Menschen.“ Arch. Pflanzenbau Abt. A **8**, 127–186 (1931).

<sup>2</sup> MEYER, L.: Erhaltung und Steigerung der Fruchtbarkeit unserer Ackerböden. Phosphorsäure **5**, 583 (1935).

<sup>3</sup> SIMON, K.: Grundlagen und Grundfragen der landwirtschaftlichen Humusforschung und Humuswirtschaft. Ernährg Pflanze **33**, 225 (1937).

<sup>4</sup> SCHOLZ, W.: Der Kohlenstoffhaushalt des Bodens. Forsch.dienst **2**, 434 (1937); mit vollständigem Schrifttum.

<sup>5</sup> Symposium on „Soil organic matter and green manuring“. J. amer. Soc. Agronomy **21**, 1–18, 533–546, 795–809, 942–978 (1929); enthält 9 Arbeiten von C. F. MARBUT, T. L. LYON, J. C. RUSSEL, P. S. BURGESS, S. A. WAKSMAN, J. E. GREAVES, A. J. PIETERS und R. MCKEE über den organischen Bodenanteil in humiden, trockenen und bewässerten Böden und über die Umsetzung und Wirkung von zugefügten organischen Düngern.

<sup>6</sup> NIKLEWSKI, B.: Die Kolloidsubstanzen des organischen Düngers als Produktionsfaktoren. Ein Sammelreferat der in den Jahren 1927–1934 im Institut für Pflanzenphysiologie und Agrikulturchemie der Universität Posen ausgeführten Arbeiten. Z. Pflanzenernährg B **13**, 331 (1934).

<sup>7</sup> Vgl. diesen Band S. 432–439.

<sup>8</sup> CROWTHER, E. M.: First and second report of the Organic Carbon Committee. Verh. 3. internat. bodenkdl. Kongr. Oxford 1935 **1**, 114; **3**, 82.

<sup>9</sup> SHOREY, E. C.: Report on the determination of organic matter from the laboratories of soil fertility investigations. U. S. Dept. of Agriculture. Verh. 2. Komm. internat. bodenkdl. Ges., Budapest **1929**, B, 87. — ALEXANDER, L. T., u. H. G. BYERS: A critical laboratory review of methods of determining organic matter and carbonates in soil. U. S. Dep. Agricult. Techn. Bull. **1932**, 317. — NARDO, L. U.: Sui metodi di determinazione delle sostanze organiche nel terreno. Ann. Sperim. Agr. Roma **1**, 167–240 (1930). — SPITHOST, C.: De methodiek van de humusbepalingen. Versl. landbouwk. Onderz. **38**, 65 (1932) — Verh. 2. Komm. internat. bodenkdl. Ges. Kopenhagen **1933**, A, 113.

## Abgrenzung und Bezeichnung von Stoffgruppen.

Den gegenwärtigen Stand der im Laufe der Forschungen immer wieder geänderten Benennungen der im Boden vorhandenen Gruppen von organischen Stoffen bringt Tab. 1 (unten). Der Fortschritt gegen früher besteht darin, daß die große Zahl der Namen für Fraktionen verschiedener Löslichkeit fallengelassen worden ist, da sie oft nur künstlich gezogene Grenzen bedeuteten. Damit erübrigt sich nunmehr auch die früher wichtige „Synonymitätstabelle“, in welcher die oft jahrzehntweise wechselnden Namen noch verglichen und geordnet werden mußten<sup>1</sup>. Man kann mit einigem Nutzen nur zwischen den gerade erst in Zersetzung und Umwandlung begriffenen Ausgangsstoffen, weiterhin einer Übergangsgruppe von Rotteprodukten und Humusbegleitstoffen und endlich den eigentlichen oder echten Humusstoffen unterscheiden. Unter diesen nehmen die Huminsäuren als ein durch bestimmte Methoden abtrennbarer Anteil noch eine besondere Stellung ein. S. A. WAKSMAN<sup>2</sup> ist in dem Bestreben, die teilweisen Irrtümer und Umwege der früheren Humuschemie besonders zu unterstreichen, so weit gegangen, überhaupt alle unterscheidenden Bezeichnungen fallen zu lassen. Nach seiner Meinung hat nur der Name Humus wegen seiner geschichtlichen Bedeutung noch Berechtigung, weiter verwendet zu werden, und zwar soll er zur Bezeichnung der „Gesamtheit der organischen Stoffe im Boden“ dienen. Den gelegentlich gebrauchten Namen „humus substances“ und „humic matter“ gibt WAKSMAN nur den ganz allgemeinen Sinn, der sonst — als Gegensatz zu Humusstoffen — etwa in den Klassebezeichnungen „pflanzliche Stoffe, Stoffe des Tierkörpers bzw. Stoffe mikrobieller Herkunft“ liegt.

Tabelle 1. Überblick über die Bezeichnungen für den organischen Bodenanteil und seine Untergruppen.

Begriffliche Abgrenzung der Gruppen	Deutsche Bezeichnungen	Andere international übliche Bezeichnungen	Einteilung nach WAKSMAN
Gesamte Menge der organischen Bestandteile i. Boden	<b>Organischer Bodenanteil</b> <b>Gesamthumus</b> (SCHMUZIGER) $C_t$ = gesamter organischer Kohlenstoff	Soil organic matter; matières organiques du sol	Humus
In Umbildung begriffener, aber noch nicht humifizierter Anteil	Pflanzliche und tierische } Nährhumus Ausgangsstoffe } (SCHEFFER) Humusbegleitstoffe } Rotteprodukte (hauptsächlich Humo- lignine nach SIMON)	Non-humic matter*	— **
Typische dunkle Kolloidstoffe als Ergebnis der Humifizierung	<b>Echte Humusstoffe</b> <b>Dauerhumus</b> (LAATSCH) $C_h$ = Kohlenstoffgehalt der echten Humusstoffe	Humic matter (PAGE) Matière noire (GRANDEAU)	— **
Durch bestimmte Methoden abtrennbare Teile der echten Humusstoffe	<b>Huminsäuren</b> bzw. Humate (Salzform)	Humic acids	„Humic acids“ (Vorhandensein angezweifelt)
	Schwerlöslicher Rest: Humine	Schwerlöslicher Rest: humin	— **

\* Nach H. J. PAGE „colourless or nearly so“.

\*\* Eine besondere begriffliche Unterscheidung und Benennung solcher Untergruppen wird von WAKSMAN nicht vorgenommen.

<sup>1</sup> Vgl. dieses Handbuch 7, 170 (1931), Tabelle mit Bezeichnungen von 1826—1919.

<sup>2</sup> WAKSMAN, S. A.: Humus. Origin, chemical composition, and importance in nature. London 1936/38.

Tab. 1 enthält gegenüber dieser Verarmung in der begrifflichen Unterscheidung einige neue Vorschläge, welche zur Verständlichmachung der Vorgänge bei der Humifizierung nur vorteilhaft sein können, ohne ihnen einen unzulässigen Zwang anzutun. A. SCHMUZIGER<sup>1</sup> prägt für die Summe der im Boden vorhandenen organischen Bestandteile den naheliegenden Namen Gesamthumus, den man auch in das praktisch-landwirtschaftliche Schrifttum übernehmen sollte. Dort wird bisher dafür stets schon der Begriff „Humus“ an sich gebraucht, und zwar gerade im Sinne der Zuführung großer Düngermassen von bestimmt noch nicht humifizierter Beschaffenheit, wodurch ein viel zu günstiges Bild von der tatsächlichen, d. h. meist gar nicht so bedeutenden Vermehrung an echten Humusstoffen entsteht. Der Kohlenstoffgehalt des Gesamthumus wird mit  $C_t$  ( $t$  = total) bezeichnet. Jene frischen organischen Massen, die beim herbstlichen Absterben oder durch Düngungsmaßnahmen in den Boden kommen, und ihre ersten, noch löslichen und wieder schnell im Stoffwechsel der Kleinlebewesen aufgezehrten Umsetzungsprodukte (Humusbegleitstoffe) erhielten von F. SCHEFFER<sup>2</sup> die Bezeichnung Nährhumus; die übrigen Gruppen nennt er zusammen Reservehumus. Dieser an sich brauchbare Begriff wurde in Tab. 1 aber nicht eingesetzt; da er analytisch wohl noch nicht genau bestimmbar ist. Außerdem führt K. SIMON<sup>3</sup> aus, daß „noch unversehrte und wenig angegriffene Pflanzenreste zweckmäßig als Reservehumus einzuschätzen sind“, und gibt damit diesem Begriff eine ganz entgegengesetzte Bedeutung. W. LAATSCH<sup>4</sup> hat den Namen Dauerhumus eingeführt, welcher der Bezeichnung echte Humusstoffe gleichwertig ist<sup>5</sup>. Der Kohlenstoff des Dauerhumus, abgrenzbar durch seine Unlöslichkeit in Azetyl bromid, erhält die Bezeichnung  $C_h$  ( $h$  = humifiziert). Für die durch bestimmte Methoden abtrennbaren Teile der echten Humusstoffe hat sich nunmehr wohl endgültig der Sammelname Huminsäuren eingeführt, und zwar meist ohne Untergliederung in die noch von SVEN ODÉN verwendeten Bezeichnungen Fulvosäuren (wasserlöslich), Hymatomelansäure (alkohollöslich) und Humussäure (alkoholunlöslich). Ein schwer, d. h. auch in Lauge unlöslicher Rest heißt Humine. Zum Vergleich enthält Tab. 1 auch die hauptsächlich englischen und französischen Bezeichnungen, und zwar erstere in der Fassung von H. J. PAGE<sup>6</sup>.

Über das Verhalten der oben aufgestellten Hauptgruppen des organischen Bodenanteils gegenüber den üblichen Lösungs-, Dispergierungs- und Oxydationsmitteln gibt Tab. 2 (S. 384) Auskunft. Die dort enthaltenen Gesichtspunkte bedeuten umgekehrt eine Begründung für die vorgenommenen Abgrenzungen. Sicher handelt es sich um eine mit vielen Übergängen versehene Reihe verwandter, mehr oder wenig geradlinig miteinander zusammenhängender Stoff-

<sup>1</sup> SCHMUZIGER, A.: a. a. O. S. 13 (Anm. 6, S. 380).

<sup>2</sup> SCHEFFER, F.: Methodik der Humusforschung. Forsch.dienst, Sonderh. 8, 108 (1938).

<sup>3</sup> SIMON, K.: Die charakteristischen Humusstoffe, ihre Beurteilung und ihre Bedeutung im Stalldünger. Bodenkde u. Pflanzenernährg 1, 265 (1936).

<sup>4</sup> LAATSCH, W.: Dynamik der deutschen Acker- und Waldböden, S. 68. Dresden und Leipzig 1938.

<sup>5</sup> F. SCHEFFER, a. a. O. S. 109, spricht von einer bisher geübten Einteilung in echte und unechte Humusstoffe und befürchtet die schiefe Auffassung, daß „letztere wertlose Stoffe darstellen und nur den ersteren ein besonderer Wert zukomme“. Nach meiner Kenntnis ist der allerdings schlechte Ausdruck „unechte Humusstoffe“ gar nicht verwendet worden, vielmehr nur die Bezeichnung „echte Humusstoffe“ (d. h. eigentliche Humusstoffe, Humus im engeren Sinne); vgl. die ausführliche Begründung dieser Einteilung, dieses Handbuch 7, 116–119 (1934).

<sup>6</sup> PAGE, H. J.: Studies on the carbon and nitrogen cycles in the soil. I. Introductory. J. agricult. Sci. 20, 455 (1930).

Tabelle 2. Der organische Bodenanteil und sein Verhalten zu Lösungs- und Oxydationsmitteln.

Gruppen der organischen Bodenstoffe	Pflanzliche (und tierische) Ausgangsstoffe	Rotteprodukte (Humolignine)	Echte Humusstoffe	
			Huminsäuren (oder Humate)	Humine
Farbe	meist hell*	gelb bis rotbraun**	braun bis grauschwarz (je nach Typus)	schwarz
Verhalten z. Wasser	Löslichkeit uneinheitlich, zum Teil hoch		etwas kolloidlöslich	
Verhalten zu alkalischen Lösungsmitteln	unlöslich	löslich		unlöslich
Oxydationswirkung von H <sub>2</sub> O <sub>2</sub>	nicht oxydierbar	oxydierbar		nicht oxydierbar
Verhalten zum Azetyl bromid	löslich		unlöslich	

\* Ausgenommen die ausgeprägten Farbstoffe des Pflanzen- und Tierreichs, die aber nur eine unbedeutende Masse ausmachen.

\*\* Ausgenommen die farblosen Humusbegleitstoffe (einfachere Abbauprodukte, wie Aminosäuren, organische Säuren, Alkohole, Aldehyde), die eigentlich in diese Spalte gehören, aber wegen ihrer geringen Menge im Boden und wegen ihrer schnellen weiteren Aufspaltung hier nicht berücksichtigt zu werden brauchen.

gruppen, wie schon die von farblos nach schwarz sich ändernde Farbe zeigt; man kann also keinesfalls mit scharfen Grenzen zwischen den Fraktionen rechnen. Die Löslichkeit im Wasser ist als Unterscheidungsmerkmal nicht weiter brauchbar. Die noch zu besprechenden methodischen Fortschritte haben außerdem gezeigt, daß die früher einmal als gute Kennzeichen angenommenen Eigenschaften der Alkalilöslichkeit und leichten Oxydierbarkeit der eigentlichen Humusstoffe (ohne Humine) auf ziemlich unsicheren Füßen stehen. Es werden dabei sowohl die gelben und rotbraunen Rotteprodukte vom Typus der Humolignine, wie sogar Teile der noch kaum veränderten Ausgangsstoffe mit erfaßt, wobei es im einzelnen natürlich noch sehr auf Konzentration und Anwendungsdauer der Reagenzien ankommt. Immerhin ist aber gerade dieser Umstand der Ausgangspunkt für die schon erwähnten methodischen Arbeiten von SPRINGER, SIMON und HOCK gewesen, da ein stufenweises Vorgehen mit Lösungsmitteln verschiedener Konzentration hier zu Einblicken in den Humifizierungsvorgang führen kann. Eine vorläufig einigermaßen befriedigende Grenzziehung liegt in dem Verhalten des organischen Bodenanteils gegenüber Azetyl bromid: löslich darin sind die Ausgangsstoffe einschließlich der schon entstandenen Rotteprodukte (Humolignine), auf die besonders K. SIMON<sup>1</sup> aufmerksam gemacht hat. Sie werden, obwohl sie schon Vorstufen zur Humifizierung sind, von Azetyl bromid rasch zerstört. K. SIMON sieht diese „Rottelignine“ als zwar sehr charakteristische Stoffe für den Humifizierungsvorgang im Boden oder z. B. im lagernden Stalldünger an, zählt sie aber mit vollem Recht noch nicht zu den eigentlichen beständigen „echten“ Humusstoffen. Diese allein sind in Azetyl bromid unter den gewählten Einwirkungsbedingungen unlöslich. Der organische Rückstand einer so behandelten Bodenprobe bzw. sein Kohlenstoffgehalt C<sub>h</sub> ist daher gut bestimmbar und ist bisher einer der wenigen gesicherten und brauchbaren Werte in der gesamten Humusmethodik.

<sup>1</sup> SIMON, K.: a. a. O. S. 261—266 (Anm. 3, S. 383).

Fortschritte in den Methoden zur Bestimmung von Menge  
und Beschaffenheit des organischen Bodenanteils.

Die Bestimmung von  $C_t$  (gesamter organisch gebundener Kohlenstoff). Die nasse Verbrennung nach dem Chromschwefelsäureverfahren in der von U. SPRINGER<sup>1</sup> schon 1928 angegebenen Form hat sich seither gut bewährt, da sie leicht auszuführen und zuverlässig ist. Die Chromschwefelsäuremischung wird am besten in folgender Weise hergestellt: 88 g fein gepulvertes Kaliumbichromat ( $K_2Cr_2O_7$ , chemisch rein) werden mit 160 cm<sup>3</sup> Wasser in einer tiefen Porzellschale verrührt; dann werden unter Umrühren 800 cm<sup>3</sup> konzentrierte Schwefelsäure hinzugefügt. Die schwierigere trockene Verbrennung der organischen Substanz wird für Sonderfälle auch noch empfohlen, z. B. zur Bestimmung des Kohlenstoffgehalts von Quarzsand-Humus-Gemischen aus der Waldbodenfläche mit einem Humusanteil von nur wenigen Prozenten; die Methode dafür schildert G. JOHN<sup>2</sup>. Von S. TOVBORG JENSEN<sup>3</sup> stammt ein neuer Vorschlag der Verbrennung in komprimiertem Sauerstoff. Da der zu verbrennende Boden im Vergleich zu reinen organischen Stoffen verhältnismäßig C-arm ist, bliebe die Verbrennung selbst unter dem erhöhten Sauerstoffdruck in der Bombe nicht im Gang. Es muß der Probe daher elementarer Schwefel beigemischt werden, der dann die schnelle und restlose Oxydierung zu CO<sub>2</sub> bewirkt und selbst zu SO<sub>2</sub> und SO<sub>3</sub> umgewandelt wird. 0,3–1,5 g Feinerde werden mit 0,5–1,0 g Schwefel gemischt und in einer Presse ohne Verluste zu einem kleinen Brikett geformt. Dieses wird an den Enden eines Eisendrahtes zwischen den Elektroden der Bombe aufgehängt. Die Verbrennung erfolgt unter einem Sauerstoffdruck von etwa 20 at und liefert CO<sub>2</sub>, das in einer 3n NaOH-Lösung auf dem Boden der Bombe absorbiert wird.

Die ältere, sog. Bangor-Methode von G. W. ROBINSON, W. McLEAN und RICE WILLIAMS<sup>4</sup> bestimmt den organischen Kohlenstoff und den Gesamtstickstoff in einem Aufschluß in derselben Probe. Die Methode ist unter Innehaltung bestimmter Erhitzungsvorschriften brauchbar bei größeren Reihen von Proben gleichartiger Böden, z. B. den Teilstücken von Dauerfeldversuchen. Es ist nämlich wegen gewisser Verlustquellen eine berichtigende Eichung unter Verwendung von Erfahrungsfaktoren nötig. I. N. ANTIPOV-KARATAJEV und V. N. FILIPPOVA<sup>5</sup> prüfen nochmals die möglichen Stickstoffverluste bei einem solchen kombinierten Verfahren. Sie benutzen den Chromschwefelsäureaufschluß unmittelbar anschließend zur Ammoniakdestillation nach KJELDAHL und glauben diese Methode empfehlen zu können, da die Fehler gering und für technische Analysen dieser Art tragbar sind. Führt man nach dem Vorschlag von C. N. ACHARYA<sup>6</sup> den Analysengang unter vermindertem Druck durch, so geraten die Stickstoffwerte oft zu niedrig, wenigstens bei stickstoffreicheren Proben, und verlangen eine rechnerische Erhöhung von 10%.

<sup>1</sup> SPRINGER, U.: Die Bestimmung der organischen, insbesondere der humifizierten Substanz in Böden. *Z. Pflanzenernährg A* **11**, 313; **12**, 309 (1928).

<sup>2</sup> JOHN, G.: Bemerkungen zur Elementaranalyse des Humus. *Z. Pflanzenernährg A* **31**, 37 (1933).

<sup>3</sup> JENSEN, S. TOVBORG: Über die Bestimmung des Kohlenstoffgehaltes des Bodens durch Verbrennen in komprimiertem Sauerstoff. *Wiss. Arch. Landw. A, Arch. Pflanzenbau* **6**, 299 (1934).

<sup>4</sup> ROBINSON, G. W., W. McLEAN u. RICE WILLIAMS: *J. agricult. Sci.* **19**, 315 (1929).

<sup>5</sup> ANTIPOV-KARATAJEV, I. N., u. V. N. FILIPPOVA: Vergleichende Untersuchungen von Methoden zur Bestimmung des Gesamtstickstoffs in Böden mittels Verbrennung nach KJELDAHL und nach KNOP. *Z. Pflanzenernährg A* **24**, 354 (1932).

<sup>6</sup> ACHARYA, C. N.: Bestimmung von Kohlenstoff und Stickstoff durch die Einwirkung von Chromsäure bei vermindertem Druck. *Biochemic. J.* **30**, 241 (1936).



C. J. SCHOLLENBERGER<sup>1</sup> verbesserte seine frühere Methode zur besonders schnellen Erfassung des organischen Bodenanteils. Sie beruht auf der titrimetrischen Bestimmung des Restes von Kaliumbichromat, der bei der Oxydation des Bodens im Chromschwefelsäuregemisch unverbraucht zurückgeblieben ist, so daß sie also ein Auffangen des übergelassenen  $\text{CO}_2$  und damit Zeit und Apparatur erspart. Zur vermeintlich besseren Oxydation der organischen Stoffe ging W. TH. DEGTJAREFF<sup>2</sup> zu einem Gemisch von Chromschwefelsäure und Wasserstoffperoxyd über. Allerdings konnten A. WALKLEY und I. A. BLACK<sup>3</sup> bald danach feststellen, daß diese neue Schnellbestimmung zu unhaltbaren („fictitious“) Ergebnissen führt. Die Zufügung von Wasserstoffperoxyd nützt in diesem Fall nämlich nichts, sondern bringt sogar einen systematischen Fehler in das Verfahren hinein, da die Umsetzung zwischen  $\text{CrO}_3$  und  $\text{H}_2\text{O}_2$  verschieden verläuft, je nach der Anwesenheit des Bodens bzw. seiner Abwesenheit bei der notwendigen Blindbestimmung. Nach gründlicher Durcharbeitung dieser theoretischen Fragen konnten WALKLEY und BLACK die Schnellmethode unter Verwendung aller seit C. J. SCHOLLENBERGERS erstem Vorschlag durchprobierten Gesichtspunkte weiter verbessern. Wichtig ist dabei noch, daß beim Zusammenbringen der Kaliumbichromatlösung mit der konzentrierten Schwefelsäure schon so viel Wärme entwickelt wird, daß die Temperatur der Bodenaufschwemmung auf etwa  $120^\circ\text{C}$  steigt, also eine besondere Erhitzung zur Förderung der Oxydation wegfallen kann. Die letzte Fassung der Methode gibt A. WALKLEY<sup>4</sup> wie folgt wieder: Bis zu 10 g Boden, der das 0,5 mm-Sieb passiert hat und 10–25 mg  $C_i$  enthalten soll, werden in einem 50 cm<sup>3</sup>-Erlenmeyerkolben eingewogen. Aus einer Bürette läßt man 10 cm<sup>3</sup> n  $\text{K}_2\text{Cr}_2\text{O}_7$ -Lösung zufließen, gefolgt von 20 cm<sup>3</sup> konz.  $\text{H}_2\text{SO}_4$ . Die Mischung wird eine Minute geschüttelt und etwa 30 Minuten sich selbst überlassen. Nach Zufügung von 200 cm<sup>3</sup> Wasser, 10 cm<sup>3</sup>  $\text{H}_3\text{PO}_4$  (85 %) und 1 cm<sup>3</sup> Diphenylamin (0,5 %) wird mit einer  $\text{FeSO}_4$ -Lösung titriert, wofür noch praktische Winke gegeben sind. Die Schnellmethode erfaßt nur etwa drei Viertel des im Boden vorhandenen organischen Kohlenstoffs. Dieser Anteil wechselt etwas je nach dem Bodentyp, ist aber für gleichartige Böden als praktisch gleich anzusehen und ab und zu durch eine genaue Verbrennung festzustellen. A. WALKLEY fand bei englischen Böden durchschnittlich 77 %  $C_i$  wieder, benutzt also einen Erhöhungsfaktor von 1,3 (d. h. der Verbrauch von 1 cm<sup>3</sup> n  $\text{K}_2\text{Cr}_2\text{O}_7$  entspricht in Wahrheit 3,9 mg  $C_i$ ). G. O. BAKER<sup>5</sup> bestätigt die Brauchbarkeit der geschilderten Schnellmethode, besonders für karbonathaltige Böden, da hierbei das aus anorganischer Quelle entwickelte  $\text{CO}_2$  nicht stört, während es sonst durch Stehenlassen des Bodens mit Schwefelsäure und Herausblasen nach erfolgter Karbonatzersetzung entfernt werden muß. L. SMOLIK<sup>6</sup> führt das Kochen des Reaktionsgemisches wieder ein, wenn auch nur für die Dauer von einer Minute, da die Ergebnisse dadurch einheitlicher werden. V. NOVÁK und J. PELISEK<sup>7</sup>

<sup>1</sup> SCHOLLENBERGER, C. J.: Determination of soil organic matter. *Soil Sci.* **31**, 483 (1934); vgl. ebenda **24**, 65 (1927).

<sup>2</sup> DEGTJAREFF, W. TH.: Determining soil organic matter by means of hydrogen peroxide and chromic acid. *Soil Sci.* **29**, 239 (1930).

<sup>3</sup> WALKLEY, A., u. I. ARMSTRONG BLACK: An examination of the DEGTJAREFF method for determining soil organic matter, and a proposed modification of the chromic acid titration method. *Soil Sci.* **37**, 29 (1934).

<sup>4</sup> WALKLEY, ALLAN: An examination of methods for determining organic carbon and nitrogen in soils. *J. agricult. Sci.* **25**, 598 (1935).

<sup>5</sup> BAKER, G. O.: Über die Brauchbarkeit der Methode von WALKLEY und BLACK zur Bestimmung der organischen Substanz im Boden. *Soil Sci.* **41**, 47 (1936).

<sup>6</sup> SMOLIK, L.: Zur oxydimetrischen Bestimmung des Humus in Böden. *Sborn. českoslov. Akad. zeměd.* **12**, 370 (1937).

<sup>7</sup> NOVÁK, V., u. J. PELISEK: Zur Humusbestimmung durch Titration für die Zwecke der Bodenkartierung. *Sborn. českoslov. Akad. zeměd.* **13**, 57 (1938).

prüfen diese Abart der Methode an 80 Bodenproben und empfehlen sie als besonders vorteilhaft für die Bodenkartierung. Von F. ALTEN, B. WANDROWSKY und E. KNIPPENBERG<sup>1</sup> stammt ein weiterer Vorschlag zur Chromsäuremethode mit anschließender Reduktion des unverbrauchten Bichromats mit Kaliumjodidlösung. Die Autoren weisen auch auf den wichtigen Umstand hin, daß solche Oxydationsverfahren den Sauerstoffverbrauch überhaupt, also nicht nur den Sauerstoffbedarf zur Umwandlung von  $C_t$  in  $CO_2$  angeben. Sind Verbraucher anderer Art noch vorhanden, wie etwa Eisenoxydulsalze oder organische Verbindungen, bei denen andere Atomgruppen (mit H, S) in oxydierbarer Form vorliegen, so wird die Rücktitration des Oxydationsmittels zu niedrig ausfallen, also einen zu hohen  $C_t$ -Gehalt vortäuschen.

Bestimmung von  $C_h$  (Kohlenstoff des humifizierten Anteils, Huminsäurekohlenstoff). P. KARRER und B. BODDING-WIGER<sup>2</sup> fanden, daß frische Pflanzensubstanz mit all ihren verschiedenen Stoffgruppen (Lignin, Zellulose, Proteine, Fette und Wachse) durch Azetylbromid vollständig gelöst wird, während die verrotte Moorsubstanz größtenteils als Rückstand zurückbleibt. Nachdem dieses Verfahren von W. GROSSKOPF<sup>3</sup> auf die Untersuchung von Auflagehumus des Waldes angewandt worden war, arbeitete es U. SPRINGER<sup>4</sup> für den Mineralboden durch. Das leider nicht sehr billige Lösungsmittel  $CH_3 \cdot CO \cdot Br$  ist eine farblose, stechend riechende, an feuchter Luft rauchende Flüssigkeit vom Siedepunkt  $81^\circ C$ . Sie setzt sich mit Wasser energisch und unter Wärmeentwicklung zu Essigsäure und Bromwasserstoff um. Diese beiden Stoffe müssen zu Beginn der Analyse bereits in geringer Menge vorhanden sein, damit die Oxydierung und Bromierung etwa des schwer angreifbaren Lignins überhaupt eingeleitet wird. Andererseits wirken größere Mengen Essigsäure im Azetylbromid auf die Huminsäuren selbst lösend ein, weshalb wasserreiche Proben, auch schon zur Vermeidung von zu starker Umsetzung und Erhitzung, vorgetrocknet werden müssen. Wird der Azetylbromidrückstand mit Äther nachgewaschen, so umfaßt er auch noch einige Zwischenstufen und Rotteprodukte; wäscht man mit Kaliumbisulfat aus, so erhält man durch anschließende Verbrennung  $C_h$  der eigentlichen Humusstoffe, einen Wert, der gewöhnlich 5–10% niedriger als derjenige nach der Ätherbehandlung ist. Alle diese Fehlerquellen bzw. methodischen Eigenheiten sind durch die Vorarbeiten von U. SPRINGER geklärt. Was noch fehlt, ist die theoretische Durchdringung dieses bisher mehr praktisch gefundenen und dabei als brauchbar erkannten Analysenganges. Die homologe Verbindung Azetylchlorid ist in ihrer Einwirkungsweise auf Alkohole und Amine weitaus besser bekannt und ein wichtiges Reagens zur Konstitutionsermittlung dieser Stoffe.

Ausführung der  $C_h$ -Bestimmung (U. SPRINGER<sup>5</sup>, O. WEHRMANN<sup>6</sup>, O. SIEGEL<sup>7</sup>): 1–5 g Boden werden in einem  $100\text{ cm}^3$ -Kölbchen mit  $40\text{--}50\text{ cm}^3$  Azetylbromid

<sup>1</sup> ALTEN, F., B. WANDROWSKY u. E. KNIPPENBERG: Beitrag zur Humusbestimmung. Erg. Agrikulturchem. **4**, 61 (1935).

<sup>2</sup> KARRER, P., u. B. BODDING-WIGER: Zur Kenntnis des Lignins. Helvet. chim. Acta **6**, 817 (1923).

<sup>3</sup> GROSSKOPF, W.: Über die Umwandlung des Lignins in Huminsäuren und Humine. Brennstoffchem. **7** (1926).

<sup>4</sup> SPRINGER, U.: Neuere Methoden zur Untersuchung der organischen Substanz im Boden und ihre Anwendung auf Bodentypen und Humusformen. I. Die Methoden. Z. Pflanzenernährg A **22**, 135 (1931).

<sup>5</sup> SPRINGER, U.: Der heutige Stand der Humusuntersuchungsmethodik usw. Bodenkd u. Pflanzenernährg **6**, 312 (1938).

<sup>6</sup> WEHRMANN, O.: Bodenuntersuchung; Kolloide und organische Substanz. Z. anal. Chem. **101**, 222 (1935).

<sup>7</sup> SIEGEL, O.: Die Humusstoffe im Stallmist; ihre Bestimmung, Bedeutung und Entwicklung während der Rotte. (Untersuchungen über Lagerung und Wirkung von Stalldünger, Teil 6.) Bodenkd u. Pflanzenernährg, im Druck (1939).

(gereinigt, Kahlbaum) versetzt und unter öfterem Umschütteln 2–3 Tage bei 40–50° C erwärmt gehalten. Das Kölbchen trägt, mit Hilfe einer Glasschliffverbindung, ein  $\frac{1}{2}$  m hohes Steigrohr zur Rückflußkühlung (die von U. SPRINGER empfohlene kugelige Erweiterung an seinem unteren Ende kann wegfallen, wenn die Erwärmung der Kölbchen auf einer elektrischen Heizplatte im Sandbad, statt auf dem Wasserbad erfolgt). Danach wird durch Gooch-Tiegel oder Glasfiltertiegel filtriert und mehrmals mit Azetylbromid nachgewaschen, wozu auch zurückdestilliertes Lösungsmittel dienen kann, bis das Filtrat nur mehr schwach gelb gefärbt ist. Nach dem Absaugen wird der Rückstand im Tiegel  $\frac{1}{2}$  Stunde bei 80–90° C getrocknet und dann mit 100–150 cm<sup>3</sup> Kaliumbisulfat (5%) ausgewaschen. Bei hochdispersen Humusstoffen, wie in Podsolböden oder Stalldüngerproben, verwendet man statt dessen etwa 200 cm<sup>3</sup> Äther als Waschflüssigkeit, welcher zur Zersetzung etwaiger Azetate vorher mit HCl geschüttelt wurde; nachgewaschen wird schließlich noch mit reinem Äther. Eine Filtration durch Glasfiltertiegel 1 G 3 oder 1 G 2 ist sehr vorteilhaft, sofern die Siebplatte des Tiegels mit einer besonders starken Asbestschicht belegt wird, die anschließend das leichte Loslösen des Rückstandes zur Überführung in den Verbrennungskolben gestattet. Eine Wägung und direkte Veraschung im Tiegel zur Ermittlung des azetylbromidunlöslichen organischen Rückstandes als Glühverlust ist ungenau und höchstens bei Serien gleichartiger Humusstoffe möglich, da sonst die ungleiche Bromaufnahme einen Fehler unbekannter Größe in die Rechnung bringt. Der Quotient  $C_h \cdot \frac{100}{C_t}$ , also der prozentische Anteil von  $C_h$  am  $C_t$ , dient als Maßstab für den Gehalt der organischen Masse des Bodens an echten Humusstoffen. Er zeigt das Ausmaß der „Zersetzung“ oder besser Umwandlung der ursprünglichen Pflanzensubstanz in der Richtung der Humifizierung an und erhielt daher die Bezeichnung Zersetzungsgrad (Z.G.). Auch die Namen Humifizierungsgrad und Reifegrad bestehen dafür und sind der ersten Bezeichnung fast vorzuziehen, weil sie dem Verständnis der Vorgänge besser entgegenkommen als z. B. der Ausdruck „ein hoher Zersetzungsgrad von 80–90%“, bei dem man sich ohne Kenntnis der Definition wohl nicht gerade eine typische Schwarzerde mit hohem Anteil an echten Humusstoffen vorstellen wird.

Die Bestimmung des organischen Bodenanteils als Gemenge bekannter Stoffgruppen: S. A. WAKSMAN empfahl schon früher, den Humus nur den bekanntesten Analysengängen auf organische Stoffgruppen zu unterwerfen, womit man nach seiner Erfahrung schon 90–95% des gesamten organischen Bodenanteils erfaßt. Nach den neueren Angaben<sup>1</sup> werden dabei zuerst die Fette und Wachse mit Äther gelöst. Der Rückstand wird mit kaltem Wasser behandelt, wobei Zucker und Aminosäuren in Lösung gehen. Aus dem Rückstand werden mit heißem Wasser Stärke, Pektin, Tannin und Harnsäure gelöst. Es folgt dann eine Behandlung mit heißem Alkohol, wobei die Harze, Gerb- und Bitterstoffe, Alkaloide und Glykoside in Lösung gehen. Durch Behandlung mit verdünnter HCl und Bestimmung des reduzierenden Zuckers ergibt sich der Gehalt an Hemizellulose, sodann durch Behandlung mit H<sub>2</sub>SO<sub>4</sub> und neuerliche Bestimmung des reduzierenden Zuckers der Gehalt an Zellulose. Der verbleibende Rest, vermindert um Asche und Stickstoff, ergibt den Ligninkomplex.

<sup>1</sup> WAKSMAN, S. A., u. K. R. STEVENS: A critical study of the methods for determining the nature and abundance of soil organic matter. *Soil Sci.* **30**, 97 (1930). — WAKSMAN, S. A.: Chemische und mikrobiologische Vorgänge bei der Zersetzung pflanzlicher Rückstände im Boden. *Z. Pflanzenernährg A* **19**, 1–31 (1931) (mit reichlichem Schrifttum). — PHILLIPS, M.: The quantitative determination of methoxyl, lignin and cellulose in plant materials. *J. Assoc. off. agricult. Chemists* **15**, 118 (1932).

G. PICHARD<sup>1</sup> gibt einen ähnlichen Trennungsgang für organische Stoffgruppen an, bei dem aber auch eine Mischung von Äthylalkohol und Benzol, ferner verdünnte Ammoniaklösung und Phenol Verwendung finden.

Abtrennung und Untersuchung echter Humusstoffe durch Dispergierung (Peptisation) in Alkalien: Die Gewinnung von Stoffen der Huminsäuregruppe durch Herauslösen aus der Bodenprobe mit Alkalien und Fällen der „gelösten“ Substanz mit Säure ist schon lange bekannt (C. SPRENGEL 1826, J. v. LIEBIG 1840, L. GRANDEAU 1878). Die Gesichtspunkte der Dispersoidchemie haben inzwischen diesen Vorgang in ein anderes Licht gerückt. Es handelt sich hierbei um die allgemeine Eigenschaft, daß die Humuskolloide des Bodens durch die Hydroxytionen der angewendeten Dispergierungsmittel weitgehend aufgeladen und damit als feinste Zerteilungen aus dem Boden extrahierbar werden. Diese kolloidchemische Reaktion ist also weniger durch die stoffliche Zusammensetzung der davon betroffenen Körper als durch ihren physikalischen Zustand bedingt. Die Aufteilung in alkalischer Lösung ist um so vollkommener, je ausgeprägter die Kolloidsäurenatur derartiger Stoffe ist. Bei dieser Sachlage wird klar, daß die Peptisierung durch Alkalien also eine ganze Reihe von chemisch vielleicht von einander abweichenden Humuskörpern erfassen kann, sofern sie im einzelnen nur Kolloidstruktur haben.

Aus den zahllosen früheren und auch jetzt noch schwebenden Erörterungen<sup>2</sup> über Beschaffenheit und Stärke des alkalischen Lösungsmittels und die Dauer seiner Einwirkung hatte sich der Gesichtspunkt von K. SIMON<sup>3</sup> herausgehoben, bei der Herstellung solcher Auszüge die alkalischen Reagenzien besser zu vermeiden und aus bestimmten Gründen Na-Fluorid oder Na-Oxalat, weiterhin auch Na-Phosphat und Na-Azetat anzuwenden. Die Veranlassung zu diesem Schritt waren Feststellungen von U. SPRINGER in den Anfängen der kolorimetrischen Methode zur Untersuchung von Humusauszügen. Dieser fand nämlich, daß die Farbtiefe von (zu konzentriert gewählten) alkalischen Auszügen nicht konstant blieb, sondern anscheinend durch Zersetzungs Vorgänge eine Schwächung erlitt. Die von K. SIMON vorgeschlagenen Extraktionsmittel wirken, als Salze kalkfällender Säuren, in der Richtung, daß sie im Falle von stabilen, ausgeflockten Kalkhumaten im Boden durch Umtausch und Ausfällung des Kalziums als Fluorid bzw. Oxalat zu labilen, dispergierbaren Natriumhumaten führen. Es dient dazu etwa eine 1proz. NaF-Lösung, die einen  $p_H$ -Wert von 5,8 hat und die 6 Tage im stark überschüssigen Verhältnis von Lösungsmittel zu Boden wie 10:1 angewendet wird. Die bei dieser sog. schonenden oder neutralen Behandlung gewonnenen Huminsäuren waren gegen tagelange Einwirkung von Azetylbromid beständig, gehörten also zu den echten Humuskörpern. Die inzwischen von

<sup>1</sup> PICHARD, G.: Méthode d'analyse des pailles et des produits humifiés qui en dérivent. Verh. 2. internat. bodenkdl. Kongr. Moskau 1930 **3**, 134 (1932) — Annales agronom. **5**, 553 (1935) — Méthode de séparation et de dosage des principes immédiats contenus dans les tissus lignifiés et dans leur produits de décomposition. Annales agronom. **1**, 505 (1931).

<sup>2</sup> ARNOLD, C. W. B., u. H. J. PAGE: Studies on the carbon and nitrogen cycles in the soil. II. The extraction of the organic matter of the soil with alkali. J. agricult. Sci. **20**, 460 (1930). — MEURICE, R., u. P. MARTENS: Sur le dosage de l'humus soluble dans l'ammoniaque. Bull. Inst. agronom. Sta. Rech. Gembloux **3**, 305 (1934). — PURI, A. NATH, u. A. SARUP: Extraktion von Humus aus dem Boden mit Alkalien und seine kolorimetrische Bestimmung. Bodenkundl. Forsch. **6**, 122 (1938).

<sup>3</sup> SIMON, K.: Über die Vermeidung alkalischer Wirkung bei der Darstellung und Reinigung von Huminsäuren. Z. Pflanzenernährg **A 18**, 323 (1930) — Über die unterschiedlichen Eigenarten extrahierter Humussubstanzen. Ebenda **A 34**, 144 (1934) — Charakteristische Humusstoffe nach dem gegenwärtigen Stand ihrer Erforschung. Forsch.dienst **1**, 516 (1936). — SIMON, K. †, u. H. SPEICHERMANN: Beiträge zur Humusuntersuchungsmethodik. Bodenkde u. Pflanzenernährg **8**, 129 (1938).

U. SPRINGER<sup>1</sup> vorgenommene sehr gründliche Nachprüfung hat jedoch gezeigt, daß diese SIMONSche direkte Fluorid- oder Oxalatextraktion bei Zimmertemperatur kein zureichendes Bild — weder von der Menge noch von der Natur der in einem Boden wirklich vorhandenen Humusstoffe — gibt. Gerade die eigentlichen „ausgereiften“ Humuskörper, z. B. der Schwarzerde, werden meist erst durch ein alkalisches, wenn auch schwach alkalisches, Lösungsmittel erfaßt, gegebenenfalls nach Säurevorbehandlung, während durch die sog. neutrale Extraktion in der Kälte nur ein Bruchteil derselben, in anderen Fällen sogar gerade die weniger humifizierten Anteile abgetrennt werden. U. SPRINGER vermeidet daher nunmehr eine höhere Laugenkonzentration, um der möglichen Abschwächung der Farbe vorzubeugen, und geht in der Art vor: Sofern durch Säureeinwirkung ein dunkler gefärbter Auszug zu erwarten ist, wird die Bodenprobe, die höchstens eine Menge von 0,2 g organischer Masse enthalten und in einer Korngröße unter 0,25 mm vorliegen soll, zunächst vorbehandelt. Man übergießt dazu den Boden im Erlenmeyerkolben mit 100 cm<sup>3</sup> verdünnter HCl (5%), erwärmt eine halbe Stunde auf 70–80° C und wäscht im Gooch-Tiegel durch wiederholtes Dekantieren oder in der Zentrifuge, bis das Filtrat chlorfrei ist. Der Bodenrückstand wird mit 100 cm<sup>3</sup> NaOH (0,5%) in den Kolben zurückgespült, eine Stunde bei aufgesetztem Trichter unter öfterem Umschütteln gekocht, abkühlen gelassen und insgesamt auf 250 cm<sup>3</sup> aufgefüllt. Es wird dann sofort ein aliquoter Teil zentrifugiert und anschließend kolorimetriert. Bei Humusstoffen von weniger zersetzlicher Natur ist ein Absitzenlassen über Nacht und eine spätere Messung möglich.

U. SPRINGER ist dann noch weitergegangen und hat, zur Trennung einzelner Huminsäuretypen von einander, mehrere gut begründete, aber zum Teil langwierige und verwickelte Arbeitsgänge aufgestellt, die hier nur angedeutet werden können. Der eine noch ziemlich einfache Weg besteht in einer stufenweisen Farbmessung von Extrakten, dessen erster durch Behandlung der Bodenprobe mit einem Überschuß von 5proz. Lauge in der Siedehitze gewonnen ist. Diesen Auszug samt Bodenkörper bringt man nacheinander auf die Konzentration von 2%, 1%, 0,5% und 0,25% und ermittelt die zugehörigen Extinktionswerte im Photometer. Ein anderer Weg ermöglicht die Fraktionierung des Kohlenstoffs der Huminsäuren. Dadurch erhält man außer den früher erwähnten Werten  $C_t$  und  $C_h$  den Kohlenstoff der Braunhuminsäure  $C_B$ , der Grauhuminsäure  $C_G$  und der Humuskohle  $C_K$ . Es bestehen dabei z. B. die Beziehungen:  $C_B = C_h - C_{R_1}$  (ermittelt durch Extraktion mit 5proz. Lauge);  $C_G = C_{R_1} - C_{R_2}$  (ermittelt durch Extraktion mit 0,5proz. Lauge). Die in silikatischer Bindung vorliegende oder durch Gele adsorbierte (Grau-) Huminsäure mit dem Kohlenstoffgehalt  $C_{G'}$  beträgt meist nur wenige Prozente von  $C_h$  und  $C_t$  und kann in vereinfachter Form zusammen mit  $C_K$  bestimmt werden:  $C_h - C_{R_2} = (C_{G'} + C_K)$ . Durch die Absolutkolorimetrie im Stufenphotometer ist neben der Bestimmung der Kohlenstoffgehalte noch ein anderer Auswertungsweg möglich, der sich auf eine der Haupteigenschaften der Humusstoffe, nämlich ihre mehr oder weniger starke Dunkelfärbung stützt. Dabei hat sich aufs deutlichste gezeigt, daß außer der die Konzentration in der Volumeneinheit angehenden Farbtiefe auch der Farbton wichtig, ja geradezu ein Schlüssel für die Erkennung der vorhandenen Typen ist. Mit Hilfe der Extinktionswerte  $k$  bzw. ihrer Logarithmen oder Quotienten

<sup>1</sup> SPRINGER, U.: Die heutigen Methoden der Humusuntersuchung und ihre Anwendung auf Fragen der Landbauwissenschaft und Bodenkunde. Forsch.dienst 2, 73 (1936) — Der heutige Stand der Humusuntersuchungsmethodik usw. Bodenke u. Pflanzenernährg 6, 312–388 (1938) — Über Typen der echten Humusstoffe, ihre Charakterisierung, Trennung und Bestimmung in Böden. Forsch.dienst, Sonderh. 7, 38 (1938).

und mehrerer anderer ähnlich gebildeter Bezugswerte kann der Farbtypus der Auszüge nach verschiedenen Richtungen hin gekennzeichnet werden. Die Teilauszüge einer Fraktionierung an derselben Bodenprobe oder auch Auszüge von Humusstoffen verschiedener Herkunft und Entstehung (Moor, Mineralböden, Stalldünger) geben dabei deutlich unterscheidbare Farbtöne von Rötlichbraun bis Braungrau oder Schwarzgrau und führen daher auch zu verschiedener Lichtabsorption im Photometer bei Vorschaltung verschiedener Farbfilter. Die sog. typische Farbkurve des zu untersuchenden Humusauszuges wird erhalten, wenn die Logarithmen der  $k$ -Werte für die verschiedenen Spektralfarben in graphische Beziehung zu den Wellenlängen bzw. Filterschwerpunkten gesetzt werden. Die bei logarithmischer Berechnung praktisch geradlinig verlaufenden „Kurven“ bilden dann mit der Abszisse einen bestimmten kennzeichnenden Neigungswinkel, z. B. für Grauhuminsäuren bei dem gewählten Maßstab einen solchen von weniger als  $24^\circ$ , für Braunhuminsäuren dagegen von mehr als  $30^\circ$ , der um so größer wird, je mehr Zwischen- und Vorstufen von ligninartiger Beschaffenheit durch das gewählte Lösungsmittel erfaßt wurden.

Es ist hier von U. SPRINGER und ferner von A. HOCK<sup>1</sup> und neuerdings von W. FRÖMEL<sup>2</sup> ein umfangreiches System von neuen Benennungen und Werten für die Kennzeichnung der Humusformen nach Farbtiefe und Farbton herausgebildet worden, dessen ausführliche Darstellung hier nicht möglich ist, sondern eine Sonderbearbeitung in Buchform verlangt<sup>3</sup>. A. HOCK, der übrigens in vielen Fällen die schonende Extraktion im Sinne von K. SIMON bevorzugt, führte ferner neuzzeitliche Hilfsmittel der Physik zur genaueren Erkennung und Prüfung der auftretenden Humusfarben ein. So ergeben Bodenauszüge mit Natriumoxalat nach Aufsaugung in Streifen von Filtrierpapier im ultravioletten Licht einer Analysenlampe<sup>4</sup> Farbtöne von schokoladebraun bis Schwarzerde bis hellgelb bei Podsolböden, während die Moorböden graue bis grünliche Töne aufweisen. Von A. HOCK<sup>5</sup> stammt auch der Vorschlag zur Anwendung der chromatographischen Absorptionsanalyse, bei der die Humuslösungen durch Röhrchen mit geglühtem Aluminiumhydroxyd geschickt werden und dabei „Humus-Chromatogramme“ ergeben, die ebenfalls, wie die vorher erwähnten Filterstreifen, unter ultraviolettem Licht näher ausgewertet werden können und vor allem den Mischcharakter des Humus in den verschiedenen Bodentypen zeigen. Durch Weiterführung dieser Tastversuche können für die Humusforschung wohl noch aussichtsreiche Ergebnisse und Nutzenwendungen erwartet werden.

W. SCHEELE<sup>6</sup> beschreibt die konduktometrische Titration des Humusauszuges, den man mit Salzsäure zuvor zu einer gallertartigen Fällung niederschlagen und noch gereinigt hat. Nach dem Überspülen ins Leitfähigkeitsgefäß

<sup>1</sup> HOCK, A.: Beziehungen zwischen Konzentration und Farbwerten von Huminsäurelösungen. *Bodenkde u. Pflanzenernähr* **7**, 99 (1938) — Grundsätzliches bei Farbmessungen in Humuslösungen. *Ebenda* **7**, 257 (1938).

<sup>2</sup> FRÖMEL, W.: Über Absorptionsspektren von Huminsäuren in Lösungen. *Bodenkde u. Pflanzenernähr* **6**, 93 (1937) — Über UV-Absorptionsspektren von Huminsäuren in Lösungen. *Ebenda* **11**, 129 (1938).

<sup>3</sup> Ein Vorläufer davon, auch dem Umfang nach, ist bereits die Arbeit von U. SPRINGER: Der heutige Stand der Humusuntersuchungsmethodik, mit besonderer Berücksichtigung der Trennung, Bestimmung und Charakterisierung der Huminsäuretypen und ihre Anwendung auf charakteristische Humusformen. *Bodenkde u. Pflanzenernähr* **6**, 312–388 (1938).

<sup>4</sup> HOCK, A.: Farbtiefen- und Farbtonwerte als charakteristische Kennzeichen für Humusform und Humustyp in Böden nach neuen Verfahren. *Bodenkde u. Pflanzenernähr* **2**, 304 (1936/37).

<sup>5</sup> HOCK, A.: Weitere Untersuchungen zur Humuscharakterisierung im Boden. *Bodenkde u. Pflanzenernähr* **5**, 1 (1937).

<sup>6</sup> SCHEELE, W.: Eine Methode zur quantitativen Bestimmung der Huminsäuren in humushaltigem Material. *Bodenkde u. Pflanzenernähr* **3**, 139 (1937).

wird die Titrationskurve mit Natronlauge aufgenommen und nach Konstruktion der Geradenschnittpunkte der zweimal gebrochenen Kurve ausgewertet. Die Methode hat den Vorteil, daß die Huminsäure bei der Analyse nicht zerstört wird, sondern die Titration zur Nachprüfung wiederholt werden kann. Es empfiehlt sich bei Gegenwart von überschüssigem Bariumchlorid zu arbeiten, so daß bei der Titration schließlich Bariumhumat gebildet wird. — Endlich ist mit gewissen Vorsichtsmaßregeln die oxydimetrische Bestimmung der Humusauszüge mittels Kaliumpermanganat möglich (ein Verfahren, das übrigens auch zur Schätzung des Gesamthumus im Boden vorgeschlagen worden ist<sup>1</sup>). Dabei tritt keine vollständige Oxydation der organischen Stoffe zu CO<sub>2</sub> und Wasser ein, sondern es entstehen farblose Abbauprodukte von unbekannter Natur, wobei die Untersuchungsbedingungen (Mengenverhältnis zwischen organischen Stoffen und Permanganat, Temperatur, Dauer der Oxydation) einen entscheidenden Einfluß auf den Sauerstoffverbrauch haben, also nach ausgearbeiteten Richtlinien genau innegehalten werden müssen. Einzelheiten über diese methodischen Klippen geben F. ALTEN, B. WANDROWSKY und E. KNIPPENBERG<sup>2</sup> und besonders eingehend O. L. HEINEN<sup>3</sup> und zuletzt A. HOCK<sup>4</sup>.

Bestimmung des leicht oxydierbaren Humusanteils und andere Methoden: Durch Behandlung einer Bodenprobe mit H<sub>2</sub>O<sub>2</sub> wird ein Teil der organischen Masse oxydiert und zu CO<sub>2</sub> und organischen Säuren umgewandelt, welche durch Filtrieren entfernt werden können. Damit erhält man durch den Gewichtsverlust oder auch durch die Kohlenstoff- und Stickstoffbestimmung im Rückstand bzw. in der Ausgangsprobe ein Bild vom leicht oxydierbaren Humusanteil. Die Methode geht auf G. W. ROBINSON und J. O. JONES<sup>5</sup> zurück und wurde von K. K. GEDROIZ<sup>6</sup> ausführlich und kritisch bearbeitet. Angeblich erfaßt man mit ihr gerade den humifizierten Bodenanteil, wahrscheinlich meist aber bedeutend mehr, und zwar gerade im Falle frisch eingebrachter organischer Masse, wobei es auch noch sehr auf die Zerkleinerung der Probe vor der Bestimmung ankommt. H. L. RICHARDSON<sup>7</sup> findet nämlich auch schon eine Oxydierung und Lösung von unzersetzter Pflanzenmasse, bei Gerstenstroh in Höhe von 17%, bei der Grünmasse von Senf sogar von über 60%. Nach W. McLEAN<sup>8</sup> ist 6proz. H<sub>2</sub>O<sub>2</sub> für das Verfahren nicht geeignet; dagegen führt 3proz. H<sub>2</sub>O<sub>2</sub> zu leichter Oxydation einer Fraktion mit bemerkenswert beständigem Verhältnis C:N, die etwa 80% des organischen Bodenanteils, wenigstens unter unseren Breiten, ausmacht. N. WERNANDER<sup>9</sup>

<sup>1</sup> NOSTITZ, A. v.: Zur Humusbestimmung mittels Kaliumpermanganat. *Bodenkde u. Pflanzenernährg* **1**, 95 (1936). — PURI, A. NATH, u. A. SARUP: Studies in soil humus. I. Estimation of soil humus by oxydation with alkaline permanganate. *Soil Sci.* **44**, 323 (1937).

<sup>2</sup> ALTEN, F., B. WANDROWSKY u. E. KNIPPENBERG: Beitrag zur Humusbestimmung. *Erg. Agrikulturchem.* **4**, 61 (1935).

<sup>3</sup> HEINEN, O. L.: Beiträge zur Kenntnis der Huminsäure, S. 31–43. Diss. München 1937.

<sup>4</sup> HOCK, A.: Huminsäurebestimmungen mittels Oxydimetrie. *Z. Bodenk. u. Pflanzenern.* **13**, 118 (1939). — Die Ergebnisse dieser soeben erst erschienenen Arbeit konnten hier nicht mehr ausgewertet werden.

<sup>5</sup> ROBINSON, G. W., u. J. O. JONES: A method for determining the degree of humification of soil organic matter. *J. agricult. Sci.* **15**, 26 (1925). — ROBINSON, G. W.: The determination of organic matter in soils by means of hydrogen peroxyde. *J. agricult. Res.* **34**, 339 (1927).

<sup>6</sup> GEDROIZ, K. K.: Wirkung des Wasserstoffsperoxyds auf den Boden. *Verh. 2. internat. bodenkdl. Kongr. Moskau 1930* **2**, 41–70 (1933).

<sup>7</sup> RICHARDSON, H. L.: The use of hydrogen peroxide for estimating humification. *Soil Sci.* **32**, 167 (1931).

<sup>8</sup> McLEAN, W.: Effect of hydrogen peroxide on soil organic matter. *J. agricult. Sci.* **21**, 251 u. 595 (1931) — Effect of hydrogen peroxide on soil organic matter. *Verh. 2. internat. bodenkdl. Kongr. Moskau 1930* **2**, 182 (1933).

<sup>9</sup> WERNANDER, N.: Zur Frage der Humusbestimmung im Boden. *Abh. bodenkdl. Inst. Charkow* **1**, 199 (1930) (Ukrainisch m. dtsh. Zusammenfassg).

und J. S. HOSKING<sup>1</sup> machen aber geltend, daß die Bodenreaktion stark mit-spricht, indem die Oxydation durch  $H_2O_2$  in alkalischen Böden fast voll-kommen unterdrückt wird, auf sauren Böden aber bis zu 90% der organischen Masse erfaßt. Es scheint außerdem auch noch eine Abhängigkeit vom Tongehalt zu bestehen, welche das Bild noch unsicherer macht.

A. TH. TJULIN<sup>2</sup> entwickelt die Peptisationsanalyse weiter, die N. WERNANDER und A. N. SOKOLOWSKY<sup>3</sup> eingeführt hatten und bei der die chemischen Eingriffe sehr gering sind. Er gewinnt folgende drei Fraktionen des kolloidaufteilbaren Bodenanteils: Gruppe der elektronegativen Gele, die nach Verdrängung von Ca- und Na-Ionen durch Waschen mit NaCl peptisieren; Gruppe der durch 0,004n NaOH aufteilbaren Gele; Gruppe der gealterten und erst nach Vorbehandlung mit 0,01n HCl durch schwache alkalische Einwirkung peptisierenden Gele. H. JANERT und J. L. RUSSEL<sup>4</sup> nehmen eine kalorimetrische Messung des Humus-gehaltes vor, die noch unsicher, aber ausbaufähig ist. G. BOUYOUCOS<sup>5</sup> stellt durch starkes Erhitzen des Bodens in einem eisernen Apparat und durch Auffangen des Destillats in  $CCl_4$  das gebundene Wasser fest. Dadurch könnte die sonst zu unsichere Methode der Bestimmung der organischen Bodenmasse als Glühverlust, der das gebundene Wasser als unbekannte und veränderliche Größe mit einschließt, viel-leicht genauer gestaltet werden. S. W. SOUCI<sup>6</sup> gibt eine vollständige Arbeits-vorschrift zur chemischen Untersuchung des Moores, welche die Trennung in acht direkt oder indirekt bestimmbare, sich nicht überschneidende Stoffgruppen ermöglicht, d. h. deren Zusammenzählung wieder ungefähr die Ausgangsmenge ergibt. Von W. HOFFMANN<sup>7</sup> und L. POZDENA<sup>8</sup> stammen weitere methodische Angaben zur Mooruntersuchung, besonders Anweisungen für die vereinfachte kolorimetrische Messung bei Massenbestimmungen.

#### Untersuchung der organischen Düngemittel.

Es ist in den letzten Jahren aus verschiedenen Gründen notwendig geworden, auch die sonst kaum oder höchstens auf ihren unmittelbaren Gehalt an Pflanzen-nährstoffen untersuchten organischen Düngemittel in ihrer gesamten Beschaffen-heit genauer zu bewerten. Auf die organische Masse des Stalldüngers haben sich einige am Bodenhumus schon erprobte Methoden übertragen lassen, wenn auch mit manchen Einschränkungen, da eben das mehr oder weniger weit verrottete Kot-Stroh-Gemisch eines Düngerstapels eine stoffliche Besonderheit darstellt, ehe es im Boden mineralisiert oder zum Teil zu echten Humusstoffen umgebildet wird<sup>9</sup>. Für die in vielen Fällen auf Torfmull zurückgehenden sog. Humusdünger

<sup>1</sup> HOSKING, J. S.: The influence of hydrogen-ion concentration on the decomposition of soil organic matter by hydrogen peroxide. *J. agricult. Sci.* **22**, 92 (1932).

<sup>2</sup> TJULIN, A. TH.: Peptisationsanalyse der Bodenkolloide. *Kolloid-Z.* **70**, 207 (1935).

<sup>3</sup> Vgl. dieses Handbuch **7**, 155 (1931).

<sup>4</sup> JANERT, H., u. J. L. RUSSEL: Die kalorimetrische Messung der Wasserstoffionen-adsorption und des Humusgehalts von Boden. *Z. Pflanzenernährg A* **33**, 79 (1934).

<sup>5</sup> BOUYOUCOS, G.: The distillation method for determining the combined water and organic matter in soils. *Soil Sci.* **34**, 259 (1932); **36**, 471 (1933).

<sup>6</sup> SOUCI, S. W.: Die Chemie des Moores, mit besonderer Berücksichtigung der Humin-säuren usw., S. 171—185. Stuttgart 1938.

<sup>7</sup> HOFFMANN, W.: Die Herstellung einer kolorimetrischen Standardlösung zur Bestim-mung der Humifizierungszahl bei Moorböden. *Z. Pflanzenernährg A* **28**, 102 (1933).

<sup>8</sup> POZDENA, L.: Untersuchungen über den Aufbau der organischen Komponente von Humusböden unter besonderer Berücksichtigung kolorimetrischer Methoden. *Bodenkde u. Pflanzenernährg* **2**, 55 (1936/37) — Über kolorimetrische Humusuntersuchung und Humus-bestimmung. *Ebenda* **3**, 315 (1937).

<sup>9</sup> SIEGEL, O.: Die Bestimmung der humifizierten Substanz im Stallmist. *Forsch.dienst, Sonderh.* **7**, 135 (1938). — SIMON, K.: Die charakteristischen Humusstoffe, ihre Beurteilung und ihre Bedeutung im Stalldünger. *Bodenkde u. Pflanzenernährg* **1**, 257—301 (1936).



des Handels ist die Bewertung noch schwieriger, da ihr erwünschter, verbessernder Einfluß auf die Ackerkrume durch reine Mehrertragsfeststellungen kaum erkannt werden kann, andererseits aber die Untersuchung im Laboratorium viele Gesichtspunkte ihrer Wirkung nach der Vermischung mit der Bodenschicht nicht erfaßt<sup>1</sup>. U. SPRINGER<sup>2</sup> hat trotzdem versucht, durch Heranziehung möglichst vieler analytischer Kennwerte für ihren chemisch und biologisch aktiven Anteil zu einem Einteilungs- und Bewertungsschema solcher Humusdüngemittel zu kommen, womit man besonders auch unbrauchbare Neuerscheinungen auf dem Düngemarkt bald ermitteln und ausmerzen könnte. F. BACH<sup>3</sup> bewertet diese Stoffe nach ihren Wachstumswirkungen im Gefäßversuch. Dabei treten zum Teil widerspruchsvolle Befunde auf, da sich der azetylbromidunlösliche Anteil der einzelnen Dünger nicht als einheitlich beständig erweist, sondern in verschiedenem Umfang mikrobiell angegriffen werden kann. F. BACH führt auch den Begriff des Bakterienhumus ein, dessen Kohlenstoffgehalt  $C_b$  im Verhältnis zum verfügbaren Stickstoff eine größere Bedeutung als der bisher gewöhnlich zu dieser Berechnung benutzte Wert  $C_t$  hat.

### Der Humifizierungsvorgang im Kreislauf der organischen Bodenstoffe.

Sieht man von der in längeren Zeiträumen und unter besonderen Verhältnissen vor sich gehenden Moor- und Kohlenlagerbildung ab, so kann der Kreislauf der organischen Stoffe im Boden in großen Zügen durch die Beziehungen in Tab. 3 (S. 395) wiedergegeben werden. Die Umwandlung aller leicht aufspaltbaren Stoffe, die in den organischen Abfällen des Pflanzen- und Tierreichs vorhanden sind, durch die vereinigte Tätigkeit der Kleinlebewesen, die sog. Mineralisierung, führt zu einem raschen Umsatz eines Teiles des Gesamthumus. Die entstandenen einfachen anorganischen Stoffe Kohlensäure, Wasser, Ammoniak oder Nitrat, Phosphat und Sulfat werden wieder von den Pflanzen aufgenommen und vollenden damit den Kreislauf. Die Umwandlung von schwerer angreifbaren organischen Stoffgruppen oder auch von schlecht weiter zersetzbaren Resten aus der Mineralisation führt zu jener in ihren Einzelheiten recht verwickelten Humusbildung, der die chemische und agrikulturchemische Forschung schon ein ganzes Jahrhundert gegolten hat. Die leichte Gewinnbarkeit von einheitlichen Proben alkalilöslicher Humusstoffe aus Moor- oder sogar Kohlenablagerungen hat übrigens das Verständnis für die ganze Frage lange Zeit eher aufgehoben als gefördert. Der übliche Vergleichsstoff „Humussäure Merck“ wird mit Natronlauge aus Torf hergestellt. „Kasseler Braun“ ist eine Farbkohle des Miozäns, die in ihren Lagerstätten, z. B. auf der Zeche Gahrenberg in der Nähe von Kassel, neben gewöhnlicher, unlöslicher, alter Feuerungskohle vorkommt. Es ist unstrittig ein großer Fortschritt, wenn neuerdings mehr die Humusbildung im Mineralboden selbst untersucht und nicht mehr zu viel mit Vergleichsschlüssen aus der Prüfung jener Moor- und Kohlenablagerungen gearbeitet wird.

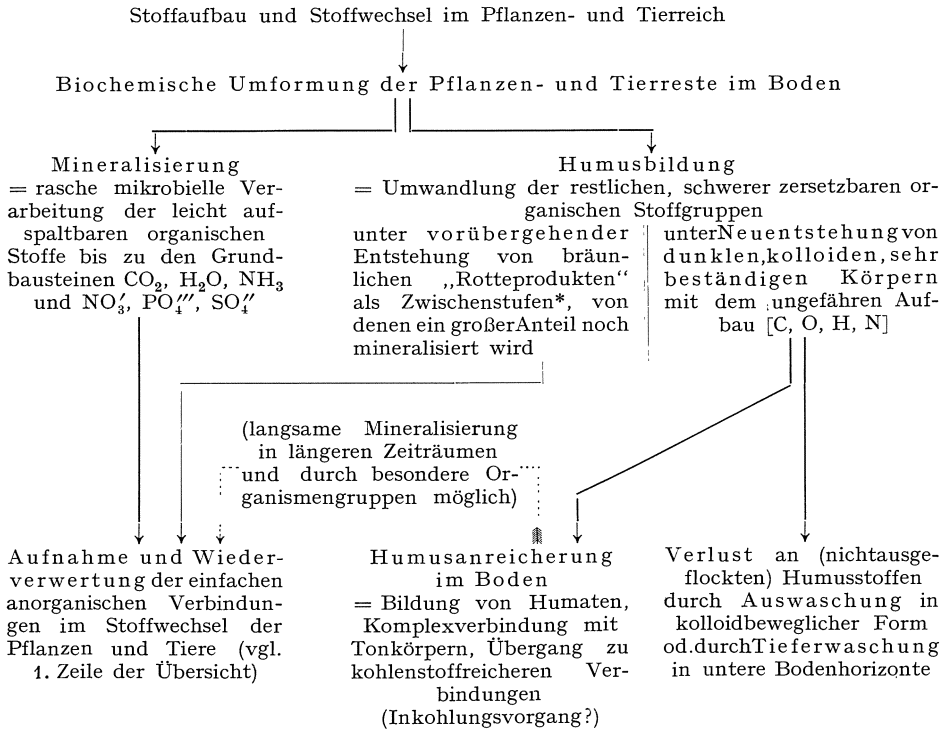
Dabei leistet die Mikrobiologie eine wichtige Hilfe, weil sie die Entstehung von Restkörpern aus der Mineralisierung und von neuem Bakterienplasma, also insgesamt von Vorstufen für die eigentliche Humifizierung mit erklären hilft. Die Beschaffenheit des schließlich entstehenden Humus ist nicht allein von den

<sup>1</sup> POPP, M.: Die Beurteilung von Humusdüngemitteln. Forsch.dienst **1**, 746 (1936). — POPP, M., u. J. CONTZEN: Die Untersuchung und Beurteilung der Humusdüngemittel. Landw. Versuchsstat. **120**, 107 (1934).

<sup>2</sup> SPRINGER, U.: Zur Kenntnis einiger bekannter Handelshumusdüngemittel, ein Beitrag zu ihrer Beurteilung und Bewertung. Bodenkd. u. Pflanzenernährg **3**, 139 (1937).

<sup>3</sup> BACH, F.: Beitrag zur Charakterisierung der Humusstoffe. Bodenkd. u. Pflanzenernährg **11**, 283 (1938).

Tabelle 3.  
Der Humusbildungsvorgang im Kreislauf der organischen Bodenstoffe.



\* Dieser Sonderfall ist zu berücksichtigen auf Ackerböden, die durch Düngung plötzlich größere Mengen von frischer oder in Verrottung begriffener organischer Masse erhalten.

Ausgangsstoffen, sondern auch von der Zersetzungstätigkeit der gerade vorhandenen Bodenorganismen und ihrem spezifischen Stoffwechsel abhängig<sup>1</sup>. Auch äußerlich hat man diese entscheidende Mitwirkung der Kleinlebewesen im Boden schon feststellen und durch Anfärbung sichtbar machen können<sup>2</sup>; bei Böden mit lebhaft sich zersetzender organischer Masse herrscht eine häutchenförmige Verteilung der Bakterienkolonien vor, in Böden mit geringerem Umsatz sind sie haufenförmig angeordnet. Es sei daran erinnert, daß die Mikrobiologie auch die Möglichkeit hat, der Entstehung von dunklen Farbstoffen im Stoffwechsel der Bodenorganismen und ihrer Beeinflussung durch äußere Bedingungen im Hinblick auf die Humusfrage näher nachzugehen, wie es E. UNGERER<sup>3</sup> für das Pigment von *Azotobacter chroococcum* und A. MUSCHEL<sup>4</sup> für die Anfärbung des Nährbodens durch *Bacillus mesentericus* schon durchführte. Das wäre für

<sup>1</sup> GROSSKOPF, W.: Fortschritte in der Humusforschung. Sudetendtsch. Forst- u. Jagdztg **31**, 33 (1931). — RIPPEL, A.: Neuere mikrobiologische Beobachtungen zur Humusbildung und Humuszersetzung. Forsch.dienst **2**, 83 (1936). — Ferner vgl. diesen Band S. 571.

<sup>2</sup> ROSSI, G., S. RICCARDO, G. GESUÈ, M. STANGANELLI u. TSU KAOLDANG: Unmittelbare mikroskopische und bakteriologische Untersuchungen des Bodens. Soil Sci. **41**, 53 (1936).

<sup>3</sup> UNGERER, E.: Über die Entstehung des Pigmentes von *Azotobacter chroococcum*. Z. Pflanzenernährg A **36**, 287 (1934).

<sup>4</sup> MUSCHEL, A.: Zur Chemie der Schwarzfärbung kohlenhydrathaltiger Nährböden durch den *Bac. mesentericus* var. *niger*. Biochem. Z. **131**, 570 (1922).

die von E. BIILMANN<sup>1</sup> schon einmal aufgeworfene Frage wichtig, ob die Humusstoffe im Boden nicht etwa einen ungefärbten Kern besitzen könnten (z. B. Lignin), der erst durch Begleitstoffe regelmäßig dunkel gefärbt wird. Allerdings zeigt sich aus dem von E. UNGERER angeführten Schrifttum eine äußerst verwickelte Abhängigkeit der Pigmentbildung von vielen Einflüssen.

Im bearbeiteten Acker treten während des Kreislaufs weitere Eigenheiten auf, sobald durch die Düngung mit Stallmist, grüner Masse, Kompost, vorbehandeltem Torf und anderen organischen Stoffen plötzlich größere Mengen von frischen oder in Verrottung begriffenen Substanzen in den Boden gelangen. Dabei können, wenigstens vorübergehend und nesterweise, Zwischenstufen im Boden auftreten, wie es in Tab. 3 auch vermerkt ist, die unter Dunkelwerden ihrer Farbe auf dem Wege zur Humifizierung zu sein scheinen, aber zum größten Teil nach einem Abschnitt besonders starker biochemischer Umsetzungen von den Kleinlebewesen doch „bewältigt“ und in die Mineralisierung einbezogen werden. Solche bräunlichen Rotteprodukte kennt man sonst von der Stallmistlagerung, der Holzvermoderung, also von Sonderfällen, bei denen nach den Anschauungen von K. SIMON<sup>2</sup> eine Hemmung im Vergleich zur natürlichen Humusbildung im Boden eingetreten ist. Diese selbst liefert dagegen dunkle, kolloide, sehr beständige echte Humuskörper vom Aufbau [C, O, H, N], die je nach den örtlichen Bedingungen weiter zu wertvollen, stabilen Humaten und Komplexverbindungen mit dem Tonkörper entwickelt werden, wie in der Schwarzerde, oder aber als aufgeteilte Kolloide beweglich bleiben und dabei ausgewaschen oder mindestens in tiefere Bodenschichten geführt werden können, wie im anmoorigen und im Podsolboden. Zwischen beiden Hauptrichtungen dieser Entwicklung steht der braune Boden unserer Breiten.

Die Betonung dieser Bildungsvorgänge — statt nur einer Untersuchung abgeschlossener Ausbildungszustände — wird nunmehr hoffentlich bald dem Humusproblem zu einer endgültigen wissenschaftlichen Durchdringung und Lösung verhelfen, unter Verwertung jener älteren Befunde, z. B. über die chemische Beschaffenheit der Huminsäuren, die keineswegs alle unbrauchbar sind. Doch steht auch die neuere dynamische Betrachtungsweise großen Schwierigkeiten gegenüber, sobald man an eine experimentelle Nachahmung des Humusbildungsvorganges denkt. S. A. WAKSMAN und Mitarbeiter<sup>3</sup> haben dies in vielen Einzelversuchen getan unter tunlichster Berücksichtigung der Einflüsse, die in der stofflichen Beschaffenheit der Ausgangsmasse, der Umsetzungstemperatur, der Feuchtigkeit usw. liegen. Damit wird man aber nur einem Bruchteil der mannigfaltigen Verhältnisse gerecht, die im natürlichen Bodenprofil wirklich vorliegen und noch viele Unterschiede auch bei der Durchlüftung, der Reaktion, der Versorgung mit den Nährstoffen N, P, K, Ca usw. umfassen. Außerdem handelt es sich bei solchen Versuchen, wie auch A. SCHMUZIGER<sup>4</sup> betont, um Vorgänge im geschlossenen System. Es werden also bestimmte Stoffe, wie Laub,

<sup>1</sup> Siehe dieses Handbuch 7, 136 (1931).

<sup>2</sup> SIMON, K.: a. a. O. S. 261–266 (s. Anm. 3, S. 383).

<sup>3</sup> WAKSMAN, S. A., u. F. G. TENNEY: Composition of natural organic materials and their decomposition in the soil. *Soil Sci.* **24**, 275 u. 317 (1927); **26**, 155 (1928); **28**, 55 (1929); **30**, 143 (1930). — WAKSMAN, S. A., u. F. C. GERRETSON: Influence of temperature and moisture upon the nature and extent of decomposition of plant residues by microorganisms. *Ecology* **12**, 33 (1931). — WAKSMAN, S. A.: Chemische und mikrobiologische Vorgänge bei der Zersetzung pflanzlicher Rückstände im Boden. *Z. Pflanzenernährg A* **19**, 1 (1931) (mit umfangreichem Schrifttum) — Humus. Origin, chemical composition, and importance in nature. London 1936/38.

<sup>4</sup> SCHMUZIGER, A.: Über die Verteilung und den Chemismus der Humusstoffe in den Profilen einiger schweizerischer Bodentypen. Promotionsarbeit der Eidg. Techn. Hochsch. Zürich 1935, S. 26–28.

Stroh, Stoppeln, grüne Pflanzenteile im Glasgefäß der Zersetzung überlassen, während der Boden ja ein offenes System darstellt, in dem die Zersetzungsprodukte, humide Verhältnisse vorausgesetzt, teilweise ausgewaschen oder mindestens aus der tätigen Schicht weg und im Bodenprofil tiefer hinabgeführt werden können. F. H. HESSELINK VAN SUCHTELEN<sup>1</sup> schlägt daher einen von solchen Versuchszufälligkeiten freien, mehr theoretischen Weg ein und beurteilt die Abbau- und Humifizierungsmöglichkeit organischer Stoffgruppen nach ihren chemischen und physikalischen Grundeigenschaften, z. B. dem spezifischen Gewicht, dem Sauerstoffgehalt und dem kalorischen Wert. Er findet, daß die aerobe Zersetzung in der Regel zu Stoffen führt, die einen kalorischen Wert unter 5 kcal/g Masse und einen Sauerstoffgehalt von mehr als 45% besitzen. Aus der anaeroben Umwandlung entstehen Stoffe mit höherem Verbrennungswert als die Ausgangsstoffe selbst. Er hält es für möglich, durch solche Grundversuche an den Humusformen rückwärts auf den Gang ihrer Entstehung zu schließen. Allerdings fügt sich gerade das im Zusammenhang mit Humus viel genannte Lignin weniger gut in diese allgemeinen Schlüsse ein. Der Autor möchte diese Ausnahme damit erklären, daß Lignin in der Natur stets von Begleitstoffen von anderem spezifischen Gewicht umgeben ist.

#### Beziehungen zum Lignin- und zum Eiweißabbau.

In den Modellversuchen über die Zersetzung von organischer Masse im Boden hat sich das Lignin als besonders widerstandsfähig erwiesen, so daß es weitgehend erhalten bleibt und in der einen starken Gewichtsschwund erleidenden Masse sogar anteilmäßig angereichert wird. Lignin besitzt in der pflanzlichen Zelle eine faserige, mycelförmige Feinstruktur, welche die übrigen Zellwandbestandteile Zellulose, Hemizellulosen und Pektine durchsetzt und umhüllt. In dieser Stellung ist es wegen seiner großen Oberfläche ziemlich reaktionsbereit und bei chemischen Eingriffen an der lebenden Pflanze sehr labil. Im Boden tritt eine völlige Änderung dieser Sachlage ein; dort werden durch den Eingriff der Kleinlebewesen und zum Teil schon durch Hydrolyse jene anderen Zellwandbestandteile aus dem Gitterwerk herausgelöst. Die enge Verflechtung zwischen Lignin und seinen Begleitern verzögert deren Abbau zwar etwas, kann ihn auf die Dauer aber nicht aufhalten. Das in der lebenden Zelle mechanisch auseinandergehaltene Fadenwerk des Lignins fällt nunmehr in sich zusammen. Verbunden damit ist entweder eine Kondensation der Ligninketten oder ein Absprennen angreifbarer Seitenketten oder beides zusammen, jedenfalls mit dem Erfolg, daß dieses freigelegte Lignin oder sein umgewandelter Rest im Boden sehr inaktiv und beständig gegen weiteren mikrobiellen Abbau und physikalisch-chemische Verwitterungseinflüsse wird<sup>2</sup>.

Wegen der erwähnten Reaktionsbereitschaft des Lignins in der lebenden Pflanze war es lange Zeit schwierig, eigentliches oder Urlignin von wirklich ungestörtem Molekülaufbau abzutrennen. K. FREDENHAGEN und G. CADENBACH<sup>3</sup> beschreiben ein neues, rasches Verfahren, die Kohlehydrate durch Behandlung

<sup>1</sup> HESSELINK VAN SUCHTELEN, F. H.: Theoretical relation between the composition of material and the mode of decomposition. *Sewage Works J.* **3**, 588 (1931) — *Energetics and microbiology of the soil.* *Wiss. Arch. Landw. Abt. A* **5** (1931).

<sup>2</sup> FREUDENBERG, K.: Tannin, Zellulose, Lignin. Berlin 1933 — FREUDENBERG, K., u. W. DÜRR: Konstitution und Morphologie des Lignins. *Kleins Handbuch der Pflanzenanalyse* **3** (1). Wien 1933. — FISCHER, F., u. R. LIESKE: Untersuchungen über das Verhalten des Lignins bei der natürlichen Zersetzung von Pflanzen. *Biochem. Z.* **203**, 351 (1928).

<sup>3</sup> FREDENHAGEN, K., u. G. CADENBACH: Der Abbau der Zellulose durch Fluorwasserstoff und ein neues Verfahren der Holzverzuckerung durch hochkonzentrierten Fluorwasserstoff. *Z. angew. Chem.* **46**, 113 (1933).

mit wasserfreiem und hochkonzentriertem Fluorwasserstoff zu lösen, wobei Lignin im Rückstand bleibt. Das Lignin wird dabei nicht erkennbar verändert, sondern der Rückstand läßt noch deutlich die jeweilige Zellstruktur erkennen, wenigstens beim Aufschluß von Fichtenholz. Die neue Methode lohnt sicher eine systematische Anwendung auf die Frage der Humifizierung, die anscheinend noch nicht vorgenommen wurde, zur Verfolgung des Schicksals des Lignins von der lebenden Pflanze bis zu den Rotteprodukten im Boden. Auf eine mögliche Vereinfachung in der immer noch umstrittenen Frage, welcher Aufbau dem Lignin selbst zukommt, deuten in letzter Zeit die Ergebnisse von R. S. HILPERT<sup>1</sup>, der die Entstehung des Lignins aus der Zellulose und anderen Kohlehydraten ableiten will. Immerhin darf man nicht übersehen, daß es wohl eine ganze Reihe arteigener Lignine in den Pflanzen gibt, also der Ausgangspunkt „Lignin“ für die Humusbildung nicht einheitlich oder zu einfach gedacht werden darf. H. PAULY<sup>2</sup> stellt im Winterroggenstroh 7 Urignine fest, die sich in drei Gruppen gliedern: 1. die alkohollösliche Gruppe, 2. die infolge von leicht erfolgender Verseifung alkalilöslich werdende Gruppe und 3. die unter Mitwirkung hydrolytisch wirkender Mineralsäure durch organische Lösungsmittel ausziehbare, schwer ablösbare Gruppe. Im Gegensatz zum Roggenstroh ist in den einheimischen Hölzern fast nur die letzte Gruppe vertreten. Bei dem verwickelten Ligningemisch der Gräser hält es H. PAULY für schlechthin unmöglich, zu wirklichen Fraktionen zu kommen. Da nun der Boden hauptsächlich strohige Teile und Blattreste von Gräsern, weniger dagegen festes Holz als Abfall empfängt, so muß man mit einer großen stofflichen Mannigfaltigkeit der in Humus übergehenden Lignine rechnen.

Die früher mehr gefühlsmäßige Anschauung von der Umwandlung des Lignins im Boden zu Humuskörpern ist durch das Auffinden vieler chemischer und physikalischer Ähnlichkeiten zwischen beiden Stoffgruppen ihrer Klärung nähergerückt, wobei es sich allerdings vorläufig nur um Vergleiche zwischen Ligninabkömmlingen, die aus dem Zellverband herausgeholt wurden, und Huminsäuren, die dem Boden durch Extraktion entzogen wurden, handelt. Ein bündiger Beweis liegt also noch nicht vor, jedoch läßt sich der nahe Zusammenhang zwischen Lignin- und Humuskörpern nicht mehr übersehen. Die von K. KÜRSCHNER<sup>3</sup> angewandte Methodik der Nitrierung in alkoholischer Lösung führt zu der Vorstellung, daß einem großen Anteil (rund 70%) beider Stoffgruppen die gleichen aromatischen Kerne zugrunde liegen müssen, denn die Nitrokörper aus Fichtenlignin bzw. Kasselerbraun zeigten eine gute Übereinstimmung aller Eigenschaften. Neben Bestätigungen dieser Auffassung durch W. FUCHS<sup>4</sup>, M. PLUNGUIAN und H. HIBBERT<sup>5</sup> stehen auch gegensätzliche Ergebnisse, z. B. solche über das Verhalten bei der Bromierung<sup>6</sup>. Je weiter der Abbau fortgeschritten ist, desto weiter entfernen sich nämlich die Eigenschaften der bromierten Abkömmlinge des Lignins und der Huminsäuren voneinander.

<sup>1</sup> HILPERT, R. S.: Über die Zusammensetzung der pflanzlichen Gerüstsubstanz. *Z. angew. Chem.* **48**, 473 (1935). — HILPERT, R. S., u. Mitarb.: *Ber. dtsch. chem. Ges.* **68**, 16, 371 u. 380 (1935).

<sup>2</sup> PAULY, H., u. 5 Mitarb.: Scheidung von Ligninkomponenten. *Ber. dtsch. chem. Ges.* **67**, 1177 (1934).

<sup>3</sup> KÜRSCHNER, K.: Über den Zusammenhang zwischen Ligninen und Humuskörpern. *Verh. 2. internat. bodenkdl. Kongr. Moskau 1930* **2**, 184 (1933).

<sup>4</sup> FUCHS, W.: Über die Beziehungen zwischen Huminsäure und Lignin. *Brennstoff-Chem.* **9**, 298 (1928); **10**, 303 (1929); **12**, 266 (1931) — Untersuchungen über Lignin, Huminsäuren und Humin. *Angew. Chem.* **44**, 111 (1931).

<sup>5</sup> PLUNGUIAN, M., u. H. HIBBERT: Studies on lignin and related compounds. XI. The nature of lignite humic acid and of the so-called „humic acid“ from sucrose. *J. amer. chem. Soc.* **57**, 528 (1935).

<sup>6</sup> FEUSTEL, J. L., u. H. G. BYERS: The behavior of lignin and humic acid preparations toward a bromination treatment. *Soil Sci.* **42**, 11 (1936).

Die Fortschritte in der Ligninforschung sind in steigendem Maße beachtet und zur Humusbildung in Beziehung gesetzt worden<sup>1</sup>. In Modellversuchen über das Schicksal des Lignins im Boden zeigte sich, daß seine Verflechtung mit der Zellulose im natürlichen Zellverband den Abbau der Pflanzenmasse zwar deutlich verzögert, aber, wie schon erwähnt, auf die Dauer nicht verhindert<sup>2</sup>. Wählt man isoliertes Lignin, so ist auch dessen eigener, teilweiser Abbau zu beobachten, wobei der typische Methoxylgehalt abnimmt und die Masse sich verfärbt. Es spielt hierbei allerdings das Gewinnungsverfahren des Lignins auch eine Rolle. Die von H. DEMME<sup>3</sup> unter Verwendung konzentrierter Mineralsäuren hergestellten Lignine wurden biochemisch nicht angegriffen, da bei ihnen wohl Strukturveränderungen bei dem „äußerst harten Eingriff“ ihrer Gewinnung aufgetreten waren. Spezifische Ligninzerstörer fanden sich übrigens bei diesen Versuchen nicht, nur durch Symbiose einiger Bakterienarten in Mischkultur kam eine Einwirkung zustande. Englischen Forschern<sup>4</sup> gelang es nicht, aus dem Boden ligninabbauende Organismen zu isolieren; wohl sind Pilze bekannt, die es angreifen, doch leben diese nicht im Boden. Über das eigentliche Schicksal des Lignins im Boden, ob es als Ganzes oder nur als stark veränderter oder kondensierter Rest zur Humusbildung beiträgt, und ob hierbei die stofflichen Eigenschaften der jeweiligen Ligninart oder die biochemischen Verhältnisse des Bodentyps den größeren Einfluß auf den Enderfolg haben, besteht also noch keine volle Klarheit.

Eine zweite Entwicklungslinie führt von den in den Boden gelangenden Proteinen zu den Humusstoffen, die erst genauer bekannt wurde, als man den Stickstoffgehalt der Humuskörper nicht mehr nur als Begleiterscheinung oder gar Verunreinigung ansah. A. G. TRUSSOW<sup>5</sup> war darin vorangegangen, die Hauptstoffgruppen des Pflanzenkörpers einer getrennten Humifizierung zu unterwerfen. Er fand dabei, daß ringförmig gebaute Reste von Proteinen, die bei der Fäulnis übrigbleiben, Humusstoffe bilden können; besonders Ringe mit Phenolgruppen gaben dazu Anlaß. Da die mikrobielle Zerlegung bisher meist an Proteinen tierischer Herkunft (Milch, Blut, Muskeln, Hühnereiweiß) untersucht worden war, die zwar auch, aber nur in untergeordneter Menge, in den Boden kommen, erweiterten S. A. WAKSMAN und R. L. STARKEY<sup>6</sup> unsere Kenntnisse in der Richtung der pflanzlichen Eiweiße. Bei der Verwendung rein gewonnener Proteine in Nährlösungen ergab sich erst einmal eine überraschend leichte Zersetzbarkeit, die mit den Beobachtungen bei der Fäulnis ganzer Pflanzenteile im Boden nicht recht

<sup>1</sup> SCHEFFER, F.: Untersuchungen über den Lignin- und Lignin-Protein-Komplex. Forsch.-dienst, Sonderh. 2 (Würzburg), 145 (1936) — Über den chemischen Aufbau des Humuskörpers. Forsch.dienst 1, 422 (1936). — SIMON, K.: Neue Arbeiten über das Lignin. Forsch.-dienst 1, 452 (1936).

<sup>2</sup> PHILLIPS, M., H. WEIHE, N. R. SMITH: The decomposition of lignified materials by soil microorganisms. Soil Sci. 30, 383 (1930). — OLSON, F. R., W. H. PETERSON u. SHERARD: Effect of lignin on fermentation of cellulosic materials. Industr. Engng. Chem. 29, 1026 (1937). — WAKSMAN, S. A., u. T. C. CORDON: Ein Verfahren zur Untersuchung des Abbaus von isoliertem Lignin und des Einflusses von Lignin auf den Zelluloseabbau. Soil Sci. 45, 199 (1938).

<sup>3</sup> DEMME, H.: Beiträge über den mikrobiellen Abbau verschiedener Lignine und ihre Bedeutung für die Bildung der organischen Bodensubstanz. Diss. Univ. Leipzig 1932. — WAKSMAN, S. A., u. H. W. SMITH: Transformation of the methoxyl group in lignin, in the process of decomposition of organic residues by microorganisms. J. amer. chem. Soc. 56, 1225 (1934).

<sup>4</sup> RUSSELL, E. J.: Boden und Pflanze, S. 227. 2. Aufl. Dresden 1936.

<sup>5</sup> TRUSSOW, A. G.: Beiträge zum Studium des Bodenhumus. Teil 1: Die Bildungsprozesse der „Humussäure“. Beitr. z. Studium russischer Böden, herausgeg. von P. SEMIATSCHEVSKY u. S. KRAWKOW, Liefg. 26—27 (1917).

<sup>6</sup> WAKSMAN, S. A., u. R. L. STARKEY: The decomposition of proteins by microorganisms with particular reference to purified vegetable proteins. J. Bacter. 23, 405 (1932).

übereinstimmt. Besonders bei herbstlich vergilbten Blättern, Stroh- und Nadelbaumstreu kommt es bekanntlich nur schwer zur Ammoniakbildung durch Mineralisierung der Eiweißanteile. Der Unterschied ist leicht erklärbar durch die Vermischung mit kohlenstoffreichen Zellwandteilen im zweiten Falle, die nicht nur die gesamte Bilanz der Mineralisierung durch Stickstofffestlegung in neu gebildetem Mikrobenplasma verschieben, sondern ihrerseits auch festhaltend auf die Eiweißspaltstücke wirken. Der in dieser Richtung wirksamste Bestandteil des Zellgerüsts ist nun aber das im Boden tatsächlich übrigbleibende Lignin. H. SANDHOFF<sup>1</sup> führte unter Verfolgung dieses Grundgedankens Versuche über den Einfluß der Vermischung von Lignin und Proteinen durch. Während Glykoll fast nicht durch Lignin festgelegt wird, werden Aminosäuren mit größerem Molekül und Eiweißreste von ihm absorbiert. Im Gemisch ist die mikrobielle Zersetzung gehemmt; sie erfolgt um so langsamer, je höher der Ligninanteil ist.

Zellulose und Hemizellulosen der natürlichen Zellverbände spielen indirekt in den ganzen Eiweißabbau auch hinein, indem ihre Aufzehrung die Energie für die starke Vermehrung der Kleinlebewesen liefert, also Anlaß zur Synthese von viel stickstoffhaltigem Mikrobenplasma gibt. Es wird hierbei aus den verschiedenartigsten Abfällen, die der Boden empfängt, ein einheitlicher Stoff aufgebaut, der nach A. SCHMUCK<sup>2</sup> bei den einzelnen beteiligten Organismen zwar keine identische, aber doch eine typisch gleiche Struktur haben wird und von ihm „Bodeneiweißstoff“ genannt wird. Er sagt weiter: „Die Menge des im Verlauf dieser Zersetzungs Vorgänge produzierten Bodeneiweißstoffes kann 30% der Menge der in den Boden kommenden Pflanzenreste erreichen, was eine beträchtliche Vorratsmenge eines einheitlichen organischen Bodensstoffes ausmacht. Das Bodeneiweiß kann man, von diesem Standpunkt aus, überhaupt als den ersten spezifischen und charakteristischen Stoff des Bodens ansehen.“ Er liegt im Boden äußerst fein verstreut vor, besitzt große Oberfläche und ist den Ligninresten aufs engste benachbart, wird also nach den oben entwickelten Grundsätzen der Ausgangspunkt neuerlicher Umsetzungen in Richtung der Humusbildung sein können<sup>3</sup>. Alle Überlegungen und Versuche laufen auf die schon von P. DEHÉRAIN um die Jahrhundertwende geäußerte und von A. G. TRUSSOW experimentell genauer belegte Ansicht hinaus, daß die natürlichen Humusstoffe ein verwickeltes Gemisch von humifizierten Abkömmlingen hauptsächlich von Ligninen und Proteinen sind, das noch von kleineren Mengen anderer schwer angreifbarer und daher zurückbleibender Reste der Ausgangsmasse (Fette, Harze, Öle, Gerbstoffe) durchsetzt sein kann. H. PAGE<sup>4</sup> bezeichnet den Humus auf Grund seiner sorgfältigen Untersuchungen über den Stickstoffkreislauf im Boden als außerordentlich stabile Vereinigung von N-freien Humin-

<sup>1</sup> SANDHOFF, H.: Chemisch-physikalische Untersuchungen an Ligninen und deren Bedeutung als Boden- und Pflanzendünger. *Kühn-Arch.* **38**, 101 (1931).

<sup>2</sup> SCHMUCK, A.: Zur Frage vom Chemismus der organischen Stoffe des Bodens. *Pedology (Moskau)* **25**, 47 (1930).

<sup>3</sup> HOBSON, R. P., u. H. J. PAGE: Studies on the carbon and nitrogen cycles in the soil. VI. The extraction of the organic nitrogen of the soil with alkali. *J. agric. Sci.* **22**, 297 (1932) — VII. The nature of the organic nitrogen compounds of the soil: „Humic“ nitrogen. *Ebenda* **22**, 497 (1932) — VIII. The nature of the organic nitrogen compounds of the soil: „Non-humic“ nitrogen. *Ebenda* **22**, 516 (1932). — WAKSMAN, S. A., u. I. J. HUTCHINGS: Die Bedeutung der einzelnen Pflanzenbaustoffe für die Festlegung des Stickstoffs im Boden. *Soil Sci.* **40**, 487 (1935). — STOKLASA, J.: a. a. O. S. 272—296 [s. Anm. 3. S. 379 und den dort ausführlich zitierten Grundgedanken].

<sup>4</sup> PAGE, H. J.: Studies on the carbon and nitrogen cycles in the soil. V. The origin of the humic matter of the soil. *J. agric. Sci.* **22**, 291 (1932). — DU TOIT, M. M. S., u. H. J. PAGE: Studies on the carbon and nitrogen cycles in the soil. III. The formation of natural humic matter. *Ebenda* **20**, 478—488 (1930).





Tabelle 4. Stoffgruppenanalyse (nach WAKSMAN und STEVENS) des organischen Anteils russischer Böden. (Nach N. P. REMEZOW u. M. M. WLASOWA.)

Bodentyp	Von 100 Teilen der organischen Bodenmasse sind			Verhältnis C : N (N = 1)
	Lignin-Humuskomplex	„Bodenprotein“	Hemizellulosen	
Graue Steppenböden (2 Proben) . . . . .	(4—) 36	51 (—85)	fehlen	3,6—5,7
Kastanienfarbiger Boden . . . . .	40	24	34	6,4
Südliche, lehmige Schwarzerde . . . . .	54	27	13	9,1
Gewöhnliche Schwarzerden (2 Proben) . .	49—53	21—25	8—21	10—11,5
Mächtige Schwarzerde . . . . .	58	20	9	10,3
Degradierete Schwarzerden (3 Proben) . .	56—59	20—23	8—15	9,2—10,9
Grauer Waldsteppenboden . . . . .	43	24	13	8,7
Mittelpodsolige Böden (2 Proben) . . . .	23—25	20—26	27—31	5,4—7,0
Podsoliger Glei Boden . . . . .	47	9	35	5,3

erden könnte man als großen Durchschnitt eher 55% Lignin- und 25% Protein-humus angeben. Eine Stoffgruppenanalyse von G. PICHARD<sup>1</sup> mit einer ähnlichen Methodik<sup>2</sup> wie derjenigen von S. A. WAKSMAN bringt Tab. 5; sie vergleicht die

Tabelle 5. Beispiele für die Kennzeichnung von Pflanzenmasse und Humus nach Stoffgruppen. (Nach G. PICHARD.)

Stoffgruppen. % der organischen Masse	Getreidestroh	Humus im Mineralboden	Torfhumus
Fette und Harze . . . . .	6,4	12,4	3,4
Lösliche Kohlehydrate . . . . .	33,5	3,4	4,7
Zellulose . . . . .	37,4	3,0	2,8
Lignin . . . . .	14,4	13,7	16,4
Huminsäuren . . . . .	—	27,5	27,0
Humine . . . . .	—	6,2	17,0
Stickstoff . . . . .	0,4	2,1	3,4
In der Gesamtmasse analytisch nachgewiesen:	92,1	68,3	74,7

Zusammensetzung von Getreidestroh und von Humus aus Mineralboden und aus Torf. Der Humus enthält hier nur 14—16% Lignine, außerdem 2,1—3,4% Stickstoff, aus denen G. PICHARD den Proteinanteil vorsichtigerweise nicht erst er-

Tabelle 6. Stoffgruppenanalyse englischer Ackerböden. (Nach W. McLEAN.)

Böden von Rothamsted und Woburn; % des Gesamtbodens*	In der organischen Gesamtmasse		Im leicht oxydierbaren Anteil		Größe dieses Anteils C × 1,72	Der leicht oxydierbare Anteil besteht aus		Verhältniswert für den Proteinkomplex
	C <sub>t</sub>	N	C	N		Proteinkomplex	Humoligninkomplex	
	Broad-balk mit Stalldünger . . . . .	2,70	0,26	2,09	0,22	3,59	1,38	
ohne Stalldünger . . . . .	1,06	0,12	0,59	0,08	1,01	0,48	0,53	48
Barn-field mit Stalldünger . . . . .	2,85	0,28	2,24	0,23	3,85	1,42	2,43	37
ohne Stalldünger . . . . .	0,71	0,11	0,27	0,05	0,46	0,29	0,17	63
Stack-yard mit Stalldünger . . . . .	1,51	0,15	1,29	0,13	2,22	0,80	1,42	36
ohne Stalldünger . . . . .	0,90	0,10	0,78	0,08	1,34	0,47	0,87	35

\* Außer in der letzten Spalte; dort beziehen sich die Werte auf den leicht oxydierbaren Humusanteil = 100.

<sup>1</sup> PICHARD, G.: Méthode de séparation et de dosage des principes immédiats contenus dans les tissus lignifiés et dans leur produits de décomposition. Annales agronom. 1, 505 (1931).

<sup>2</sup> Vgl. diesen Band S. 389.

rechnet. Immerhin würde man daraus wohl kaum auf 35 Teile sog. Protein im Humus des Mineralbodens schätzen, da diese dann einen Gehalt von nur 6% N haben müßten (vgl. oben die Annahme von 16% N-Gehalt!). Die Berechnungsart von W. McLEAN<sup>1</sup> führt umgekehrt zu recht hohen Zahlen für den Proteinkomplex im leicht oxydierbaren Anteil (= Humus) englischer Ackerböden, nämlich zu Anteilen von 35—63% (vgl. Tab. 6, letzte Spalte, S. 402). Der Berechnungsweg benutzt die Kohlenstoff- und Stickstoffgehalte der durch 3proz. Wasserstoffperoxyd leicht zerstörbaren organischen Masse, unter der Annahme, daß sie 58% Kohlenstoff und der Proteinkomplex im besonderen 16% N enthält. Die angeführten Beispiele zeigen, daß die Gleich- oder mindestens Ähnlichsetzung des Humus im Boden mit den sonst bekannten oder nur als wenig umgewandelt gedachten Bausteinen der lebenden Pflanze, wie sie von der neuen Stoffgruppenanalyse im Gegensatz zu der älteren Humuschemie vorgenommen wird, noch zu vielen Widersprüchen führt.

#### Mengenverhältnis C:N im organischen Bodenanteil; Schwefelgehalt.

Es ist nach dem Vorstehenden klar, daß die Humusbildung im Boden von dem meist weiten C:N-Verhältnis der zu verarbeitenden frischen organischen Masse durch überwiegende Mineralisierung der kohlenstoffhaltigen Anteile und Weggang von CO<sub>2</sub> zu einem engeren C:N-Verhältnis führen muß. Der Quotient der Gehalte an C<sub>t</sub> und N<sub>t</sub> liegt (für N<sub>t</sub> = 1 berechnet) in der in den Boden gelangenden frischen Masse sehr verschieden hoch, so im Winterhalmstroh und ähnlichen verholzten Stengelteilen bei rund 100, im Baumlaub und Haferstroh bei rund 50, im Heu bzw. in herbstlichen Grasabfällen bei etwa 30, in N-reichen organischen Abfallstoffen, wie Leguminosenmasse oder Rübenblätter, bei etwa 12. Für den Ackerboden kommt als wichtig noch der regelmäßig gegebene Stalldünger hinzu, der in richtig verrotteter Form einen C:N-Quotienten von 18—20 besitzt. Im organischen Bodenanteil insgesamt glaubte man bisher mit einem Durchschnittswert von 10 rechnen zu können, bei dem sich die Umbildungsvorgänge der organischen Masse gerade die Waage hielten, so daß dieser Wert auch nach vorübergehender Erhöhung durch hinzugekommene C-reichere Abfallstoffe immer wieder als eine Art Regelfall erreicht würde. Damit wäre, wie früher hervorgehoben wurde<sup>2</sup>, übrigens noch nichts über das C:N-Verhältnis der eigentlichen Humusstoffe des Bodens ausgesagt. Bei Huminsäuren mit rund 60% C und rund 4% N beträgt der Quotient ja 15 und bedeutete also eine scheinbare „Erweiterung“, die aber vielleicht nur mit der jeweiligen Gewinnungsweise solcher Fraktionen zusammenhängt und dann keinen klaren Schluß auf ihren Aufbau zuließe. Zahlreiche Befunde aus dem letzten Jahrzehnt beweisen nun endgültig, daß der C:N-Quotient des organischen Bodenanteils (ebenso wie derjenige der eigentlichen Humusstoffe) nicht einheitlich ist, daß vielmehr sehr große Unterschiede auftreten. Sie sind örtlich und klimatisch bedingt, wie H. JENNY in großzügigen Untersuchungen ableitete. Die von ihm gefundenen Zusammenhänge werden später besprochen<sup>3</sup>; hier seien inzwischen nur einige Zahlenbelege gerachtet.

Nach den älteren Einzelbefunden von 1900 bis 1930 über schwankende C:N-Verhältnisse, die F. J. SALTER<sup>4</sup> gesammelt hat, hoben W. R. LEIGHTY und

<sup>1</sup> McLEAN, W.: The nature of soil organic matter as shown by the attack of hydrogen peroxide. J. agricult. Sci. 21, 595 (1931); Auszug aus der Tafel auf S. 598.

<sup>2</sup> Vgl. dieses Handbuch 7, 182 (1931).

<sup>3</sup> Vgl. diesen Band S. 422.

<sup>4</sup> SALTER, F. J.: The carbon-nitrogen ratio in relation to the accumulation of organic matter in soils. Soil Sci. 31, 413 (1931).

E. C. SHOREY<sup>1</sup> zum erstenmal drei allgemeine Gesichtspunkte heraus. Sie fanden, daß der früher zum Teil als regelmäßig, nämlich zu rund 5% angenommene Stickstoffgehalt der organischen Bodenmasse wechselt, und daß also eine Art Schnellbestimmung des Gesamthumus nach der Formel  $N_t \cdot 20$  unmöglich ist. Sie fanden ferner, daß im Bodenprofil nach der Tiefe zu der C:N-Quotient immer fällt, der relative N-Gehalt also größer wird. Hierbei ist zu beachten, daß nach unten hin die absoluten Gehalte an C und N meist recht klein werden, die Quotientenbildung also schon durch die Analysenfehler unsicher wird. Sie fanden schließlich, daß die Hauptbodentypen durch recht verschiedene Verhältnisse C:N gekennzeichnet sind. Die von ihnen mitgeteilten Quotienten vergleichbarer Bodenschichten liegen meist zwischen 7 und 15, mit Schwankungen bis zu 3,5 und 35. W. MCLEAN<sup>2</sup> stellte ganz ähnlich in 50 britischen Böden, also bei einer klimatisch ziemlich eng begrenzten Probengruppe, Quotienten von 6,5 bis 13,5 fest; Vergleichsproben aus fremden Ländern zeigten bei ihm Sonderfälle bis zu 2 bzw. 23. Eine sinnvolle Beziehung zwischen diesen Werten, deren tiefere ja einen relativen Stickstoffreichtum der betreffenden Probe andeuten, und der Fruchtbarkeit der Böden konnte er übrigens nicht finden. Zum Teil mögen, wie F. TERLIKOWSKI<sup>3</sup> anführt, die auffälligen Schwankungen daran liegen, daß die Proben oft mehr oder weniger mit frischen Pflanzenteilen verunreinigt sind, bzw. auch bei Beachtung dieses Umstandes nicht gleichmäßig davon befreit werden können. In seinen Untersuchungen zeigen die polnischen Böden eine gewisse Regelmäßigkeit der C:N-Quotienten: Schwarzerde rund 11, Kalkhumusboden (Rendzina) rund 10, Podsolboden aus Pommern 11,5. Das kann innerhalb enger örtlicher Grenzen durchaus zutreffen und ermutigt F. TERLIKOWSKI wieder, schon aus der Stickstoffbestimmung auf die Menge des organischen Bodenanteils zu schließen. Die Ergebnisse von N. P. REMEZOW<sup>4</sup>, gewonnen aus 164 Proben über die ganze Breite der russischen Bodenzonen hinweg, zeigen aber deutlich, daß die Verhältniszahlen sich von den südlichen Wüsten bis zu den nördlichen Waldgebieten systematisch verschieben, wie schon Tab. 4 (S. 402) an Einzelbeispielen zeigte. Er ermittelt für die grauen Wüstenböden im Durchschnitt 4,5 (2,5–6,0), für die kastanienfarbigen Böden 6,8 (4,7–8,1), für Schwarzerde im Mittel 9,7 (mit den sogleich zu erwähnenden Abweichungen!), für graue Waldböden 8,0 (7,1–9,5), für Rasenpodsolböden 6,8. Vergleicht man die Einzelwerte für Schwarzerden in westöstlicher Richtung vom Asowschen Meer bis nach Sibirien, so tritt eine weite Spanne auf: Nordkaukasusgebiet 6,2, Ukraine 7,6, europäischer Teil der RSFSR 11,4, Sibirien 13,6, d. h. beim Vorrücken in östlicher Richtung wird mit der Zunahme der Kontinentalität des Klimas das Verhältnis weiter. M. S. ANDERSON und H. G. BYERS<sup>5</sup> prüfen noch genauer die Einflüsse des Bodentyps einerseits und der Stellung der Bodenprobe im Profil andererseits und errechnen für die großen Bodengruppen des nordamerikanischen Kartierungsverfahrens die Kennwerte in Tab. 7 (S. 405). Die Schwarzerde zeigt dabei sowohl im Gesamthumus wie im abgetrennten Kolloidanteil, also der Tonhumusfraktion,

<sup>1</sup> LEIGHTY, W. R., u. E. C. SHOREY: Some carbon-nitrogen relations in soils. *Soil Sci.* **30**, 257 (1930).

<sup>2</sup> MCLEAN, W.: The carbon-nitrogen ratio of soil organic matter. *J. agricult. Sci.* **20**, 348 (1930) — Auszug in: *Verh. 2. internat. bodenkdl. Kongr. Moskau 1930* **2**, 181 (1933).

<sup>3</sup> TERLIKOWSKI, F., S. SOZANSKI u. E. GOJOW: Das C:N-Verhältnis in den Humusschichten der Kulturböden. *Roczn. Nauk roln. i leśn.* **27**, 157 (1932).

<sup>4</sup> REMEZOW, N. P.: Beiträge zur Charakteristik der organischen Substanz der Böden der UdSSR. 1. Mitt.: N:C-Verhältnis in der organischen Substanz der Böden. *Z. Pflanzen-nährg A* **30**, 285 (1933).

<sup>5</sup> ANDERSON, M. S., u. H. G. BYERS: The carbon-nitrogen ratio in relation to soil classification. *Soil Sci.* **38**, 121 (1934).

Tabelle 7. Das durchschnittliche C:N-Verhältnis von nordamerikanischen Hauptbodengruppen (ANDERSON u. BYERS).

Bodengruppe	Horizont A	Horizont B	Horizont C
Schwarzerden . . . . .	9,0	7,6	6,7
Kolloidanteil von Schwarzerden . . . . .	9,1	7,5	6,1
Prärieböden (mit etwas anderer Horizontabgrenzung) . . . . .	12,2	11,5	11,1
Kolloidanteil eines Präriebodens . . . . .	9,3	7,9	5,0
Kanadische Podsolböden (nur „Boden“ und „Untergrund“) . . . . .	rund 22	rund 20	—
Graubraune podsolige Böden . . . . .	12,5	10,3	7,6
Laterite (zum Vergleich herangezogen) . . . . .	15,2	10,8	7,9

praktisch den gleichen Wert 9. Auffällig sind bei kanadischen Podsolböden die hohen Quotienten um 22, im Vergleich zu den Podsolproben von Pommern mit 11,5 (F. TERLIKOWSKI, s. oben) und den nordrussischen Proben mit 6,8 (N. P. REMEZOW, s. oben). In Podsolböden von New Jersey erscheinen bei J. S. JOFFE und C. W. WATSON<sup>1</sup> noch abweichendere Werte, nämlich von oben nach unten: Horizont A<sub>1</sub> 48 (?); A<sub>2</sub> 15; B<sub>1</sub> 24; B<sub>2</sub> 18; C 10,5. Beim Horizont A<sub>1</sub> mit dem hohen Quotienten 48 handelt es sich um sandigen Boden mit etwas zersetzter organischer Masse, also nicht etwa um eine starke organische Auflage; jedoch besteht die Möglichkeit, daß A<sub>1</sub> auf diesem Standort mit Holzkohle aus Waldbränden vermischt ist. Die genauesten Angaben über die Verteilung der Humusstoffe im Bodenprofil bringt A. SCHMUZIGER<sup>2</sup>: Bei den Braunerden der Schweiz übersteigt das C : N-Verhältnis den im Schrifttum immer noch als Durchschnitt angesehenen Wert 10 erheblich. Er findet folgende neuen Werte, und zwar nach molekularem Verhältnis, das wegen der Ähnlichkeit der Atomgewichte für C (12) und N (14) die Berechnung gegen früher aber nicht wesentlich verschiebt: A<sub>1</sub> (Mullschicht) 20—27; A<sub>2</sub> 13—20; A<sub>3</sub> 14,5—18; B 9,3—17 und BC 6 bis 13. Für die untersuchten Humuspodsole lauten die entsprechenden Quotienten: 37; 36; 18,5; 22,5; 14,5. In tropischen Böden treten meist niedrige Quotienten auf. W. McLEAN<sup>3</sup> stellte schon fest, daß dort mit 3 proz. Wasserstoffperoxyd nur knapp 10% der organischen Masse zersetzbar ist gegenüber 70—90% in gemäßigten Breiten; jener leicht oxydierbare Anteil besitzt ein C : N-Verhältnis von rund 5. Dieselben Werte zwischen 4 und 5 ermittelt D. W. DUTHIE<sup>4</sup> für tiefere Bodenschichten im feuchten tropischen Klima und schließt allgemein auf wenig beständige organische Komplexe unter diesen Bedingungen. Bereits in den grauen Wüstenböden von Südrußland tritt der niedrige Quotient 4,5 auf (N. P. REMEZOW, s. oben und Tab. 4 S. 402).

Der Schwefel der frischen organischen Masse im Boden scheint bei der Leichtigkeit, mit der viele Bodenorganismen seine Oxydierung vornehmen können, zum größten Teil mineralisiert zu werden und in die Bodenlösung überzugehen. Der Hinweis von A. RIPPEL<sup>5</sup>, daß der in Humusstoffen festgelegte Schwefelanteil auch beträchtlich sein kann und Beachtung verdient, hat anscheinend bisher

<sup>1</sup> JOFFE, J. S., u. C. W. WATSON: Soil profile studies: V. Mature podzols. Soil Sci. **35**, 313 (1933).

<sup>2</sup> SCHMUZIGER, A.: Über die Verteilung und den Chemismus der Humusstoffe in den Profilen einiger schweizerischer Bodentypen. Promotionsarbeit d. Eidg. Techn. Hochsch. Zürich 1935. 123 S.

<sup>3</sup> McLEAN, W.: Effect of hydrogen peroxide on soil organic matter. J. agricult. Sci **21**, 251 (1931).

<sup>4</sup> DUTHIE, D. W.: Studies in tropical soils. IV. Organic transformations in soils, composts and peat. J. agricult. Sci. **27**, 162 (1937).

<sup>5</sup> RIPPEL, A.: Zur Kenntnis des Schwefelkreislaufs im Boden. J. Landw. **76**, 7 (1928). — S. A. WAKSMAN'S Handbuch „Humus“ bringt außer 10 Zeilen allgemeinen Inhalts nichts über Schwefel (S. 150, 1936).

noch keine Nachprüfung und Weiterführung gefunden. M. A. WINOKUROW<sup>1</sup> bezeichnet den Schwefelgehalt des organischen Bodenanteils als mengenmäßig unbedeutend; die in Degradierung begriffenen Schwarzerden zeigen die geringsten Schwefelgehalte. Daß aber, über längere Zeiträume betrachtet, die beim Eiweißabbau entstehenden und auch die aus absterbender Pflanzenmasse unmittelbar in die Bodenlösung entlassenen Sulfationen einen ganz wichtigen Verwitterungseinfluß bedeuten, hat E. BLANCK<sup>2</sup> inzwischen bewiesen. Der herbstliche Blattfall und die Humusschicht, besonders in Wäldern, sind eine Quelle für ständige Schwefelsäurezufuhr zum Boden und Gestein. Damit wurde die früher den sauren Humussubstanzen fälschlich allein zugeschriebene Bleichwirkung auf darunterliegende Bodenschichten, die „Humussäureverwitterung“, erst richtig erkannt und als größtenteils von dem viel stärker aufschließenden Agens Schwefelsäure herrührend gefunden. B. HEIMATH<sup>3</sup> ergänzt diese Befunde durch Titration von saurem Waldhumus und schlägt eine Berichtigung einer früher von SVEN ODÉN geäußerten Ansicht in folgendem Sinne vor: „Der saure Charakter ungekalkter Humusböden beruht nicht so sehr auf den Humussäuren selbst, sondern rührt von adsorbierten anorganischen Säuren, und zwar in erster Linie von Schwefelsäure, her, welche durch die Tätigkeit der Organismen oder vielleicht auch aus rein chemischen Oxydationsprozessen entstanden.“ An Stelle der gesperrt hervorgehobenen Worte sprach SVEN ODÉN früher nur von „adsorbierten organischen Säuren“, wobei er das Wesen dieser angeblichen organischen Säuren noch unbestimmt gelassen hatte.

#### Neue Ergebnisse über die stoffliche Beschaffenheit des humifizierten Anteils.

Bisher ist die wichtige Frage offen geblieben, ob die eigentlichen Humusstoffe ein bloßes und mehr zufälliges Gemenge der beiden Hauptgruppen von Lignin- bzw. Proteinabkömmlingen oder einen hochmolekularen, besonders sich bildenden Komplex darstellen, an dessen Aufbau beide Anteile, sowohl der N-freie wie der N-haltige, maßgeblich und etwa in bestimmtem Mengenverhältnis beteiligt sind. Während diese Frage für eine Gesamtbetrachtung des Humifizierungsvorganges keine so entscheidende Rolle spielt, ist ihre Lösung zur Erkennung der wahren stofflichen Beschaffenheit der Humusstoffe unerlässlich und daher in den letzten Jahren mit den verschiedensten Forschungsmitteln versucht worden. Die Dispersoidchemiker neigen vorläufig dazu, diese schwarzen Körper lediglich als inniges Gemenge der beiden Hauptanteile mit unbestimmtem Mengen- oder Verbindungsverhältnis anzusehen, wobei eine Vielzahl von ideal-amorphen Gelkomplexen entstehen kann. A. SCHMUZIGER<sup>4</sup> schildert die Beschaffenheit der stabilen Humusstoffe in folgender Weise: „Durch die Einlagerung mikrobiell synthetisierter polarer Stickstoffverbindungen in oder zwischen die kondensierten Ultramikronen vorwiegend aromatischen Charakters (von ligninartigem Chemismus) entstehen sperrige Micellen mit großer Oberflächenentwicklung. Diese innen-dispersen Komplextelchen können also ziemlich lockere Sekundäraggregate an

<sup>1</sup> WINOKUROW, M. A.: Der Schwefelgehalt im organischen Bodenanteil und eine Methode zu seiner Extraktion. *Bodenkunde (Moskau)* **32**, 493 (1937).

<sup>2</sup> BLANCK, E., u. H. EVLIA: Ein Beitrag zur Frage der Herkunft der im Gestein und Boden zirkulierenden sulfathaltigen Lösungen, sowie zum Kreislauf des Schwefels in der Natur. *Chem. Erde* **7**, 298 (1932). — BLANCK, E.: Die sog. „Humussäureverwitterung“ im Lichte neuester Bodenforschung. *Ernährg Pflanze* **29**, 41 (1933).

<sup>3</sup> HEIMATH, B.: Untersuchungen über Schwefelsäurevorkommen in saurem Waldhumus. *Z. Pflanzenernährg A* **31**, 229 (1933); Zitat S. 248.

<sup>4</sup> SCHMUZIGER, A.: Über die Verteilung und den Chemismus der Humusstoffe in den Profilen einiger schweizerischer Bodentypen. Promotionsarbeit d. Eidg. Techn. Hochsch. Zürich 1935, S. 24.

und für sich kondensierter, dichter und daher stabiler Mononen sein. Diese Auffassung erklärt die lockere, kolloidaktive Natur der Humusstoffe, deren leichte Peptisierbarkeit in Laugen und ihr ausgeprägtes Vermögen zur polaren Adsorption. Diese mit adsorptionsfähigen Valenzstellen durchsetzten Gele vermögen je Gewichtseinheit ebenso viele Äquivalente Kationen zu binden wie die beinahe maximaldispersen Eugele der Permutite. Die Innendispersität ist hoch. Zwischen den kompakten Ligninmononen sind die mikrobiellen Proteine eingesprengt und bilden das Sperrwerk, das das ganze Humuspolygon locker, eupermutoid, d. h. ziemlich allseitig für eintauschende Ionen zugänglich macht.“

Vergleicht man die Zugänglichkeit der intramicellaren Zwischenräume verschiedener Umtauschkörper, so stehen die Humusstoffe neben Permutit an der Spitze und weit über den für den Boden typischen Quelltonen; entsprechend liegt auch ihre Umtauschkapazität für Kationen mit bei den höchsten bekannten Werten und steigt bis zu 500 Milliäquiv. je 100 g Masse. Die Berechnungen von H. PALLMANN<sup>1</sup> zeigen deutlich die Haupterfahrung der Dispersoidchemie, daß der Umtauschvorgang in erster Linie vom Feinbau der dispersen Phase, also von ihrer aktiven Oberfläche und ihrer Aufladung, und erst in zweiter Linie vom Gesamtchemismus der umtauschenden Komplexe abhängt:

Im Vergleich zu den Tonen, besonders zu dem früher für die Bodenverwitterung oft modellartig untersuchten Kaolinitton, sind also die Humusstoffe wesentlich oberflächenaktivere Körper. Im Gegensatz zu dieser kolloidchemischen Auffassung stehen

Umtauschkörper	Relative innere Zugänglichkeit in %	Umtauschkapazität Milliäquivalent Ion je 100 g Umtauschkörper
Humusstoffe . . . .	100	130—500
Permutit . . . . .	100	250—500
Protein . . . . .	100	60—120
Quellton . . . . .	rund 50	40—120
Kaolinitton . . . . .	11	8—15.
Orthoklas . . . . .	4	5

die Untersuchungen von J. SEDLETZKY<sup>2</sup>, der den Huminsäuren eine kristalline Struktur zuschreibt. Durch Verwendung neuzeitlicher physikalischer Methoden, besonders der Röntgenographie, findet er in Torf und russischer Schwarzerde etwa 40% des organischen Anteils als Huminsäuren von kristalliner Natur. Er zieht den Schluß, daß die Huminsäure eine selbständige Verbindung mit bestimmten chemischen Eigenschaften sei, die durch reaktionsfähige Randgruppen höchst verwickelte Verbindungen mit Mineralkolloiden eingehen kann. Er weist ferner durch Auswertung der Hauptinterferenzen auf strukturengetische Zusammenhänge in der bekannten Reihe Lignin—Huminsäure—Braunkohle—Anthrazit—Graphit hin. Eine allerdings meist verborgene kristalline Natur der Huminsäuren hat auch schon K. SIMON<sup>3</sup> vermutet. Sein Standpunkt ist folgender: „Der durch röntgenspektrische Untersuchung geschärfte Blick hat so manche Körper als kristallin enthüllt, die man bisher für amorph hielt, so z. B. die Zellulose. Das eigentliche chemische Molekül wird dann gar nicht mehr als so riesig groß angenommen; nur ist eben das Assoziationsbestreben solcher Moleküle derart, daß die zerteilende Kraft des Lösungsmittels dagegen nicht aufkommt; es bilden sich daher Molekülaggregate, die als Ganzes zusammenhalten

<sup>1</sup> PALLMANN, H.: Zur physikalischen Chemie des Bodens. Erdbaukurs der Eidg. Techn. Hochsch. Zürich 1938.

<sup>2</sup> SEDLETZKY, J., u. B. BRUNOWSKY: Der Aufbau der Humussäure und ihre Beziehung zum Lignin und zu Kohlen. Kolloid-Z. 73, 90 (1935). — SEDLETZKY, J. D.: Kristallstruktur der Huminsäure und ihre strukturelle Beziehung zu Ligninen und Kohlen. Gedenkband für V. R. WILLIAMS. S. 233—260. Moskau 1935.

<sup>3</sup> SIMON, K.: Über die unterschiedlichen Eigenarten extrahierbarer Humussubstanzen. Z. Pflanzenernährg A 34, 158 (1934).

und so in die Größenordnung der Kolloide fallen. Wenn Stoffe dieser Beschaffenheit durch den Zustand der Zusammenballung in der Regel an der Auswirkung ihres eigentlichen chemischen Wesens behindert sind, schließt das doch nicht aus, daß sie echt chemisch reagieren können, sobald ein geeigneter Partner herantritt. Dieser Fall scheint offenbar bei den Huminsäuren in besonderem Ausmaß gegeben zu sein. Bei Ausfällung kommt es sofort zu Molekülaggregaten kolloidaler Natur, ein Zustand, der in ausreichend sauren Böden überwiegen dürfte. Dann freilich wirken die Huminsäuren nur als Kolloide, d. h. mit den Oberflächen der Molekülhaufen, die noch dazu mit allerlei adsorbierten Fremdstoffen verdeckt sein können. Die wahre Natur verbirgt sich im Innern, und schon deshalb ist dann eine klare Äußerung des tieferen Wesens nicht zu erwarten.“

Im Boden mit seinem großen Mineralanteil wird die Erkennung der wahren Beschaffenheit der Humuskörper noch erschwert und verdeckt durch die soeben schon angedeutete Möglichkeit, ja Wahrscheinlichkeit, daß die organischen Komplexe noch in Wechselbeziehungen zu den anorganischen Kolloiden treten. TH. SCHLOESING d. Ält.<sup>1</sup> hat das schon vor 65 Jahren erkannt und ausgedrückt: „L'argile possède une certaine tendance à s'unir aux humates du terreau pour former probablement une des ces combinaisons entre colloïdes signalées par GRAHAM.“ P. EHRENBURG<sup>2</sup> hat die Forschung nachdrücklich auf diesen wichtigen und den Schlüssel für das Verständnis vieler Bodeneigenschaften abgebenden Vorgang hingewiesen. Die russischen Bodenkundler um K. K. GEDROIZ haben den SCHLOESINGSchen Gedanken praktisch verwirklicht, indem sie mit dem allgemeinen Begriff des „adsorbierenden Bodenkomplexes“ arbeiten, da ja auch die einfacheren Abtrennungsmethoden für die feinsten Bodenteilchen ein inniges Gemenge von Kolloiden, Humusgelen und von Hydroxyden von Eisen und Aluminium ergeben. So erwünscht diese Arbeitshypothese eine Zeitlang war, um einen Fortschritt gegenüber einer mehr mineralogisch beeinflussten Auffassung von der Bodenverwitterung zu erreichen, so wenig wird aber doch diese allgemeine Betrachtungsweise den besonderen Eigenschaften der einzelnen Komplexe gerecht. P. EHRENBURG<sup>3</sup> empfiehlt daher neuerdings, die gesonderte Behandlung der voraussichtlich in Betracht kommenden Komponenten des adsorbierenden Bodenkomplexes, also auch des Humusanteils, nicht mehr so stark wie bei den Russen zurückzustellen. In dieser Richtung hat die Schule von G. WIEGNER schon umfassende Vorarbeit geleistet, die auf dem Umweg über die vorläufig noch besser untersuchbaren Proteine auch einmal der Humusforschung zugute kommen wird. H. PALLMANN<sup>4</sup> gliedert die verschiedenen Umtauschkörper im Boden, nämlich kristallisierte Silikate, Gele von  $\text{SiO}_2$ ,  $\text{Al}(\text{OH})_3$ ,  $\text{Fe}(\text{OH})_3$ , Allophan-tone, Humusstoffe, Lignin, hochpolymere Kohlehydrate und Proteine in die großen Gruppen der kompakten Umtauschkörper mit unzugänglichen Innendispersitäten, der starren innendispersen Umtauschkörper und der elastischen innendispersen Umtauschkörper. Er kann die obengenannten, im Boden vorkommenden Komplexe sehr gut diesen verschiedenen Gruppen als Beispiele zuteilen — bis auf die Humusstoffe. Auch von einer so vollständigen Schilderung der Kolloide einer ganzen Stoffgruppe, wie sie H. PALLMANN<sup>5</sup> für

<sup>1</sup> SCHLOESING, TH.: Über die Bestimmung des Tons in der Ackererde. C. r. Acad. Sci. Paris **78**, 1276 (1874).

<sup>2</sup> EHRENBURG, P.: Die Bodenkolloide. 3. Aufl. Dresden und Leipzig 1922. S. 123—131, Ton und Humus.

<sup>3</sup> EHRENBURG, P.: Der Bau des Ackerbodens. Dresden und Leipzig 1933. S. 26/27, Der adsorbierende Bodenkomplex.

<sup>4</sup> PALLMANN, H.: Über starre und elastische Austauschkörper. Bodenkundl. Forsch. **6**, 21 (1938).

<sup>5</sup> PALLMANN, H.: Zur physikalischen Chemie der Kolloide, insbesondere der Eiweißkörper. Schweiz. med. Wschr. **67**, 528 (1937).

die Eiweißkörper mit Hilfe einer Fülle von physikalisch-chemischen Einzelangaben vornimmt, ist man in bezug auf die Humusstoffe noch weit entfernt. Andererseits hat, wenn man an die mögliche Kristallstruktur der Huminsäuren denkt, die Forschung in dieser Richtung bisher längst nicht jene sicheren Ergebnisse liefern können, wie sie bei der Untersuchung der Tonfraktion in deutschen<sup>1</sup> und ausländischen<sup>2</sup> Arbeiten zum Vorschein kamen. Es ergibt sich für die stoffliche Beschaffenheit der Humuskörper also auch heute noch das schon sprichwörtlich gewordene unbefriedigende Bild einer noch nicht geklärten Grenzstellung dieser Stoffgruppe im Gebiet der messenden Naturwissenschaften, die mit einseitig gerichteten Untersuchungsmethoden nicht zu erobern sein, sondern sich erst einer sehr umfassenden Betrachtungsweise richtig erschließen wird.

#### Ionenumtausch an Humusstoffen und Beziehungen zwischen den organischen und den anorganischen Umtauschkörpern (Sorptionskomplexen).

Über die Beschaffenheit der organischen Bodenkolloide liegen Untersuchungsreihen von M. S. ANDERSON und H. G. BYERS<sup>3</sup> vor, welche ihr Material mit der im nordamerikanischen Bureau of Soils viel benutzten Superzentrifuge gewinnen. Zum Vergleich stellen sie auch Kolloidzerteilungen von solchen Stoffen her, welche Ausgangspunkte der Humusbildung sind, nämlich von verrottetem Heu und Stroh und vom Plasmakörper bekannter Bodenorganismen (*Pseudomonas fluorescens* und *Alternaria* spez.). Die elektrodialysierten Kolloide, deren größter Anteil im Falle von Bodenproben aus dem Lignohuminkomplex besteht, sind stark sauer, ihre  $p_H$ -Werte liegen zwischen 2,3 und 3,7. Bei der Absättigung mit NaOH wird eine kleinere Basenmenge als bei der Umsetzung mit verdünntem  $NH_4OH$  verbraucht. Die Wasserdampfaufnahme über 30proz. Schwefelsäure liegt höher als bei den hygroskopisch wirksamsten anorganischen Kolloiden. Ein Mischen der Humusstoffe mit Quarzmehl und Hydroxyden von Fe und Al vermindert mehr oder weniger ihren Säurecharakter und ihre Umtauschfähigkeit, und zwar am stärksten beim Zusammenbringen mit Kolloiden aus Cecil-Böden. Dies läßt auf eine engere Bindung zwischen den sauren organischen Kolloiden und den Sesquioxiden des Tonkörpers schließen. A. O. ALBEN<sup>4</sup> findet für Humus ein Umtauschvermögen, das 7mal höher liegt als dasjenige des in Amerika meist zu solchen Vergleichen benutzten Kolloidtons Bentonit; dessen Kapazität ist aber an sich schon höher als diejenige der tonigen Bestandteile der gewöhnlichen Böden. C. ANTONIANI<sup>5</sup> gewinnt eine dialysierte Kolloiddispersion mit 83% organischer Masse, deren Rest aus Oxyden von Fe, Al, Si und P besteht, und die ihren isoelektrischen Punkt bei  $p_H$  7,4 besitzt. Die große und nun schon im

<sup>1</sup> JACOB, A., U. HOFMANN, H. LOOFMANN u. E. MAEGDEFRAU: Chemische und röntgenographische Untersuchungen über die mineralische Sorptionssubstanz im Boden. Beih. zu Z. Ver. deutsch. Chem. **1935**, Nr 21. — JACOB, A., U. HOFMANN u. H. LOOFMANN: Die Identifikation der Tonsubstanz des Bodens durch Röntgenuntersuchungen. Verh. 3. internat. Kongr. Bodenkde Oxford **1**, 85 (1935).

<sup>2</sup> KELLEY, W. P.: The evidence as to the crystallinity of soil colloids. Verh. 3. internat. bodenkdl. Kongr. Oxford 1935 **3**, 88 (1936) — The significance of crystallinity in relation to base exchange. Ebenda S. 92. — SEDLETZKY, J.: Genesis der Minerale von Bodenkolloiden der Montmorillonitgruppe. (Deutsch.) C. r. (Doklady) Acad. Sci. Moskau **17**, 375 (1937).

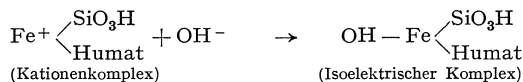
<sup>3</sup> ANDERSON, M. S., u. H. G. BYERS: Character and behavior of organic soil colloids. U. S. Dept. Agricult. Techn. Bull. **377** (1933).

<sup>4</sup> ALBEN, A. O.: Reactions of electro-dialyzed humus and bentonite and application of the method. J. amer. Soc. Agronomy **22**, 311 (1930).

<sup>5</sup> ANTONIANI, C.: Sul compostamento in campo elettrico dei complessi colloidali umico-minerali. Atti Accad. naz. Lincei (6) **13**, 524 (1931).



zweiten Jahrzehnt laufende Untersuchungsreihe von S. MATTSON<sup>1</sup> über die Eigenschaften des Kolloidanteils im Boden bringt den tiefsten Einblick in die Zusammenhänge und Gesetzmäßigkeiten dieser verwickelten Vorgänge. Die Arbeiten des Genannten bilden ein Gebiet von Überlegungen und Ergebnissen für sich und können hier kaum mehr als andeutend umrissen werden. Er stellt isoelektrische Fällungen von Al- und Fe-Humaten, Phosphohumaten und Silikohumaten her und untersucht deren dispersoide Eigenschaften, besonders ihre Beständigkeit in dem im Boden möglichen Reaktionsbereich von etwa  $p_H$  3—8. Seine Arbeitsweise drückt am kürzesten das folgende Schema aus:



Den neuen Gesichtspunkten entsprechend, verbreiterte er die Untersuchungen auch auf Albumin, Kasein, Edestin und Glutin (Gelatine) und die entsprechenden Al- und Fe-Proteinate und Proteinhumate. Zuletzt gingen K. BORATYNSKI und S. MATTSON<sup>2</sup> zur Prüfung der Humuskomplexe im Boden selbst über und begannen mit den Humuskörpern des Podzols, da bei diesem Bodentyp die Schichtung im Profil besonders deutlich ist und große Unterschiede in der Ausbildung des Humus aufweist, wobei die Vegetation des Standorts als  $F_0$ -Horizont mit einbezogen wird. Sie finden dabei etwa folgende Verhältnisse:

Untersuchungsschicht	$F_0$ = Heidekrautvegetation (lebend)	$F_2$ = teilweise zersetzte Bodenstreu in 2—4 cm Tiefe	$A_1$ = schwarzer, feinkörniger Humus im gebleichten Mineralboden in 13—15 cm Tiefe
a) 100 g ursprünglicher Humuskörper binden Milliäquivalente NaOH bei $p_H = 7$ . .	42	78	130
b) 100 g gefälltes Humusazidoid tauschen Milliäquivalente Ca ein . . . . .	147	244	422
Verhältnis von b : a . . . . .	3,5	3,1	3,2

Auffallend ist dabei das gleichbleibende Verhältnis b : a in den Schichten  $F_0$  bis  $A_1$  trotz des mit der Humifizierung erwartungsgemäß wachsenden Neutralisations- und Umtauschvermögens, ein Umstand, der mehrere Deutungsmöglichkeiten zuläßt.

P. E. TURNER<sup>3</sup> fand an über 50 tropischen Böden, daß die Umtauschkapazitäten des organischen Bodenanteils, des Tones und des feinen Schluffs im Durchschnitt im Verhältnis von 30 : 5 : 1 zu einander liegen (oder zwischen Humus und Ton im Verhältnis 6 : 1). Er berechnet daraus folgende Äquivalentgewichte: für organische Bodenmasse 660 mit  $\pm 410$  Streuung, für Ton 4100  $\pm$  600. W. T. MCGEORGE<sup>4</sup> stellt einen engen, im graphischen Bild geradlinigen Zusammenhang zwischen der gesamten Austauschkapazität von Bodenproben und ihrem Kohlenstoffgehalt, also ihrem Humusanteil, auf und schreibt sie hauptsächlich

<sup>1</sup> MATTSON, S.: The laws of soil colloidal behavior. IV. Isoelectric precipitates. Soil Sci. **31**, 57 (1931) — VII. Proteins and proteinated complexes. Soil Sci. **33**, 41 (1932) — XX. (mit K. C. HOU). The neutral salt effect and the amphoteric points of soils. Ebenda **44**, 151 (1937) — The  $p_H$  and base saturation of the podzol profile. Verh. 3. internat. bodenkdl. Kongr. Oxford **1**, 67 (1935).

<sup>2</sup> BORATYNSKI, K., u. S. MATTSON: The electro-chemistry of soil formation. Ann. Agricult. Coll. Sweden **7**, 63 (1939).

<sup>3</sup> TURNER, P. E.: An analysis of factors contribution to the determination of saturation capacity in some tropical soil types. J. agricult. Sci. **22**, 72 (1932).

<sup>4</sup> MCGEORGE, W. T.: The base exchange property of organic matter in soils. Verh. 2. internat. bodenkdl. Kongr. Moskau 1930 **3**, 111 (1932) — Organic base exchange compounds in soils. J. amer. Soc. Agronomy **26**, 575 (1934).

den Ligninabkömmlingen zu. J. MITCHELL<sup>1</sup> findet, daß ein 7—8stündiges Glühen bei 350—400° C den Basenaustausch des organischen Bodenanteils nicht tiefer als die Oxydation mit Wasserstoffperoxyd herabdrückt. Für den zerstörten Anteil berechnet er ein Umtauschvermögen von 70—200 Milliäquiv./100 g Masse und setzt es ebenfalls in engere Beziehung zu den ligninartigen Komplexen, da kein Zusammenhang mit dem N-Gehalt der Einzelproben besteht. H. C. MILLAR, F. B. SMITH und P. E. BROWN<sup>2</sup> allerdings, welche verschiedene organische Ausgangsstoffe (Getreidestroh, Sudangras, Hirse) während einer 210 Tage dauernden Verrottung auf ihren Basenaustausch untersuchten, heben gerade eine engere Beziehung zum Proteingehalt hervor. Die gelegentlichen Widersprüche zwischen solchen einzelnen Befunden können wohl mit Schwierigkeiten in der Methodik und Unterschieden im Experimentieren erklärt werden, worauf auch die Überlegungen von L. KOTZMANN<sup>3</sup> und L. C. OLSON und R. H. BRAY<sup>4</sup> hindeuten. H. ZADMARD<sup>5</sup> hat soeben mit den von G. WIEGNER und H. PALLMANN für die Untersuchung des kolloidchemischen Verhaltens wichtiger disperser Systeme geschaffenen Methoden einen neuen Gesichtspunkt bei den Umtauschvorgängen an Humuskörpern gefunden. Er betrachtet den Humus insgesamt nur als einen Mischkörper aus zahlreichen organischen Komplexen, die beim Abbau der pflanzlichen und tierischen Stoffe zurückbleiben oder durch die Tätigkeit der Kleinlebewesen neu gebildet werden, und benutzt als Ausgangspunkt einen gut zersetzten, weicherdigen Hochmoortorf aus 3 m Tiefe eines Torfstichs, der lediglich durch mehrtätige Vorbehandlung mit schwacher Salzsäure entbast wurde. Bei den daraus hergestellten reinen Umtauschkörpern Kaliumhumus und Kalziumhumus ergibt sich als Regel, daß „beim Ioneneintausch an Humusgrenzflächen jene Ionen im Eintausch bevorzugt sind, die die gleiche Wertigkeit wie das austauschende Ion aufweisen; an Kaliumhumus tauschen die Alkaliionen bevorzugt und verstärkt ein, bei Kalziumhumus sind die Erdalkalitionen eintauschkraftiger“.

Der schon erwähnte Grundgedanke von TH. SCHLOESING, daß die Humus- und die Tonkolloide im Boden eine gewisse Bindung eingehen, ist eine Zeitlang nur so aufgefaßt worden, daß diese Stoffe verkittend auf das übrige Mineralgerüst im Boden wirken und daß die Bodenstruktur hauptsächlich von Kolloidhüllen abhänge, die in gelartiger Form die einzelnen Quarzkörner, Feldspatsplitter usw. umgeben. Nachdem schon A. DEMOLON und G. BARBIER<sup>6</sup> durch Mischen der organischen Masse von verrottetem Stroh mit Ziegelton eine gewisse „Fixierung“ beider Anteile gelang, ohne daß die Art der Bindung dabei klar wurde, sind diese wichtigen Fragen durch die neuen Versuche und Überlegungen von S. MATTSON, L. MEYER, D. I. SIDERI und A. TH. TYULIN inzwischen gut gefördert worden. L. MEYER<sup>7</sup>

<sup>1</sup> MITCHELL, J.: The origin, nature and importance of soil organic constituents having base exchange properties. *J. amer. Soc. Agronomy* **24**, 256 (1932).

<sup>2</sup> MILLAR, H. C., F. B. SMITH u. P. E. BROWN: Die Basentauschfähigkeit verrottender organischer Substanz. *J. amer. Soc. Agronomy* **28**, 753 (1936).

<sup>3</sup> KOTZMANN, L.: Die Rolle des Humus im Absorptionskomplex. *Landw. Forsch. Ungarn* **2**, 537 (1929) — *Biedermanns Zbl. B* **59**, 200 (1930).

<sup>4</sup> OLSON, L. C., u. R. H. BRAY: The determination of the organic base-exchange capacity of soils. *Soil Sci.* **45**, 483 (1938).

<sup>5</sup> ZADMARD, H., Zur Kenntnis der kolloidchemischen Eigenschaften des Humus. *Kolloid-Beih.* **49**, 315—364 (1939).

<sup>6</sup> DEMOLON, A., u. G. BARBIER: Conditions de formation et constitution du complexe argilo-humique des sols. *C. r. Acad. Sci. Paris* **188**, 654 (1929).

<sup>7</sup> MEYER, L.: Darstellung und Verwendung von Humus-Ton-Gemischen als Träger von Pflanzennährstoffen und als Bodenverbesserungsmittel. *Z. Pflanzenernährg* **39**, 211 (1935) — Die Entwicklung der pflanzlichen Agrikulturchemie seit JULIUS KÜHN und die Leistungsfähigkeit unserer Böden als Forschungsaufgabe der Gegenwart. *Kühn-Arch.* **50**, 229 (1938).

schließt aus Röntgenbildern einer Mischung von Kalziummontmorillonit und reiner Schwarzerdehumussäure, daß die innige Bindung beider Anteile zu einem Ton-Humus-Komplex nur an der Oberfläche erfolgt sein kann, da das Kristallgitter des Tones in keiner Weise beeinflußt wurde. Als verbindende Brücke zwischen beiden Komponenten sieht er dabei die Ca-Ionen an, mit denen die Oberfläche des Montmorillonittones belegt ist. Natur und Zustand der mineralischen Umtauschkörper sind daher die wichtigste Grundlage und Vorbedingung für die erwünschte Bereicherung der Böden durch stabile Humusstoffe. Mit Hilfe des Stabilitätskoeffizienten nach A. HOCK, einem Kennwert für das Verhältnis zwischen stabilen Kalkhumaten und weniger stabilen Huminsäuren in derselben Bodenprobe, ordnet L. MEYER seine Befunde in eine Reihe, an der man die sehr verschiedene Eignung des jeweiligen Mineralanteils der Böden zur Bildung beständiger Humuskörper erkennen kann (Tab. 8). D. I. SIDERI<sup>1</sup>

Tabelle 8. Abhängigkeit der Stabilität der Humuskörper vom Mineralaufbau des Bodentypus (L. MEYER).

Boden	% Kalk (CaCO <sub>3</sub> )	% Gesamthumus	Stabilitätsgrad bzw. Stab.-Koeffizient (nach Hock)
1. Torfhumussäure . . . . .	—	100	0,06
Braunerden:			
2. Anmooriger, kalkreicher Humusboden . . . . .	28	13,2	2,6
3. Schwerer Lehmboden, kalkarm . . . . .	0,5	1,70	4,0
4. Schwerer Lehmboden, kalkreich . . . . .	25	4,45	8,5
Schwarzerden:			
5. Degradierete Schwarzerde . . . . .	0,0	1,40	10
Schwarzerdeprofil:			
6. Ackerkrume (in alter Kultur) . . . . .	3,2	3,32	26
7. Übergang zur echten Schwarzerde . . . . .	3,5	2,94	150
8. Echte Schwarzerde . . . . .	5,0	3,22	180
9. Reines Ca-Humat aus Schwarzerde . . . . .	—	100	500

schließt aus seinen durch Mikrophotogramme von Ton-Humus-Gemischen unterstützten Versuchen, daß die Spannung der Wasserhäute und eine gewisse Orientierung der Kolloidteilchen an der Oberfläche größerer Aggregate ein bisher übersehener, aber wichtiger Faktor bei der Strukturbildung sind. Die große Bindefestigkeit kann nach ihm nicht durch die Gegenwart von Ca erklärt werden, vielmehr vornehmlich durch die erwähnte Gruppenanordnung. Humusstoffe und Tonteilchen werden auf diese Weise zum Teil irreversibel an der Oberfläche reiner Quarzkörner festgelegt und fördern ihrerseits dann die Verkettung der einzelnen Sandkörner zu widerstandsfähigen Krümeln. Nach Meinung von W. R. WILLIAMS<sup>2</sup> ist übrigens ein einzelner organischer Körper, die (sog.) Ulminsäure, wichtig für eine gute Bodenstruktur; sie entsteht bei anaeroben Umsetzungen und neigt besonders zu Alterungserscheinungen. A. TH. TYULIN<sup>3</sup>, dessen letzte Arbeit eine ganze Reihe jetzt weniger zugänglicher russischer Untersuchungen von ihm selbst und anderen russischen Forschern erschließt, trennt durch fraktionierte Koagulierung die gemischten („organo-mineralischen“) Gele

<sup>1</sup> SIDERI, D. I.: On the formation of structure in soil. II. Synthesis of aggregates; on the bonds uniting clay with sand and clay with humus. *Soil Sci.* **42**, 461 (1936).

<sup>2</sup> WILLIAMS, W. R.: Über die Festigkeit der Bodenstruktur. *Bodenkde (Moskau)* **30**, 746 (1935).

<sup>3</sup> TYULIN, A. TH.: The composition and structure of soil organo-mineral gels and soil fertility. *Soil Sci.* **45**, 343 (1938).

der Schwarzerde in zwei Gruppen. Die erste Gruppe ist besonders eigenartig aufgebaut, denn sie besteht aus einem Ton-Humus-Kern, dem eine weitere Humusfraktion an der Oberfläche weniger fest, ja sogar ausgesprochen lose aufgelagert ist. Dieser ziemlich kleine Anteil lose aufliegender humifizierter Masse mit einem sehr hohen Umtauschvermögen — über 400 Milliäquiv./100 g — bestimmt nach seiner Meinung in erster Linie das Verhalten und die Eigenschaften der typischen Schwarzerde, besonders ihre hohe Fruchtbarkeit, da die N- und P-Gehalte dieses Humusanteils anscheinend den Pflanzen leicht zugänglich sind. Eine solche Fraktionsanalyse nach TYULIN gibt ein sehr stark unterteiltes Bild von der chemischen Zusammensetzung der Humuskörper, in dem besonders auch die ungleiche Verteilung von N und P auf die einzelnen Fraktionen auffällt (Tab. 9).

Tabelle 9. Chemische Zusammensetzung einer Schwarzerdeprobe und ihrer Gelgruppen (A. TH. TYULIN).

Untersuchungsgruppe	% Gesamtmenge	Milliäquiv. Sorptionskapazität	% C	% N	% P <sub>2</sub> O <sub>5</sub>
Gesamtprobe . . . . .	—	45	3,25	0,29	0,14
Erste Gelgruppe insgesamt . . . . .	100	81	5,3	0,74	0,30
Erste Humatfraktion davon . . . . .	2,7	417	46,2	4,7	0,35
Zweite Humatfraktion davon . . . . .	3,8	338	41,4	3,2	0,72
Rückstand . . . . .	93,5	48	2,5	0,16	0,10
Erste Humatfraktion der zweiten Gelgruppe .	—	178	34,6	n. b.	0,64
Zweite Humatfraktion der zweiten Gelgruppe	—	180	38,1	n. b.	2,20
Rückstand . . . . .	—	37	1,9	n. b.	0,14
Humatfraktion b der zweiten Gelgruppe . . .	—	250	48,4	3,3	1,48

### Chemische und physikalische Untersuchung der Huminsäuren.

Die Beschreibung der Methoden zur Bestimmung der Beschaffenheit des organischen Bodenanteils<sup>1</sup> enthält schon grundsätzliche Angaben über die Stellung der Huminsäuren und die Möglichkeit ihrer Erfassung als besonders gekennzeichnete Formen der Humuskörper. Jene methodischen Ausführungen müssen für die weitere Besprechung dieser Körperklasse als bekannt vorausgesetzt werden. W. FUCHS<sup>2</sup> hat in einem Sammelbericht über Huminsäuren 1930 alles vereinigt, was damals über Definition, quantitative Bestimmung, Reindarstellung, Analysegänge, Gruppenbestimmung im Huminsäuremolekül, Derivate, Abbau durch saure und alkalische Oxydation, Ion- und Solcharakter der Säure- und der Humatform, Oberflächenspannung, Elektrophorese, optisches Verhalten, Ultrafiltration und Diffusion, Viskosität, Peptisation, Sorptionsvermögen, biologische Entstehung und Umwandlungsmöglichkeit dieser Körperklasse bekannt war. Es mußte daher auffallen, daß S. A. WAKSMAN<sup>3</sup> kurz danach die gesamte Humuschemie als nutzlos, ja beinahe schädlich für weitere Fortschritte auf diesem Gebiet hinstellte, teilweise wohl aus einer bei ihm selbst liegenden Vermengung oder Verwechslung der beiden Hauptziele von Biologie und Chemie in der Frage des organischen Bodenanteils. Während nämlich die Aufklärung der Entstehung des Humus

<sup>1</sup> Vgl. diesen Band S. 381—393.

<sup>2</sup> FUCHS, W.: Huminsäuren (Wissenschaftl. u. techn. Sammelreferate XVIII). Kolloid-Z. 52, 248 u. 350; 53, 124 (1930). Die Definition lautet hier: Die Huminsäuren sind eine Gruppe natürlicher Oxy-Karbonsäuren, die in der Natur durch Zersetzung von abgestorbenem Pflanzenmaterial als amorphe dunkle Substanzen entstehen, Wasserstoffionen liefern und Salze bilden, welche die Fähigkeit des Basenaustausches haben.

<sup>3</sup> WAKSMAN, S. A.: The origin and nature of humus. Verh. 2. Komm. u. Alkalisubkomm. internat. bodenkdl. Ges. Kopenhagen 1933 A, 119—132.

in erster Linie der Biologie obliegt, die sich hierbei ganz ungehindert fühlen kann und so viele Versuche darüber wie möglich ausführen soll, hat die Chemie schon seit langer Zeit die Aufklärung der Beschaffenheit des Humus versucht. Daß sie dabei auf Humusablagerungen von gewisser Beständigkeit und Einheitlichkeit zurückgriff, welche die Natur in der Schwarzerde, im Torf und in der Braunkohle selbst bietet, war wenigstens für den Anfang aus verschiedenen Gründen verständlich. U. SPRINGER<sup>1</sup> hat die von S. A. WAKSMAN in Bausch und Bogen vorgenommene und in vielen Punkten nicht stichhaltige Verurteilung der Humuschemie scharf zurückgewiesen. Gegenüber dem Wunsch seines Gegners auf Ausmerzung des Begriffs Huminsäure betont er, daß eine reinliche begriffliche und analytische Trennung des organischen Bodenanteils in seine einzelnen Stoffgruppen und vor allem eine möglichst scharfe Abgrenzung der eigentlichen Humusstoffe von den übrigen organischen Bodenbestandteilen notwendig und zur Zeit auch schon möglich sei. „Die Frage, aus welchen Stoffgruppen die echten Humusstoffe in der Natur gebildet werden, ist heute noch nicht so restlos geklärt, daß die Gleichsetzung der Lignin-Protein-Komplexe mit den natürlichen Huminsäuren berechtigt wäre, zumal zwischen diesen beiden ganz wesentliche chemische Unterschiede bestehen. Es wäre daher vollkommen abwegig, wenn man den Begriff der Huminsäure als Sammelbegriff für eine besondere Gruppe chemisch offenbar nahe verwandter, bis jetzt noch wenig erforschter Körper von ganz charakteristischen Eigenschaften aufgeben wollte. Insbesondere aber hat niemand das Recht, mit dogmatischen, quasi ex cathedra gegebenen Erklärungen einer ihm vielleicht unliebsamen, aber bereits praktisch bewährten Forschungsrichtung die Daseinsberechtigung abzuspochen.“ S. A. WAKSMAN<sup>2</sup> räumt in seiner Antwort ein, daß er selbst als erster es begrüßen würde, wenn „der Begriff Huminsäure die angesammelten Tatsachen betreffend die chemische Natur des Humus besser verstehen lassen“ könnte. U. SPRINGER, A. HOCK, K. SIMON u. a. sind den Beweis für die Nützlichkeit des Festhaltens an bestimmten Humusfraktionen nicht schuldig geblieben, und zwar gerade zur Beurteilung der Humusstoffe in den Haupttypen unserer eigentlichen Böden, deren Kenntnis im letzten Jahrzehnt mehr gefördert wurde als in einem halben Jahrhundert zuvor.

Durch das im methodischen Teil schon näher geschilderte System einer Reihe von Kennwerten für den Humuskomplex, gewonnen durch die chemische und kolorimetrische Untersuchung der Fraktionen, war es möglich, den Humus in seiner ganzen Vielgestaltigkeit näher zu erfassen. Sie drückt sich in den vielen möglichen Bindungsformen mit den zwei- und dreiwertigen Kationen aus, die U. SPRINGER<sup>3</sup> in einer Übersicht unter Nennung von Merkmalen und Beispielen zusammenfaßt (Tab. 10, S. 415). Es gelang danach vor allem, die wichtige Unterscheidung in zwei Haupttypen von Huminsäuren zu treffen. U. SPRINGER<sup>4</sup> stellt folgende Reihe auf, deren Glieder in der Natur aber meist in Mischung, also wohl niemals allein angetroffen werden: Humoligninsäuren (dem Lignin nahe-

<sup>1</sup> SPRINGER, U.: Ist der Begriff „Huminsäure“ heute noch berechtigt? Z. Pflanzenernährg A **35**, 334 (1934).

<sup>2</sup> WAKSMAN, S. A.: Der Platz der Huminsäure in der Chemie des Humus. Z. Pflanzenernährg **37**, 52 (1935).

<sup>3</sup> SPRINGER, U.: Zur Kenntnis der Bindungsformen der Humusstoffe, besonders in Waldböden. Z. Pflanzenernährg **45**, 327–352 (1936).

<sup>4</sup> SPRINGER, U.: Der heutige Stand der Humusuntersuchungsmethodik usw. Bodenkde u. Pflanzenernährg **6**, 312–388 (1938) — Farbtiefe und Farbcharakter von Humusextrakten in ihrer Abhängigkeit von der Alkalikonzentration, zugleich ein Beitrag zur Kenntnis der Humustypen. Z. Pflanzenernährg A **34**, 1 (1934) — Neuere Methoden zur Untersuchung der organischen Substanz im Boden und ihre Anwendung auf Bodentypen und Humusformen. II. Die Anwendung der Methoden auf Bodentypen und Humusformen. Ebenda A **23**, 1 (1931).

Tabelle 10. Übersicht über die Bindungsformen der Humusstoffe (U. SPRINGER).

1. Säurebehandlung ist ohne Einfluß auf die Farbtiefe; das Maximum der Farbtiefe wird unmittelbar durch Extraktion mit Alkalien ( $\text{Na}_2\text{CO}_3$ ,  $\text{NaOH}$ ) erhalten:
  - a) Die Humusstoffe liegen größtenteils in freier Form vor. Vorkommen: Bodenbildungen vorwiegend organischen Charakters von saurer Natur (Hochmoortorf, Trockentorf, Rohhumus, saurer Alpenhumus).
  - b) Die Humusstoffe liegen in lockerer Bindung vorwiegend mit den zweiwertigen Kationen des Kalziums und Magnesiums vor. Die dreiwertigen Ionen treten zurück. Vorkommen: Saure bis annähernd neutrale (?) Mineralböden (schwach podsolige Böden, Wiesenböden u. ä.).
2. Säurebehandlung erhöht die Farbtiefe:
 

Die Humusstoffe liegen in fester Bindung mit den Ionen des Kalziums und Magnesiums vor (untergeordnet Kalium und Natrium). Die dreiwertigen Ionen sind an der Bindung nicht beteiligt. Vorkommen: Böden des Schwarzerdetypus [Schwarzerden, Rendzina-böden, neutrale bis alkalische Moor- und anmoorige Böden, Modererden, echte Braunerden mit neutraler bis alkalischer Reaktion; sämtliche guten Kulturböden; Niedermoor-torf, zum Teil auch aschereichere, selbst saure organische Bildungen (Übergangsmoor-torf), vereinzelt selbst bei Hochmoortorf].
3. Säurebehandlung erniedrigt die Farbtiefe:
 

Die Humusstoffe liegen in Bindung mit den Ionen des Eisens und Aluminiums vor und bilden einen säurelöslichen Eisen- (Tonerde-)Humuskomplex. Vorkommen: Böden des Podsoltypus von verschiedenem Podsolierungsgrad.

  - a) Azetylbromidvorbehandlung beeinflusst die Farbtiefe nicht: Lockere Bindung der Humusstoffe mit den Sesquioxiden.
  - b) Azetylbromidvorbehandlung erhöht die Farbtiefe im Sodaextrakt: Feste Bindung der Humusstoffe mit den Sesquioxiden.
4. Huminsäuren in komplexer Bindung mit Säuren und Basen: Humokieselsäuren, Humo-phosphorsäuren; komplexe Eisen- (Aluminium-)Huminsäuren.

stehend, in Azetylbromid noch löslich) — Lignohuminsäuren (Huminsäuren mit Übergangscharakter, in Azetylbromid bereits unlöslich) — echte Huminsäuren des Kasselerbrauntypus — echte Huminsäuren des Schwarzerdetypus. Die ersten drei Glieder bezeichnet U. SPRINGER als Braunhuminsäuren, da sie sowohl in der Entstehung wie auch in der Struktur verwandt sind, während er den Schwarz-erdetypus Grauhuminsäure nennt, da er sich in Verhalten und Eigenschaften stark von den Braunhuminsäuren abhebt. Die Grauhuminsäure unterscheidet sich von der Braunhuminsäure durch den schon im Namen zum Ausdruck kom-menden mehr schwarzgrauen statt bräunlichen Farbton, durch eine größere Elektrolytempfindlichkeit, durch stärkere Festlegung an Tonen und anderen Adsorptionsmitteln und durch große Beständigkeit gegen Lauge. An ihrer Ent- stehung sind wahrscheinlich biologische Vorgänge stark beteiligt; die reichliche Bildung von Mikrobenplasma dabei führt zu einem höheren Stickstoffgehalt als bei der Braunhuminsäure. Der graue Typus besitzt ungewöhnlich hohe Farb- zahlen zwischen 300 und 600, der braune Typus dagegen nur solche zwischen 50 und 150. Die Erkennung der Sonderstellung dieser hochmolekularen, schwer be- weglichen, meist gut stabilisiert vorliegenden Grauhuminsäuren war auch der Grund, weshalb U. SPRINGER dem K. SIMONSchen Verfahren der schonenden Ex- traktion in der Kälte mit Natriumfluorid oder Natriumoxalat trotz mancher be- stechender Vorzüge nicht den Vorrang einräumen konnte. Es erfaßt die besonders wertvollen Humusstoffe vom grauen Typ viel zu wenig, gibt also gerade für die ackerbaulich am besten geeigneten Böden nicht das richtige Bild. Das gilt übrigens nach U. SPRINGER auch für die noch zu besprechenden, von A. HOCK aufgestellten Kennwerte und Beziehungen, die sich aus Oxalatauszügen ableiten.

Das Verhalten einer Grauhuminsäurelösung aus ukrainischer Schwarzerde bei der Ausflockung durch Lauge gibt folgendes Zahlenbeispiel, aus dem die große

Beständigkeit gegen Lauge hervorgeht:

NaOH-Konzentration in Prozent . . .	0,1	0,2	0,4	0,6	0,8	1,0
Extinktionskoeffizient $k$ . . . . .	1,18	1,04	0,84	0,50	0,22	0,09
Farbintensität . . . . .	100,0	88,5	70,2	42,6	17,7	8,5

U. SPRINGER kann mit Hilfe einer ganzen Reihe von Kennwerten die beiden Huminsäuretypen in guter Weise von einander abgrenzen; er berechnet sie aus der Neigung der typischen Farbkurven, die bei logarithmischer Darstellung innerhalb des Meßfehlers geradlinig verlaufen und daher auch als „Farblinien“ bezeichnet werden können. Fünf solcher Möglichkeiten, welche die  $k$ -Werte bzw.  $\log k$ -Werte verschiedener Filter bei der Absolutkolorimetrie benutzen, bringt Tab. 11 (unten). Die Brauchbarkeit dieser Abgrenzungen erkennt man durch den Vergleich der senkrecht übereinander stehenden Werte, welche stets weit genug auseinanderliegen, um bei reinen Typen eine Unterscheidung vornehmen zu können. Untereinander stehen die fünf Berechnungsmöglichkeiten (d. h. alle Zahlen einer Waagerechten) in keinem näheren Zusammenhang.

A. HOCK<sup>1</sup> betont besonders, daß der Humusanteil eines Bodens meist aus einem Gemisch von mehreren chemisch ähnlichen Stoffgruppen besteht, wobei ihr Verhältnis untereinander ausschlaggebend ist für die von uns erkennbaren Merkmale der betreffenden Humusart und ihr Gesamtverhalten in der Bodenprobe. Er verwendet also die typischen Farblinien der unfraktionierten Proben bzw. ihre  $\text{tg}\alpha_1$ -Werte aus einem größeren Untersuchungsmaterial zu Durch-

Tabelle 11. Abgrenzung von Braun- und Grauhuminsäure mittels der  $k$ - und  $\log k$ -Werte (U. SPRINGER).

Huminsäure bzw. Farbtyp	$\frac{k F 8 - k F 3}{k F 5}$	Farbquotient	Farbquotient	log Farbquotient $a$	log Farbquotient $b$
		$\frac{k F 8}{k F 3}$	$\frac{k F 8}{k F 4}$		
Grauhuminsäure . . . . .	0,70—1,15	1,8—2,9	1,7—2,2	0,25—0,45	0,23—0,43
Braunhuminsäure aus grauhuminsäurehaltigen Böden (2proz. Laugeextrakt) . . . . .	> 1,3	> 3,6	> 2,5	> 0,55	> 0,40
Braunhuminsäure aus grauhuminsäurefreien Böden (0,5proz. Laugeextrakt) . . . . .	1,7—2,4	4,0—7,0	3,0—4,2	0,60—0,85	0,48—0,62
		(beim roten Farbtyp evtl. noch höhere Werte)			

schnittswerten für die Hauptbodentypen. Er nimmt ferner noch die Konzentrationslinien bzw. ihre  $\text{tg}\alpha_2$ -Werte hinzu und vereinigt beide Begriffe, also Zustandsform und Konzentration der Humusstoffe in der betreffenden Bodenprobe, durch Quotientbildung zu einem Sammelwert, den er „Huminsäurewert“ nennt. Für die Bodentypen ergibt sich damit folgende Gliederung:

Schwarzerden (schwarze Steppenböden) . . . . .	100—80	Huminsäurewert
Schwarzerden (braune Steppenböden) . . . . .	80—60	„
Degradierete Schwarzerden . . . . .	60—45	„
Humose Braunerden . . . . .	50—30	„
Braunerden allgemein . . . . .	35—20	„
Podsolböden . . . . .	35—10	„
Degradierete Braunerden . . . . .	20—10	„
Acidum huminicum Merck . . . . .	11—12	„

<sup>1</sup> Hock, A.: Farbtiefen- und Farbtonwerte als charakteristische Kennzeichen für Humusform und Humustyp in Böden nach neuen Verfahren. *Bodenkde u. Pflanzenernährg* **2**, 304 (1936/37) — Weitere Untersuchungen zur Humuscharakterisierung im Boden. *Ebenda* **5**, 1 (1937) — Beziehungen zwischen Konzentration und Farbwerten von Huminsäurelösungen. *Ebenda* **7**, 99—117 (1938) — Grundsätzliches bei Farbmessungen in Humuslösungen. *Ebenda* **7**, 279—302 (1938).

Je höher der Huminsäurewert liegt, um so wertvoller ist der Humustyp in bezug auf die beim Ackerbau erwünschten bodenchemischen und bodenphysikalischen Eigenschaften. Man erkennt schon aus dieser Staffelung deutlich, wieweit die Humuschemie über eine bloße Untersuchung der Huminsäure Merck bzw. ähnlicher, in den Laboratorien meist selbst hergestellter Präparate aus Torf oder Braunkohle hinausgegangen ist, bis zu der ganzen Vielfältigkeit der Humusformen in den Böden selbst. K. SIMON<sup>1</sup> hat bei seinen Arbeiten daneben immer auch auf die zwischen den meist pflanzlichen Ausgangsstoffen und den ausgereiften Humusstoffen stehenden Rotteprodukte geachtet und sich um deren Aufklärung bemüht. Seine Befunde sind besonders anwendbar für ackerbaulich stark genutzte Flächen, auf denen in größerem Umfang als auf jungfräulichen Böden mit einer jährlichen Zufuhr frischer organischer Masse zu rechnen ist, und dann auch für die Verfolgung von verwandten Rottungsvorgängen außerhalb des Bodens, z. B. im Stalldünger.

Im Sinne der physikalisch-chemischen Untersuchungen von SVEN ODÉN an Humuskörpern aus Torf oder Braunkohle liegen neuere Arbeiten vor, die zum Teil in bezug auf die möglichst schonende Gewinnung der Humuspräparate und auf die Meßmethodik Verbesserungen bringen, deren Ergebnisse aber eben nur mit Einschränkungen auf die Verhältnisse im Boden übertragen werden können. Es handelt sich um Bestimmungen des Molekulargewichts, des Äquivalentgewichts und der Basizität, der reagierenden Karboxyl- und der phenolischen Hydroxylgruppen<sup>2</sup>. Von W. FUCHS<sup>3</sup> stammt im Sinne dieser eng auf die Torf- und Kohlechemie eingestellten Arbeitsweise eine Bruttoformel der Huminsäure, nämlich  $C_{59}H_{35}O_{27}N(COOH)_4(OH)_3(CH \cdot CO)$ . W. SCHEELE<sup>4</sup> gibt als Einleitung eine Liste der „historischen“ Äquivalentgewichte aus den letzten 25 Jahren und ergänzt und erweitert diese Reihe durch eigene Befunde, bei denen die starke Abhängigkeit der Molekülgröße seiner Präparate von der Hydroxylionenkonzentration erkennbar ist. M. TOKUOKA und J. RUZICKA<sup>5</sup> untersuchen mit neuartiger Methodik die Reduktionsmöglichkeit der Huminsäureformen, um Analogien zu bekannten organischen Verbindungen (Furfural und Brenzschleimsäure) auffinden zu können.

<sup>1</sup> SIMON, K.: Beiträge zur unterscheidenden Charakterisierung von Huminsäuren und alkalilöslichen Ligninen. *Z. Pflanzenernährg A* **27**, 129 (1932) — Über die unterschiedlichen Eigenarten extrahierbarer Humussubstanzen. *Ebenda A* **34**, 144 (1934) — Färbungen und Oxydationswerte von Humusextrakten in gegenseitiger Beziehung. *Ebenda* **39**, 1 (1935) — Humus und Huminsäuren. *Prakt. Bl. Pflanzenbau* **12**, 362 (1935) — Die charakteristischen Humusstoffe, ihre Beurteilung und ihre Bedeutung im Stalldünger. *Bodenkde u. Pflanzenernährg* **1**, 257—301 (1936). — SIMON, K. †, u. H. SPEICHERMANN: Beiträge zur Humusuntersuchungsmethodik. *Bodenkde u. Pflanzenernährg* **8**, 129 (1938).

<sup>2</sup> FUCHS, W., u. W. STENGEL: Zur Kenntnis der Hydroxyl- und Karboxylgruppen der Huminsäuren. *Brennstoff-Chem.* **10**, 303 (1929) — *Liebigs Ann.* **478**, 277 (1930). — STADNIKOFF, G., u. P. KORSCHOW: Zur Kenntnis der Huminsäuren. *Kolloid-Z.* **47**, 136 (1929) — Über Huminsäuren. *Ebenda* **71**, 206 (1935). — SAMEC, M. [nach Versuchen von B. PIRKMAIER]: Zur Kenntnis der Huminsäuren. *Kolloid-Z.* **51**, 96 (1930). — STACH, H.: Zur Kenntnis der Huminsäuren aus Braunkohlen. *Z. angew. Chem.* **44**, 118 (1931) — Braunkohle **31**, 912 (1932). — DRAGUNOW, S. S.: Charakterisierung der Huminsäuren vom Standpunkte des Gehalts an Karboxylgruppen und stickstoffhaltigen Verbindungen. *Ber. Forsch.inst. Dünge- u. Pflanzenschutzmittel* 3. internat. bodenkdl. Kongr. Oxford. Leningrad 1935. — HEINEN, O. L.: Beiträge zur Kenntnis der Huminsäuren. *Diss. Univ. München* 1937.

<sup>3</sup> FUCHS, W.: *Die Chemie der Kohle*. Berlin 1931.

<sup>4</sup> SCHEELE, W., u. Mitarbeiter: Über Humussäuren. 1. Mitt. *Kolloid-Z.* **72**, 301 (1935) — 2. Mitt. *Ebenda* **73**, 84 (1935) — 3. Mitt. *Ebenda* **75**, 73 (1936) — 4. Mitt. *Ebenda* **77**, 312 (1936). — SCHEELE, W.: Beiträge zur Charakterisierung natürlicher Humusstoffe. *Kolloid-Beih.* **46**, 368—424 (1937).

<sup>5</sup> TOKUOKA, M., u. J. RUZICKA: Polarographische Untersuchung über die Humussäure, Hymetomelansäure und Torf mittels der tropfenden Quecksilberkathode. *Z. Pflanzenernährg A* **35**, 79 (1934).



E. JUNG<sup>1</sup> schildert die Kolloidreaktionen zwischen Eisenhydroxyd und alkalisch und neutral extrahierten Braunhuminsäuren aus Torf. Schon die Extraktionsweise führt zu Unterschieden im elektrochemischen Verhalten der Huminsäuren. Das Eisenhydroxyd wird durch überschüssiges Humat teilweise gelöst, was auf eine innere Komplexsalzbildung hindeutet. A. N. PURI und A. SARUP<sup>2</sup> verfolgen die doppelten Umsetzungen zwischen Natriumhumat und Chloriden von Ca, Mg, Al und Fe, wobei die Reaktion der Lösung im Sinne der MATTSONSchen Grundgedanken entscheidend ist. Die Beschäftigung mit künstlich, z. B. aus Zucker, hergestellten humusähnlichen Körpern, von der man früher einmal viel für die Aufklärung der Humuschemie erhoffte<sup>3</sup>, ist gegenüber der bodenkundlich durchaus wichtigeren Untersuchung der natürlichen Humuskörper stark zurückgegangen<sup>4</sup>. Die seit SVEN ODÉNS abweichender Stellungnahme offen gebliebene Streitfrage, ob Torf und Humus zur echten Neutralsalzzersetzung fähig sind, erfuhr nach anfänglicher Bejahung durch W. U. BEHRENS<sup>5</sup> eine erschöpfende Beantwortung durch M. TRÉNEL und Mitarbeiter<sup>6</sup>, die auch die Entwicklung des ganzen Problems mit enthält. M. TRÉNEL erkennt die Neutralsalzzersetzung durch Humusstoffe als Komplexerscheinung. Die Azidität der Neutralsalzauszüge wird hervorgerufen durch die Anwesenheit von organischen Verbindungen, in denen Aluminiumoxydhydrat entweder komplex gebunden ist oder im Gemisch fein zerteilt vorliegt, durch die höhere Löslichkeit schwerlöslicher organischer Säuren in Neutralsalzlösungen (nach Modellversuchen mit Stearinsäure) und durch Adsorption der Base aus dem Neutralsalz unter Freiwerden entsprechender Mengen von Mineralsäure im Sinne von KAPPEN. Bei R. W. BELING<sup>7</sup> finden sich noch weitere ausführliche Belege für das Verhalten von Huminsäuren zu Neutralsalzen, zu Azetaten und gegenüber wiederholter Behandlung zur Ermittlung des gesamten austauschbaren Wasserstoffs.

Als „Humusbegleitstoffe“ werden die in geringer Menge im Boden vorhandenen organischen Stoffe bekannter Zusammensetzung bezeichnet, welche während der mikrobiellen Umsetzungen meist nur vorübergehend auftreten und zum Teil ursprüngliche Bausteine der pflanzlichen und tierischen Reste sind, zum Teil im Stoffwechsel der Bodenorganismen erst entstehen. Nähere Kenntnis darüber verdanken wir den vor 30 Jahren begonnenen Arbeiten von O. SCHREINER und E. C. SHOREY<sup>8</sup>. Sie wurden non-humus constituents of the humus extract of soils genannt, was ihre nur lose Beziehung zu den echten Humusstoffen deutlich angibt. Mit Hilfe einer Methode von B. TOLLENS ermittelten E. C. SHOREY und

<sup>1</sup> JUNG, E.: Physikalisch-chemische Untersuchungen an Braunhuminsäuren. *Bodenkde u. Pflanzenernähr* **9/10**, 248 (1938).

<sup>2</sup> PURI, A. N., u. A. SARUP: Untersuchungen über Bodenhumus. II. Potentiometrische Verfolgung der Bildung von Humussäuren und Humaten. *Soil Sci.* **45**, 165 (1938).

<sup>3</sup> Vgl. dieses Handbuch **7**, 188–202 (1931). Wege zur Aufklärung der Humuschemie durch Untersuchung nahe verwandter Stoffe.

<sup>4</sup> KAWAMURA, K.: Further studies on the adsorption by humic acid. *Bul. Utsunomiya Koto-Norin-Gakko (Utsunomiya Agr. Col.), Japan Bul.* **1**, 47 (1931). — Du TOIT, M. M. S., u. H. J. PAGE: Studies on the carbon and nitrogen cycles in the soil. IV. Natural and artificial humus acids. *J. agricult. Sci.* **22**, 115 (1932).

<sup>5</sup> BEHRENS, W. U.: Die Neutralsalzzersetzung bei Humusböden. *Z. Pflanzenernähr A* **21**, 363 (1931).

<sup>6</sup> TRÉNEL, M., u. H. I. FREY: Die Bestimmung von Kali, Kalk und Phosphorsäure im Boden durch Elektrodialyse in ihrer Beziehung zur Bodenazidität. *Z. Pflanzenernähr A* **24**, 293 (1932). — TRÉNEL, M., u. M. HARADA: Zur Kenntnis der sog. „Neutralsalzzersetzung“ durch Torf und Humus. *Ebenda A* **28**, 298 (1933).

<sup>7</sup> BELING, R. W.: Beiträge zur Kenntnis des Wasserstoffionenaustausches und seiner Gesetzmäßigkeiten. *Kolloid-Beih.* **35**, 265–330 (1932).

<sup>8</sup> Vgl. dieses Handbuch **7**, 158–161 (1931).

J. B. MARTIN<sup>1</sup> 0,3—8% Uronsäuren<sup>2</sup> in 11 untersuchten Böden. Über ihre Herkunft im Boden und ihre Beziehung zu den schneller vergänglichen Pentosanen berichten S. A. WAKSMAN und H. W. REUSZER<sup>3</sup>, ohne allerdings den Grund für ihre größere Beständigkeit angeben zu können. E. C. SHOREY<sup>4</sup> konnte noch Allantoin, ein Monoureid der Harnsäuregruppe, in einer Anzahl von Böden feststellen, und zwar in der Größenordnung des sonst üblichen Nitratgehaltes. Der Allantoinstickstoff ist infolge der Zersetzlichkeit der Verbindung wahrscheinlich den Pflanzen gut zugänglich. A. J. VIRTANEN<sup>5</sup> glaubt, daß aus den Knöllchen der Leguminosen durch Verletzung der Außenhaut leicht Stoffe in den Boden übergehen, und kann die beiden Aminosäuren Asparaginsäure und Lysin nachweisen. H. R. SALLANS, J. M. SNELL und H. W. KINNEY<sup>6</sup> finden im Podsolhumus freie Essigsäure, Ameisensäure, sowie Mannit und eine Anzahl anderer organischer Säuren in kleineren Mengen. Irgendein besonderer Einfluß auf die jeweilige Ausbildungsform der eigentlichen Humusstoffe ist, wie auch E. M. CROWTHER<sup>7</sup> meint, solchen mehr zufälligen und vorübergehenden Beimengungen an Beileitstoffen kaum einzuräumen.

#### Wechselwirkungen zwischen dem organischen Bodenanteil und der Bodenphosphorsäure.

Die Förderung der Zersetzung der organischen Bodensubstanz und damit der Humifizierung durch einen genügend hohen Phosphorsäuregehalt im Boden ist als die eine Richtung der Wechselwirkung leicht verständlich, da die Bodenorganismen genau so wie den Stickstoff oder Mineralstoffe auch Phosphor als „Betriebsnährstoff“ brauchen. K. Aso und R. YOSHIDA<sup>8</sup> können diesen Zusammenhang bei sehr phosphorsäurearmen Böden, welche Gründüngung erhalten hatten, im Gefäßversuch an der CO<sub>2</sub>-Entwicklung nachweisen. Phosphatzugaben wirkten dabei deutlich besser als die sonst die Umsetzung meist schon sehr fördernden Kalkgaben. Schwieriger zu übersehen ist die umgekehrte Beziehung der Beeinflussung der Löslichkeit der Bodenphosphorsäure durch den Humusgehalt, da hierbei der Kalk- und Tongehalt meist den größeren Einfluß in der Richtung einer Schwerlöslicherhaltung oder gar Festlegung löslicher Phosphatverbindungen ausübt. Viele der früheren Angaben beschränkten sich auf die allgemeine Feststellung einer günstigen Wechselwirkung zwischen Humusgehalt und Phosphorsäure, was auch heute noch den praktischen Beobachtungen im Landbau entspricht<sup>9</sup>. Neuerdings hat O. FLIEG<sup>10</sup> das Problem genauer erkundet und

<sup>1</sup> SHOREY, E. C., u. J. B. MARTIN: The presence of uronic acids in soils. J. amer. chem. Soc. **52**, 4907 (1930). — SHOREY, E. C.: U. S. Dept. Agricult. Techn. Bull. **211** (1933).

<sup>2</sup> Uronic acids = englischer Sammelbegriff für Glukuronsäure, Galakturonsäure, Lyxuronsäure usw.

<sup>3</sup> WAKSMAN, S. A., u. H. W. REUSZER: On the origin of the uronic acids in the humus of soil, peat, and composts. Soil Sci. **33**, 135 (1932).

<sup>4</sup> SHOREY, E. C.: Das Vorhandensein von Allantoin in Böden. Soil Sci. **45**, 177 (1938).

<sup>5</sup> VIRTANEN, A. J.: Die Sekretion von Stickstoffverbindungen aus den Wurzelknöllchen der Hülsenfrüchte. Lantbr. Akad. Handl. och tidskr. (Stockholm) **75**, 92 (1936).

<sup>6</sup> SALLANS, H. R., J. M. SNELL u. H. W. KINNEY: Water-soluble acid substances in the raw humus of podzol soils. Canad. J. Res. **15**, 315 (1937).

<sup>7</sup> CROWTHER, E. M.: Soils and fertilisers. Rep. progr. appl. Chem. **16**, 492 (1934).

<sup>8</sup> Aso, K., u. R. YOSHIDA: Stimulierung der Zersetzung der organischen Bodensubstanz durch Phosphatdünger. Verh. 2. internat. bodenkdl. Kongr. Moskau 1930 **3**, 106 (1932).

<sup>9</sup> GERLACH, M.: Über die Nachlieferung von Bodennährstoffen an die Pflanzen. Landw. Jb. **82**, 173 (1935). — FRANCESI, A. V.: Die Beziehungen zwischen Puffervermögen und organischer Substanz zur Löslichkeit der Nährstoffe in nassem Lehm. J. Dep. Agricult. Puerto Rico **20**, 655 (1936). — MAREL, H. W. VAN DER: Onderzoek naar het voorkomen van organische fosforverbindungen in den grond. Landbouwk. Tijdschr. **47** (1935).

<sup>10</sup> FLIEG, O.: Über den Einfluß von Humaten auf die Beweglichkeit der Phosphorsäure im Boden. Z. Pflanzenernähr. **38**, 222 (1935) — Phosphorsäurebeweglichkeit in Gegenwart von Humaten. Erg. Agrikulturchem. **4**, 95 (1935).

es bis in den später noch zu besprechenden Bereich ackerbaulicher Anwendung geführt. Schwerlösliche Rohphosphate werden nicht nur von Huminsäuren der Moore, sondern auch von Ammonium- oder Alkalihumaten zu einem erheblichen Teil in Lösung gebracht; dies geschieht im Versuch am besten bei einem Verhältnis von einem Teil Humat auf 4 Teile Rohphosphat. Dieser „Humateffekt“ ist bereits von J. M. VAN BEMMELEN<sup>1</sup> 1890 deutlich beschrieben, wenn auch noch nicht mit Versuchszahlen belegt worden. Seine Angaben lauten: „Kommt Humussubstanz in ammoniakalische oder alkalische Lösung, so kommt eine zweite Eigenschaft der Humuskolloide zur Geltung. Kieselsäure, Eisenoxyd, Alaunerde, alkalische Erden lösen sich in einem gewissen Maß in dieser alkalischen Humatlösung und können alle neben einander gelöst bleiben. Auf dieselbe Weise können lösliche Eiweißstoffe, Glycerin, Zucker (die Basen und Salze in Lösung halten, die sonst im Wasser unlöslich sind. Nicht allein obige Bestandteile, sondern auch Phosphorsäure kann dabei in Lösung bleiben. Und so läßt es sich dann erklären, daß in der oben genannten alkalischen Lösung der Ackererde auch viel Phosphorsäure vorkommt.“ Es handelt sich dabei übrigens nicht um eine reine Anionenwirkung des Humatanteils, denn das (im Boden unserer Gebiete allerdings seltene) Natriumhumat ist dem Ammoniumhumat weit überlegen. Bei wachsenden, gedüngten Pflanzen, die aus Natriumnitrat den Stickstoffanteil aufnehmen und Na<sup>+</sup> zurücklassen, könnte dieser vereinigte Humat-Natrium-Effekt auf einem humosen Boden aber einmal ausgelöst werden und die Phosphorsäureversorgung verbessern (sofern er bei dem gerade meist guten Kalkzustand solcher Äcker überhaupt zustande kommen wird!). O. VRIES und C. W. G. HETTERSCHIJ<sup>2</sup> untersuchen die Verhältnisse in den holländischen Moorsiedlungen und schildern den sog. moorkolonialen Boden als gutes Beispiel für einen Typ, bei dem die Phosphatfestlegung nur eine untergeordnete Rolle spielt und der Phosphathaushalt wegen des Überwiegens der günstigen Humuseinflüsse einfach und übersichtlich ist. Wenn lösliche Phosphate in Form von Düngung neu in den Mineralboden kommen und dann meist das übliche Schicksal einer starken Zurückdrängung ihrer Löslichkeit erleiden, kann diese bei Gegenwart von organischer Masse zum Teil verhindert oder mindestens verzögert werden, wie H. W. LOHSE und G. N. RUHNKE<sup>3</sup> im Modellversuch schon bei sehr kleinen Mengen von Dextrose, Gelatine, Glycerin und Phenylhydrazin zeigen. H. KAPPEN<sup>4</sup> prüft die verschiedenen Phosphatdünger des Handels auf ihre Humatlöslichkeit, wobei Thomasmehl trotz seiner bekannten guten Düngerwirkung am schlechtesten dasteht. Die in Sicker- und Gefäßversuchen beobachtete günstige Wirkung der durch einen Humateffekt beweglich gehaltenen Düngung mit Phosphorsäure wird nach H. KAPPENS eigener, richtiger Ansicht im Felde aus zwei Gründen nicht im selben Umfang zu erwarten sein. Die Düngungsphosphorsäure wird gewöhnlich schon in den obersten 5 cm der Krume festgelegt; diese enthält aber zu wenig Humate und außerdem mehr in Form von Ca-Humaten, welche in dieser Richtung nichts nützen. Trotzdem sind aber manche Wege zu einer praktischen Ausnutzung des KAPPENSCHEN Gedankens möglich, die zusammen mit den Vorschlägen von O. FLIEG noch später besprochen

<sup>1</sup> BEMMELEN, J. M. VAN: Die Zusammensetzung der Ackererde. Landw. Versuchsstat. **37**, 347 (1890).

<sup>2</sup> VRIES, O., u. C. W. G. HETTERSCHIJ: Der Phosphorsäurehaushalt in moorkolonialem Boden. Phosphorsäure **5**, 38 (1935).

<sup>3</sup> LOHSE, H. W., u. G. N. RUHNKE: Studies on readily soluble phosphate in soils: III. The effect of phosphate treatment. Soil Sci. **36**, 303 (1933).

<sup>4</sup> KAPPEN, H.: Über die Humatlöslichkeit der Phosphate. Forsch.dienst, Sonderh. **5** (Bericht über die Tagung des Forschungsdienstes in Würzburg 1935, Teil 2), S. 83. — SCHEFFER, F. u. W. HAUSMANN: Über den Einfluß der Humusstoffe auf die Löslichkeit der Phosphorsäure verschiedener Phosphorsäureverbindungen. Phosphorsäure **8**, 30 (1939); doeben erschienen und hier nicht mehr ausgewertet.

werden. P. EHRENBURG<sup>1</sup> hat kürzlich die Gesamtfrage der Phosphorsäurebewegung im Erdboden erschöpfend behandelt. Man findet dort die Besprechung des Humateffektes in dem größeren Rahmen der überhaupt eintretenden Wechselwirkungen zwischen Phosphorsäure und Substrat und kann ihn mit den übrigen Beziehungen vergleichen.

### Untersuchungen über örtlich bedingte Humusformen.

Die wichtige Trennung der echten Humuskörper in die beiden gut definierbaren Typen der Braunhuminsäuren und der Grauhuminsäuren verlangt, daß man in Zukunft mehr als bisher die örtlich bedingten Humusformen in Einzeluntersuchungen prüft. Es ist dafür aber deutlich hervorzuheben, daß in den natürlichen Böden nur Mischungen beider Typen zu finden sind, deren Anteilverhältnis dem Humus des betreffenden Bodens eben sein Gepräge gibt. Lediglich die organische Masse des Hoch- und Niedermoores besteht nach U. SPRINGER<sup>2</sup> neben Humuskohle fast nur aus Braunhuminsäuren. Aber schon auf Moorflächen, die in Kultur genommen wurden, kommen geringe Mengen Grauhuminsäure vor; ihr Anteil steigt in gut humifizierten, neutralen oder alkalischen, anmoorigen Böden. Die Schwarzerde besitzt bis zu 30% der löslichen Gesamthuminsäuren in der grauen Form und damit den höchsten Gehalt daran. Degradierete Schwarzerde und überhaupt alle fruchtbaren Böden mit günstigem Humifizierungsvorgang können diesem Gehalt noch recht nahekommen. Humuskarbonatböden, kastanienfarbige Böden, braune Waldböden und Podsole stehen in der Mitte der ja viele Möglichkeiten bietenden Mischungsreihe der beiden Huminsäuretypen. A. HOCK<sup>3</sup> hat diese Verhältnisse durch seine Farbtonanalyse mit Hilfe der Quarzlampe noch genauer und sinnfälliger herausgearbeitet, als das menschliche Auge dies kann. Jedenfalls deutet die mehr oder weniger dunkle, graue, rötliche oder schwarze Farbe des Bodens, neben Einflüssen des Eisengehaltes (K. UTSCHER<sup>4</sup>), nicht etwa nur auf mengenmäßige Unterschiede im Humusgehalt, sondern eben auf jene viel wichtigeren Typenunterschiede, die dann allerdings durch den Augenschein allein nicht mehr analysierbar sind. Man wird übrigens bei den erwähnten notwendigen Einzeluntersuchungen durchaus nicht immer die ziemlich schwierigen Trennungsgänge für Grau- und Braunhuminsäuren durchzuführen brauchen, um ihre Mengenverhältnisse zu finden. Es ist schon ein großer Fortschritt, wenn der betreffende Humusmischtyp durch die anderen methodischen Möglichkeiten, z. B. den Huminsäurewert nach A. HOCK, gekennzeichnet und vor allem der Fehler vermieden wird, seine Eigenschaften für ein allgemeines, verwaschenes Durchschnittsbild vom „Bodenhumus“ auswerten zu wollen! Klimatische und Bodeneinflüsse bei der Ausbildung des organischen Bodenanteils.

Die enge Beziehung zwischen Klima und Humustyp hat L. SMOLIK<sup>5</sup> schon früher mit Versuchsbefunden belegt und nun für die in unseren Breiten wichtigen

<sup>1</sup> EHRENBURG, P.: Zur natürlichen Bewegung der Phosphorsäure im Erdboden. Forsch.-dienst **6**, 414 (1938).

<sup>2</sup> SPRINGER, U.: Der heutige Stand der Humusuntersuchungsmethodik . . . und ihre Anwendung auf charakteristische Humusformen. Bodenkde u. Pflanzenernährg **6**, 372 (1938) — Über Typen der echten Humusstoffe, ihre Charakterisierung, Trennung und Bestimmung in Böden. Forsch.dienst Sonderh. **7**, 38 (1938).

<sup>3</sup> HOCK, A.: Farbtiefen- und Farbtonwerte als charakteristische Kennzeichen für Humusform und Humustyp in Böden nach neuen Verfahren. Bodenkde u. Pflanzenernährg **2**, 304 (1936/37).

<sup>4</sup> UTSCHER, K.: Die Abhängigkeit der Bodenfarbe vom Eisen- und Humusgehalt. Z. Pflanzenernährg A **26**, 257 (1932).

<sup>5</sup> SMOLIK, L.: Étude sur la composition chimique de l'humus et le climat. Actes 4. Conf. Internat. Pédol. Rome 1924 **2**, 617 (1926) — Humifizierung in den klimatisch-genetischen Bodentypen. Sborn. českoslov. Akad. Agr. **12**, 93 (1936).

Bodentypen Schwarzerde, Braunerde und Podsol genauer nachgeprüft. Er weist darauf hin, ein wie viel empfindlicherer Gradmesser der Humus für die klimatischen Verwitterungsbedingungen ist als der anorganische Bodenanteil, bei welchem manchmal geologische Zeiträume notwendig sind, um die vom Muttergestein bestimmten Wesenszüge zu verwischen. Allerdings gelang es ihm anfangs nicht, eine Korrelation zwischen Gesamthumusgehalt und dem Regenfaktor nach R. LANG aufzustellen; das mag aber mehr an dieser Bezugsgröße, welche die wahren Befeuchtungsverhältnisse eines Standorts nicht angeben kann, gelegen haben. H. JENNY<sup>1</sup> hat unter Sammlung und statistischer Verwertung aller verfügbaren Daten den Zusammenhang zwischen Klima und organischem Bodenanteil schärfer herausgearbeitet. Er ersetzt dabei den Begriff Humus allerdings durch den Stickstoffgehalt unter der (jetzt nicht mehr haltbaren) Annahme, daß sowohl in jungfräulichen wie in bebauten Böden das C : N-Verhältnis „ziemlich rasch einem bestimmten Grenzwert zustrebt, dessen Größe etwa 10–12 beträgt“. Er findet dabei, daß mit steigender Jahrestemperatur der mittlere Stickstoff- (und Humus-) Gehalt der Böden gesetzmäßig abnimmt. Die umgekehrte Beziehung besteht zwischen dem N-Gehalt und dem Befeuchtungswert, gemessen durch den Quotienten von Niederschlagsmenge und Sättigungsdefizit. Durch Vereinigung beider Gesichtspunkte stellt H. JENNY für lehmige Graslandböden eine allgemeine Stickstoff- (Humus-) Klimafunktion auf. Sie lautet:  $N = 0,55 e^{-0,08T} (1 - e^{-0,005B})$ . Darin ist  $N$  = Prozent mittlerer Stickstoffgehalt in 0–15 cm Tiefe von Graslandboden,  $T$  = mittlere Jahrestemperatur im Bereich von 0–22° C,  $B$  = mittlere jährliche Befeuchtung 0–400. Im graphischen Bild ergibt diese Beziehung eine Fläche, welche im Gebiet hoher Jahrestemperaturen theoretisch nur sehr geringe Gehalte an Stickstoff und organischer Masse erwarten läßt. Da es H. JENNY nicht möglich war, die Untersuchungen in dem zu statistischer Auswertung nötigen großen Umfang auch auf die eigentlichen Tropen auszudehnen, so fehlt hier die nähere Bestätigung. Zum Beweis für die Richtigkeit seiner Extrapolation führt er E. C. J. MOHR<sup>2</sup> an, welcher für Java und Sumatra folgendes angibt: „In den feuchten, warmen Tropen, mit mittleren Temperaturen von 25° C und mehr, kann sich in Böden, die genügend Luftzirkulation haben, kein Humus behaupten, geschweige denn anreichern.“ Darauf gestützt, entwirft H. JENNY folgendes Bild von der Klimabedingtheit der Humusbildung<sup>3</sup>: „Es ist ein eigenartiges Gefühl, durch subtropische Wälder zu schreiten und keinen richtigen Humus anzutreffen. An Stelle samtweicher Humuspolster und tief-schwarzer Moorerden findet man meistens nur gräulich angehauchte Gelb- und Roterden. Und dies gerade in einem Klimagebiet, wo die Vegetationsbedingungen denkbar günstig sind, wo die Pflanzenwelt üppig gedeiht und ganz enorme Mengen organischer Substanz produziert werden. Um so hervorstechender ist die eingangs erwähnte Feststellung, daß im hohen Norden und im Gebirge, wo eine spärliche Vegetation unter ungünstigen Lebensbedingungen kümmerlich ihr Dasein fristet, sich ausgesprochenermaßen am meisten Humus ansammelt. Die Humusbildung verläuft eben nicht immer proportional der Pflanzenproduktion, sondern ist weitgehend von den mikrobiologischen Verhältnissen der Böden beeinflusst.

<sup>1</sup> JENNY, H.: Relation of climatic factors to the amount of nitrogen in the soil. J. amer. Soc. Agronomy **20**, 900 (1928) — Soil Sci. **27**, 169 (1929); **29**, 193 (1930) — A study of the influence of climate upon the nitrogen and organic matter content of the soil. Res. Bull. agricult. Exper. Stat. Columbia (Missouri) **152** (1930) — Soil organic matter-temperature relationship in the eastern United States. Soil Sci. **31**, 247 (1931) — Gesetzmäßige Beziehungen zwischen Bodenhumus und Klima. Verh. 2. internat. bodenkdl. Kongr. Moskau 1930 **3**, 120 (1932).

<sup>2</sup> MOHR, E. C. J.: De Grond van Java en Sumatra, S. 18. Amsterdam 1922.

<sup>3</sup> JENNY, H.: a. a. O. Kongr. Moskau, S. 130.

Augenscheinlich reagieren die Gleichgewichtszustände zwischen Bildung und Zersetzung organischer Substanzen empfindlich auf die einwirkenden Klimafaktoren. Die beiden Extreme: humusarme Tropenböden und humusreiche Tundraböden, können als gesetzmäßige Minima und Maxima einer allgemeinen Humus-Klima-Funktion aufgefaßt werden, deren kontinuierliche Zwischenglieder, wenigstens in großen Zügen, bereits zahlenmäßig erfaßt worden sind. Damit verliert die Idee der klimatischen Humusbildung ihren hypothetischen Charakter. Sie wird nunmehr zu einer gesicherten Stütze der Lehre von der Klimaabhängigkeit der Bodeneigenschaften.<sup>1</sup> Die hier aus der allgemeinen Klimafunktion abgeleiteten Anschauungen bedürfen für das tropische Gebiet einer Nachprüfung. Zwar berichtet auch neuerdings H. WALTER<sup>1</sup> nach eigenem Augenschein aus Deutsch-Ostafrika: „Die Urwaldböden des Ost-Usambara-Gebirges sind sehr tiefgründig. Eine eigentliche Streuschicht fehlt fast ganz. Zwar ist die Bodenoberfläche mit toten Blättern und Zweigen bedeckt, man braucht sie aber nur leicht mit dem Fuß beiseitezuschieben, und sofort tritt die rote Farbe des Bodens hervor. Die Verwesung verläuft sehr rasch, während der Regenzeit vielleicht in einigen Wochen. Zur Humusanhäufung kommt es deshalb nicht. Höchstens zeigen die oberen Zentimeter des Bodens eine etwas mattere Färbung. Regenwürmer sind vorhanden, aber nach Angabe von MILNE sind sie nicht häufig. Die Hauptzersetzung wird von Pilzen bewirkt.“ F. GIESECKE<sup>2</sup> und P. VAGELER<sup>3</sup> haben übereinstimmend davor gewarnt, sich durch die auffälligen gelben und rötlichen Farben der tropischen und subtropischen Böden über den wahren Humusgehalt täuschen zu lassen. P. VAGELER berichtet, daß es dort sogar farblose Humusstoffe gibt, und erwähnt, daß wohl niemals aus dem Augenschein eine falschere Schlußfolgerung gezogen worden ist als gerade in der Frage des Humusgehalts tropischer Böden. F. GIESECKE<sup>4</sup> weist auf die Notwendigkeit hin, diese Lücken in unserem Wissen rasch auszufüllen, damit eine Erschließung der Kolonien auf neuzeitlicher und gesicherter bodenkundlicher Grundlage erfolgen kann. Insofern besteht die JENNYsche Beziehung wohl zu Recht, als sie auf die grundsätzliche Gefahr einer schnellen Aufzehrung organischer Masse unter den intensiv wirkenden Klimaeinflüssen der Tropen hinweist, und zwar sowohl in feuchten wie in trockenen Gebieten, die sich in bezug auf die Zersetzungsgeschwindigkeit des Humus viel weniger stark von einander unterscheiden als die entsprechenden extremen Lagen der kalten Landstriche. P. C. J. OBERHOLZER<sup>5</sup> findet für Trockengebiete eine optimale Zersetzungstemperatur von 45° C, die bei Sonneneinstrahlung ja leicht erreicht wird. Zu bedenken ist noch dabei, daß jeglicher Eingriff des Pflanzers in den Tropen, bei dem der Boden seiner bisherigen Pflanzenbedeckung beraubt und bloßgelegt wird, bei diesen Naturböden eine viel schärfere Wirkung auf den Humusgehalt ausüben wird, als wir sie bei der Urbarmachung der mitteleuropäischen Böden gewöhnt sind.

In Einzeluntersuchungen von T. MIECZYNSKI<sup>6</sup> und V. T. AALTONEN<sup>7</sup> sind Ansätze dafür zu finden, daß die hauptsächlich von der russischen Schule aufgestellte Lehre von den klimatisch-genetischen Bodentypen einer Nachprüfung und Ver-

<sup>1</sup> WALTER, H.: Nährstoffgehalt des Bodens und natürliche Waldbestände. Forstl. Wschr. *Silva* **24**, 201 (1936).

<sup>2</sup> Vgl. dieses Handbuch **4**, 184 (1930).

<sup>3</sup> VAGELER, P.: Grundriß der tropischen und subtropischen Bodenkunde. Berlin 1930.

<sup>4</sup> GIESECKE, F.: Koloniale Bodenkunde. Forsch.dienst **3**, 392 (1937).

<sup>5</sup> OBERHOLZER, P. C. J.: Die Zersetzung von organischer Substanz und ihre Beziehung zur Fruchtbarkeit in ariden und semiariden Gebieten. *Soil Sci.* **42**, 359 (1936).

<sup>6</sup> MIECZYNSKI, T.: Morphologische Studien über podsolige Böden Polens. *Abh. Inst. Bodenkde Pulawy* **1934**, 281–419 (dtsch. Zusammenfassg 420–466).

<sup>7</sup> AALTONEN, V. T.: Zur Stratigraphie des Podsolprofils. *Mitt. finn. forstl. Inst.* **27.4**. Helsinki 1939.

besserung bedarf, und zwar wegen Unstimmigkeiten zwischen dem beobachteten und dem zu erwartenden organischen Gehalt örtlicher Bodenbildungen. Die allgemeine Anschauung geht bekanntlich dahin, daß die Steppe die Bildung humusreicher Böden begünstige, wogegen der Wald die Entstehung humusarmer und podsoliger Böden verursache. Der zuerst genannte Forscher fand aber in Laubwäldern auf mergeligen Flächen humusreiche Böden mit mildem, gut zersetztem organischem Anteil, der zuweilen nach Konzentration und Beschaffenheit über eine Schwarzerde zu stellen war. V. AALTONEN spricht seine Einwände noch deutlicher aus: „Gewiß ist die Beschaffenheit des Klimas ein wichtiger Faktor bei der Bodenbildung, doch ist es wenigstens theoretisch unrichtig, sie für den Hauptfaktor zu halten und ohne weiteres von klimatischen, intrazonalen u. dgl. Bodentypen zu reden. Auf Grund der gegenwärtigen Kenntnis von den Klima- und den Bodentypen hat es zwar den Anschein, wie wenn sie wenigstens im großen und ganzen einander entsprächen, doch kann diese Korrelation eher Zufall als ein allgemeines Gesetz sein, Zufall insofern, als in verschiedenen Klimaten der Boden aus geologischen Gründen zufällig so beschaffen ist, wie er nun einmal ist. Dennoch (= zwar) gibt es gewiß extreme Klimate, in denen der Bodentyp verhältnismäßig unabhängig von der Beschaffenheit des Bodens sein kann; aber das ganze Problem ist noch so unvollständig aufgeklärt, daß es nicht als genügend begründet gelten kann, dem Klima allgemein eine Sonderstellung zuzuschreiben.“ Er hält es theoretisch für möglich, daß Finnland ein Schwarzerde- und Südrußland ein Podsolgebiet sein könnte, wenn von Anfang an die Ausgangsböden vertauscht gewesen wären, und erinnert daran, daß die Schwarzerde der Prärien der mittleren Vereinigten Staaten in einem Klima liegt, welches dem europäischen Podsolgebiet entspricht. V. V. TIŠĚNKO und M. D. RYDALEVSKAYA<sup>1</sup> finden, daß die Huminsäuren in wärmeren und trockeneren Klima reicher an Kohlenstoff und ärmer an Wasserstoff sind als in den nördlichen Böden unserer Halbkugel. Dieser Unterschied in der Elementarzusammensetzung der Humuskörper beeinflußt aber angeblich ihre chemische Struktur nicht; Anzahl und Stellung der reagierenden Karboxyl- und Hydroxylgruppen war für alle Humusproben die gleiche.

In einer Reihe von Arbeiten über die Beschaffenheit des organischen Bodenanteils in einem bestimmten Gebiet sind zahlreiche Angaben enthalten, deren Kenntnis örtlich wertvoll ist, die aber hier nur in gebietsweiser Anordnung angedeutet werden können. Für Europa liegen örtliche Untersuchungen vor von V. VINCENT und Mitarbeitern<sup>2</sup> über den organischen Anteil als Stickstoffreserve der Böden in der Bretagne, von W. SWEDERSKI<sup>3</sup> über das C : N-Verhältnis in polnischen Gebirgsböden, von A. A. J. v. 'SIGMOND<sup>4</sup> über Steppenschwarzerden der ungarischen Tiefebene, von H. SÜCHTING, W. JESSEN und G. MAURMANN<sup>5</sup>

<sup>1</sup> TIŠĚNKO, V. V., u. M. D. RYDALEVSKAYA: Ein Versuch der chemischen Untersuchung der Humussäuren verschiedener Bodentypen. C. r. (Doklady) Acad. Sci. Moskau **13**, 141 (1936).

<sup>2</sup> VINCENT, V., HERVIAUX u. GAUDIN: Recherches sur les matières organiques des sols, leur dosage et leur importance comme réserves azotées. Ann. Sci. agronom. franç. **47**, 654—671 (1930). — VINCENT, V.: Les matières humiques des sols de Bretagne, leur dosage et leur importance comme réserves azotées. Verh. 2. internat. bodenkdl. Kongr. Moskau 1930 **3**, 164 (1932).

<sup>3</sup> SWEDERSKI, W.: Untersuchungen über die Zusammensetzung der organischen Substanz und über das Verhältnis C : N in den verschiedenen Gebirgsbodentypen. Mém. Inst. Nat. pol. Econ. Rur. Pulawy **14**, 235 (1933).

<sup>4</sup> 'SIGMOND, A. A. J. v.: Die Bestimmung der dynamischen Bodentypen auf chemischer Grundlage. Z. Pflanzenernährg **44**, 24 (1936).

<sup>5</sup> SÜCHTING, H., W. JESSEN u. G. MAURMANN: Über merkwürdige Verwitterungsböden des Devons im Taunus und Hunsrück. Bodenkde u. Pflanzenernährg **4**, 121 (1937).

über Gebirgswaldböden mit hohem Magnesiumgehalt im Taunus und Hunsrück, von J. M. SHEWAN<sup>1</sup> über Rohhumus und Mullböden im nordöstlichen Schottland und von H. PALLMANN, A. HASLER und A. SCHMUZIGER<sup>2</sup> über Profile aus der subalpinen Nadelwaldregion und der Zwergstrauchregion, als Weiterführung der Arbeit von A. SCHMUZIGER<sup>3</sup> über alpine Eisen- und Humuspodsole. In Nordamerika berichten J. G. RUSSEL und E. B. ENGEL<sup>4</sup> über Humusgehalt und Bodenfarbe in den mittleren Präriestaaten, C. F. SHAW<sup>5</sup>, M. C. SEWELL und P. L. GAINEY<sup>6</sup> und L. C. WHEETING<sup>7</sup> über die organische Masse als Einteilungsmerkmal in den nordöstlichen Trockengebieten (Staat Washington) und ihr Verhalten während der extensiven Bebauung, W. L. POWERS<sup>8</sup>, H. A. LUNT<sup>9</sup> und R. R. MCKIBBIN<sup>10</sup> über Waldbodenprofile im Gebiet der Rocky Mountains<sup>8</sup> bzw. in den östlichen Staaten um Boston<sup>9</sup> bzw. im kanadischen Gebiet um Quebec<sup>10</sup>, endlich J. B. HESTER und F. A. SHELTON<sup>11</sup> über die meist anmoorigen Gemüseböden der östlichen Küstenstriche.

Nur noch in mittelbarem Zusammenhang mit unserem Arbeitsgebiet steht das Humusvorkommen im Wasser, wobei es aber Übergänge vom organischen Bodenanteil unter schlechten Abflußverhältnissen bis zum eigentlichen „Wasserhumus“ gibt. G. STORCK<sup>12</sup> weist auf die Mitwirkung der reichlichen organischen Massen im Schlick bei der Sodabildung an Flußmündungen hin; das durch Umsetzung mit dem Meerwasser in diesen Ablagerungen sich bildende Natriumhumat wird später unter Bindung des in ihm enthaltenen Natriums an Kohlensäure bakteriell zerstört. Übergänge bis zum mit Wasser ständig überdeckten Boden beschreiben V. BUBRAHMANYAN<sup>13</sup> und W. O. ROBINSON<sup>14</sup>. Der organische Anteil des Meeresschlammes wurde von S. A. WAKSMAN<sup>15</sup> genauer untersucht. Er macht je nach der Entfernung von der Küstenlinie bis zu 12% der Schlammdecke aus (als Trockenmasse gerechnet) und hat angeblich ein dem Bodenhumus

<sup>1</sup> SHEWAN, J. M.: The proximate analysis of the organic constituents in north-east Scottish soils, with some notes on the methods. *J. agricult. Sci.* **28**, 324 (1938).

<sup>2</sup> PALLMANN, H., A. HASLER u. A. SCHMUZIGER: Beitrag zur Kenntnis der alpinen Eisen- und Humuspodsole. *Bodenkde u. Pflanzenernährg* **9/10**, 94 (1938).

<sup>3</sup> SCHMUZIGER, A.: Über die Verteilung und den Chemismus der Humusstoffe in den Profilen einiger schweizerischer Bodentypen. *Promotionsarb. Eidg. Techn. Hochsch. Zürich* 1935.

<sup>4</sup> RUSSEL, J. G., u. E. B. ENGEL: The organic matter content and color of soils in the Central grassland states. *Verh. 1. internat. bodenkdl. Kongr. Washington D. C. 1927* **4**, 343 (1928).

<sup>5</sup> SHAW, C. F.: Organic matter as a factor in classification of the soils of dry regions. *J. amer. Soc. Agronomy* **24**, 565 (1932).

<sup>6</sup> SEWELL, M. C., u. P. L. GAINEY: Organic matter changes in dry farming regions. *J. amer. Soc. Agronomy* **24**, 275 (1932).

<sup>7</sup> WHEETING, L. C.: Changes in organic matter in western Washington soils as a result of cropping. *Soil Sci.* **44**, 139 (1937).

<sup>8</sup> POWERS, W. L.: Characteristics of forest soils in Northwestern United States. *Soil Sci.* **34**, 1 (1932).

<sup>9</sup> LUNT, H. A.: Profile characteristics of New England forest soils. *Conn. Agricult. Exper. Stat. Bull.* **342** (1932).

<sup>10</sup> MCKIBBIN, R. R.: Soil organic matter. *J. amer. Soc. Agronomy* **25**, 258 (1933).

<sup>11</sup> HESTER, J. B., u. F. A. SHELTON: Soil organic matter investigations upon coastal soils. *Virginia Truck Exper. Stat. Bull.* **94** (1937).

<sup>12</sup> STORCK, G.: Über die Entstehung von Soda in bebauten und unbebauten Böden und ihr Einfluß auf Bodenstruktur und Pflanzenwuchs. *Forsch.dienst* **3**, 441 (1937).

<sup>13</sup> BUBRAHMANYAN, V.: Biochemistry of water-logged soils. III. Decomposition of carbohydrates with special reference to formation of organic acids. *J. agricult. Sci.* **19**, 627 (1929).

<sup>14</sup> ROBINSON, W. O.: Some chemical phases of submerged soil conditions. *Soil Sci.* **30**, 197 (1930).

<sup>15</sup> WAKSMAN, S. A.: On the distribution of organic matter in the sea bottom and the chemical nature and origin of marine humus. *Soil Sci.* **36**, 125–147 (1933) — *Humus. London* 1936, S. 288–304: Organic matter formations in water systems.



ähnliches C : N-Verhältnis von 8—12 : 1. O. ASCHAN<sup>1</sup> vertritt die Ansicht, daß das See-Erz der Teiche durch Einwirkung von Mikroorganismen unter Vermittlung der von ihm als Süßwasserhumus bezeichneten Stoffe entsteht; es besitzt einen Gehalt von 1—3% organischem C und 1—2% organischem H.

### Der Waldboden und das Moor.

Die Untersuchungen über den Waldboden und über das Moor, dessen vielfältige Formen man unter dem Namen Humusböden<sup>2</sup> zusammenfaßt, sind aus sachlichen und methodischen Gründen oft ihre besonderen Wege gegangen. Die Waldbodenuntersuchung muß in Mitteleuropa auf Grund der naturgegebenen Bedingungen vornehmlich die geologisch-petrographischen Faktoren der Bodenbildung berücksichtigen. Dabei spielen nach G. KRAUSS und Mitarb.<sup>3</sup> im großen gesehen chemische Bestimmungen eine weniger wichtige Rolle als bei den Ackerböden; vielmehr werden im Vordergrund der Waldbodenforschung künftig mehr die bodenbiologischen Fragen stehen müssen. Die ausführlichen Vorschläge von R. LANG<sup>4</sup> für eine Gliederung der Humusgruppen und Humusformen der Böden haben sich anscheinend nicht durchgesetzt. Sie waren besonders für die Anwendung im Wald berechnet (Humus = Gesamtheit des organischen Bodenanteils einschließlich Aschengehalt), aber dafür wohl zu umständlich. Von C. H. BORNEBUSCH und S. O. HEIBERG<sup>5</sup>, gestützt auf ältere Angaben von L. G. ROMELL<sup>6</sup>, stammt eine andere Einteilung der Waldbodendecke, die der Internationalen Bodenkundlichen Gesellschaft zur allgemeinen Annahme und Einführung vorgeschlagen worden ist. Sie stützt sich nach dem Vorgang von P. E. MÜLLER auf morphologische Kennzeichen, die im Freien leicht beobachtet werden können, und unterscheidet nur die beiden Hauptarten „mull“ und „mor“. Die Begriffsbestimmungen dafür sind:

Mull = Mischung von organischer Masse mit Mineralboden, von krümeliger oder kompakter Struktur ohne scharfe Grenze zu tiefer liegenden Bodenschichten; drei Formen treten auf: „grob“, mit grober Kornstruktur, wobei die organische Masse sehr eng mit dem Mineralgerüst vermischt ist und einen Anteil von 5—20% ausmacht; „fein“, mit feiner Kornstruktur und hohem, gewöhnlich über 50% liegendem organischen Anteil; „fest“, mit dichter, kompakter Struktur und niedrigerem organischen Anteil, der oft unter 5% liegt.

Mor = organische Masse praktisch ohne eingemischten Mineralboden, gewöhnlich mehr oder weniger verfilzt oder verfestigt (englisch: matted) und mit ausgeprägter Grenze zum darunter liegenden Mineralboden; oft aus zwei Schichten zusammengesetzt, die man als F(ermentations)-Schicht und H(umifizierte)-Schicht bezeichnet. Die F-Schicht besteht aus halbzersetzter Waldstreu mit loser, die

<sup>1</sup> ASCHAN, O.: Über den Süßwasserhumus und dessen Bedeutung für die See-Erzbildung. Finska Kemistsamf. Medd. **40**, 23 (1931) — Der Wasserhumus und seine Mitwirkung bei der See-Erzbildung. Ark. Kemi Helsinki, Ser. A **10**, 1—143 (1932).

<sup>2</sup> Vgl. dieses Handbuch **4**, 124 (1930).

<sup>3</sup> KRAUSS, G., u. F. HÄRTEL: Zur Waldbodenuntersuchung. Bodenkundl. Forsch. **4**, 207 (1935). — KRAUSS, G., u. W. GROSSKOPF: Methoden und Beispiele für den regionalen Vergleich der Humusaufgabe. Tharandt. Forstl. Jb. **79**, 325 (1928).

<sup>4</sup> LANG, R.: Gliederung der Humusformen. C. r. (1933) Kongr. internat. Verb. forstl. Forsch.anstalten Nancy 1932 — Entwicklungsrichtungen des Humus. Forstl. Wschr. Silva **20**, 185 (1932) — Der Humus als positiver Wachstumsfaktor des Waldes, mit besonderer Berücksichtigung des Stickstoffproblems. Ebenda **19**, 217 (1931).

<sup>5</sup> BORNEBUSCH, C. H., u. S. O. HEIBERG: Vorschlag für die Benennung der Waldhumusdecke. Verh. 3. internat. bodenkdl. Kongr. Oxford 1935 **3**, 260 (1936).

<sup>6</sup> ROMELL, L. G.: Mull and duff as biotic equilibria. Soil Sci. **34**, 161 (1932) — Cornell Univ. Agricult. Exper. Stat. Mem. **170**, (1935). — ROMELL, L. G., u. S. O. HEIBERG: Types of humus layer in the forests of Northeastern United States. Ecology **12**, 567—608 (1931).

Einzelteile noch zeigender Struktur. Darunter folgt die H-Schicht, welche fein zerteilte, ziemlich dicht gelagerte organische Masse enthält, deren Herkunft aus Pflanzenteilen strukturell nicht mehr erkennbar ist. Mor tritt in drei Formen auf: „körnig“, mit deutlicher H-Schicht von feinkörniger Struktur, in trockenem Zustand durch Fingerdruck in feines Pulver zerfallend; „schmierig“, mit schwacher F-Schicht und dicker H-Schicht, die sich in feuchtem Zustand schmierig und in der Trockenheit hart und brüchig anfühlt; „faserig“, mit gut entwickelter faseriger, nicht kompakter F-Schicht und Erkennbarkeit der Faserstruktur bis in die H-Schicht hinein<sup>1</sup>.

Die früher schon mitgeteilte, im deutschen Schrifttum übliche Gliederung der organischen Bestandteile des Waldbodens<sup>2</sup> in Waldstreu, Auflagehumus mit drei Ausbildungsmöglichkeiten (Moder, Rohhumus, Auflagetorf) und Bodenhumus wird von W. LAATSCH<sup>3</sup> neuerdings noch verwendet. Aus mehreren Ursachen kann im Walde der Abbau und die Humifizierung der organischen Abfallstoffe stark gehemmt und sogar teilweise unterbunden werden. Zu diesen Ursachen gehören in erster Linie starke Austrocknung, schlechte Durchlüftung, Basenarmut und außerdem vielleicht hoher Gehalt der Nadel- und Blattabfälle an harzigen Stoffen. Die letzte Beziehung untersucht A. NĚMEC<sup>4</sup>, dessen Arbeit, zusammen mit dem Beitrag von L. SMOLIK<sup>5</sup>, eine Fundgrube für Gehaltszahlen der Streuschichten aus sehr vielen verschiedenen Waldbeständen ist. Eigenartigerweise werden aber die harzigen Extraktstoffe, die im Benzol-Alkohol-Auszug grüner Fichten-, Lärchen- und Kiefernadeln erscheinen, schon während der Veränderung in halbzersetzte Streuschichten rascher abgebaut als die gesamte organische Substanz der grünen Nadeln. Auch besitzt z. B. Eichenmull trotz günstiger Humusbeschaffenheit auffallend hohe Extraktzahlen, so daß hier noch weitere Klärung nötig ist. W. GROSSKOPF<sup>6</sup> erweitert seine Untersuchungen über Lignin als Quelle des Humus und mißt ihm große Bedeutung für die Bildung ungünstiger Humusformen im Walde zu, besonders wenn in genutzten Beständen durch die Holzerteile viel Zellulose entfernt wird. Dabei tritt eine grundlegende Änderung gegenüber einem ungenutzten Wald ein, wo das gesamte Holz mit vermodert und einen lockeren, günstigen Humusanteil liefert. J. STOKLASA<sup>7</sup> hält die zahlreichen Parasiten, welche die Waldbestände schädigen, indem sie Nadeln

<sup>1</sup> Die im Original englischen Bezeichnungen für die Untergruppen lauten: coarse mull, fine mull, firm mull; granular mor, greasy mor, fibrous mor. — Die Bezeichnung „duff“, ein der nordamerikanischen Waldwirtschaft entnommener Ausdruck, bedeutet eine noch nicht mit dem Boden vermengte Humusauflage, die sich also vom Mineralboden scharf abhebt, sofern dieser nicht durch Tieferwaschung von organischen Stoffen selbst schon dunkel geworden ist. Die oft gehörte Bezeichnung entspricht also dem oben aufgestellten Begriff „mor“, und zwar vornehmlich dessen F-Schicht [vgl. H. A. LUNT: Soil Sci. **32**, 28 (1931)].

<sup>2</sup> Vgl. dieses Handbuch **7**, 119 (1931).

<sup>3</sup> LAATSCH, W.: Dynamik der deutschen Acker- und Waldböden, S. 67—77. Dresden und Leipzig 1938.

<sup>4</sup> NĚMEC, A.: Untersuchungen über die chemischen Veränderungen der organischen Substanzen bei der natürlichen Zersetzung der Humusaufgaben in Wäldern. I. Veränderungen des Pentosangehaltes und der Menge der Extraktstoffe. Z. Pflanzenernährg A **18**, 65—103 (1930).

<sup>5</sup> SMOLIK, L.: Beitrag zur chemischen Zusammensetzung der organischen Stoffe in Waldböden. Českoslov. Akad. Agr. **9**, 304 u. 526 (1933).

<sup>6</sup> GROSSKOPF, W.: Chemische und morphologische Untersuchungen über die Entstehung von Waldhumus. Verh. 2. internat. bodenkdl. Congr. Moskau 1930 **3**, 176 (1932) — Fortschritte in der Humusforschung. Sudetendtsch. Forst- u. Jagdztg **31**, 33 (1931) — Stoffliche und morphologische Untersuchungen forstlich ungünstiger Humusformen. Tharandt. forstl. Jb. **86**, 49 (1935).

<sup>7</sup> STOKLASA, J.: Die biochemischen Vorgänge bei der Humusbildung durch die Mikroorganismen im Boden. Beitr. Biol. Pflanzen (Breslau) **17**, 272 (1929).

und Blätter abfressen, in der Richtung für nützlich, daß durch die Exkremente ihrer Raupen der Boden mit einer bestimmten Bakterienflora versehen wird, die unter schwach anaeroben Bedingungen die Humusbildung begünstigt. HEUELL<sup>1</sup> versucht, eine Kennzeichnung und Einreihung der Waldhumusformen durch den als Zersetzungsziffer bezeichneten Quotienten  $\frac{\text{hydrolytische Azidität}}{\text{Austauschazidität}}$  vorzunehmen, und W. GÜNTHER<sup>2</sup> verfolgt dasselbe Ziel durch Bestimmung ihrer katalytischen Kraft. Im letzten Falle entstehen methodische Schwierigkeiten, deren Überwindung die Arbeit hauptsächlich gewidmet ist, da wegen der praktisch oft untrennbaren Vermengung der Humusschichten mit Mineralboden dessen Anteil an der katalytischen Kraft besonders bestimmt und abgezogen werden muß. M. KÖHN<sup>3</sup> hat auf einer Nehrung der Insel Rügen den seltenen Fall ausgenutzt, daß auf einem ursprünglich mit Sicherheit ganz gleichartigen Standort verschiedene Holzarten vorkommen, deren Vertreter so weit voneinander entfernt sind, daß eine gegenseitige Beeinflussung ausgeschlossen erscheint. Die Unterschiede in der Zusammensetzung der dort auftretenden organischen Bodensubstanz müssen also mit großer Wahrscheinlichkeit auf den Einfluß der Holzart zurückgeführt werden. Laubstreu wird unter diesen gleichen Bedingungen viel rascher mineralisiert als Nadelstreu; besonders ungünstig verhält sich vergleichsweise der Heidehumus. Der C-Gehalt der organischen Bodenmasse liegt unter Nadelholz rund 10% höher als unter Laubhölzern (Tab. 12, S. 429). Auch H. A. LUNT<sup>4</sup> findet Unterschiede im C-Gehalt, allerdings mehr als Ausdruck einer verschieden weit fortgeschrittenen Humifizierung, und verwendet statt des Faktors 1,724 für die gewöhnliche Umrechnung vom C<sub>r</sub>-Gehalt auf die organische Gesamtmasse den Faktor 1,89 für frisch gefallene Blätter, 1,85 für die sich zersetzende F-Schicht („duff“) und 1,80 für den strukturlösen Waldhumus (H-Schicht).

Den sehr verwickelten Beziehungen, welche im praktischen Fall durch Holzart und Bestandswirtschaft in die Frage der Entstehung und des Abbaues von Auflagehumus hineingetragen werden, widmen sich die Arbeiten von H. SÜCHTING und Mitarbeitern<sup>5</sup>, W. WITTICH<sup>6</sup>, W. BUYAKOWSKY<sup>7</sup> und J. KÖNIG, J. HASENBÄUMER und TH. KLEBERG<sup>8</sup>. Hohe Wärme und Kalkung bringt die waldbaulich günstigste Veränderung und Humifizierung der Waldbodendecke hervor; Kahlschlagwirtschaft führt zu einer Schrumpfung des Auflagehumus (aber nicht zu einer Verbesserung seiner Abbaurichtung) und zu seiner teilweisen Hineinwande-

<sup>1</sup> HEUELL: Bestandesabfallzersetzung. Untersuchungen zur Humusfrage und Bodenversauerung. Mitt. Forstwirtschaft. u. Forstwiss. **1**, 2–119 (1930).

<sup>2</sup> GÜNTHER, W.: Graduierung von Waldhumusformen durch ihre katalytische Kraft. Z. Pflanzenernährg **A 34**, 30 (1934).

<sup>3</sup> KÖHN, M.: Beiträge zur Frage der Boden- und Humusbildung unter dem Einfluß von Bodenflora und Holzart. Z. Forst- u. Jagdwes. **66**, 119 (1934).

<sup>4</sup> LUNT, H. A.: The carbon-organic matter factor in forest soil humus. Soil Sci. **32**, 27 (1931).

<sup>5</sup> SÜCHTING, H., u. E. VOLKERT: Über den Nachweis des Abbaues von Auflagehumus bei Waldböden. Mitt. Forstwirtschaft. u. Forstwiss. **5**, 296 (1934). — SÜCHTING, H., G. JOHN, G. DEINES, G. MAURMANN, A. KUCHER u. W. JESSEN: Über den Nachweis des Abbaues von Auflagehumus der Waldböden. 2. Teil. Ebenda **6**, 173 (1935). — SÜCHTING, H., u. CHRISTMANN: Über den Abbau von Auflagehumus bei Waldböden. 3. Teil: Humusabbau und Kahlschlag. Ebenda **6**, 425 (1935).

<sup>6</sup> WITTICH, W.: Der Einfluß der Holzart auf den Humuszustand. Forstl. Wschr. Silva **25**, 253 (1937) — Untersuchungen über den Einfluß des Kahlschlages auf den Bodenzustand. Mitt. Forstwirtschaft. u. Forstwiss. **1**, 438 (1930).

<sup>7</sup> BUYAKOWSKY, W.: Beitrag zur Bedeutung des Humus für die Nährstoffversorgung unserer Waldbäume. Z. Forst- u. Jagdwes. **62**, 257 (1930).

<sup>8</sup> KÖNIG, J., J. HASENBÄUMER u. TH. KLEBERG: Einfluß des Waldhumus auf Boden und Wachstum des Waldes. Veröff. Landwirtschaftskammer Prov. Westfalen Heft 32 (ohne Jahr, aber nach 1927).

Tabelle 12. Zusammensetzung der organischen Bodensubstanz unter reinen Beständen (M. KÖHN).

Boden	Im Boden			In der organischen Substanz		
	organische Substanz %	C %	N %	C %	N %	C : N (N = 1)
Heidekraut . . . . .	21,0	11,9	0,28	56,5	1,3	44
Kiefer . . . . .	24,5	13,4	0,34	54,6	1,4	39
Wacholder . . . . .	13,6	7,6	0,38	56,3	2,8	20
Weißbuche . . . . .	8,2	3,9	0,27	47,4	3,3	14
Eiche . . . . .	20,8	9,3	0,68	44,8	3,3	14

rung in den Mineralboden, was man bodenphysikalisch als Vorteil ansehen kann. Bei allen diesen Untersuchungen liegen übrigens die auswertbaren Unterschiede zwischen den Ergebnissen oft gerade nur knapp an der Fehlergrenze, was nach der Schwierigkeit der Probenahme im Walde und nach der Langsamkeit der gesamten Vorgänge verständlich ist. WITTICH lehnt eine weitverbreitete Vorstellung ab, wonach der günstigste Bodenzustand dann erzielt wird, wenn man möglichst viele verschiedene Holzarten ohne Rücksicht auf ihre besonderen physiologischen Wirkungen miteinander vermischt. Vielmehr kann ein günstiger Humuszustand unter zwei sich gut ergänzenden Holzarten durch das Hinzu- bringen einer dritten, ungünstig wirkenden, sogar verschlechtert werden. Es muß daher nicht nach der Mischung an sich gestrebt werden, sondern nach einer dem Standort angepaßten, alle Einzeleinflüsse berücksichtigenden Auswahl und Zusammenstellung von geeigneten Holzarten. Nordamerikanische Untersuchungen<sup>1</sup> über Waldböden betreffen überwiegend die bei uns schon selteneren Fälle der vom Forstmann noch gar nicht betretenen und fast unberührt gebliebenen Waldgebiete.

Als Moor bezeichnet man ein Gelände, auf dem der Boden durch Torf gebildet ist, und zwar in einer Schicht von gewisser Mindeststärke. Sie beträgt nach einem neuerdings in Deutschland allgemein angenommenen Vorschlag der Bremer Moorversuchsstation<sup>2</sup> 20 cm. Im Ausland rechnet man vielfach mit einem größeren Mindestmaß. Eine Einmischung von Mineralboden, die einen höheren Aschengehalt als 40% in der Moorbodenprobe ausmacht, führt zu Moorerden oder anmoorigen Böden, wie z. B. in den Heidesandgegenden von Norddeutschland. Der das Moor aufbauende Torf ist eine Humusart, die aus den bekannten moorbildenden Pflanzen durch „Vertorfung“ entsteht. Dieser wichtige Prozeß, der bei teilweisem oder völligem Luftabschluß stattfindet, ist in seinen geologischen Zusammenhängen und seinem Chemismus noch nicht völlig geklärt<sup>3</sup>. Es tritt ein allmählicher Zerfall der pflanzlichen Struktur ein, bis die anfangs noch erhaltenen Erkennungsmerkmale für die beteiligten Pflanzenarten verschwunden sind und die organischen Reste nur noch eine dunkle, krümelige

<sup>1</sup> MORGAN, M. F., u. H. A. LUNT: The role of organic matter in the classification of forest soils. J. amer. Soc. Agronomy **23**, 1059 (1931). — ALWAY, F. J., J. KITTREDGE u. W. J. METHLEY: Composition of the forest floor layers under different forest types on the same soil type. Soil Sci. **36**, 387 (1933). — ALWAY, F. J., W. J. METHLEY u. O. R. YOUNGE: Distribution of volatile matter, lime, and nitrogen among litter, duff, and leafmold under different forest types. Ebenda **36**, 399 (1933). — POWERS, W. L., u. W. B. BOLLEN: The chemical and biological nature of certain forest soils. Ebenda **40**, 321 (1935).

<sup>2</sup> BRÜNE, FR.: Bodenkunde und Moorkultur. Verh. 3. internat. bodenkdl. Kongr. Oxford **2**, 164 (1935).

<sup>3</sup> So ist z. B. für den nächsten Kongreß der Internationalen Bodenkundlichen Gesellschaft — 1940 in Deutschland — die alte biologisch-genetische Humustheorie von H. POTONIÉ als Verhandlungsgegenstand eingesetzt worden, um in diesen Fragen weiterzukommen; vgl. Mitt. internat. bodenkdl. Ges. **13**, 52 (1938) (allgem. Teil).

Humusmasse von erdiger Beschaffenheit bilden. Die Urbarmachung der Moore hat das Ziel, den natürlichen Vorgang noch zu beschleunigen und den Torf möglichst rasch in diese moderige Form überzuführen, die für den Anbau von Kulturpflanzen, im Gegensatz zum weniger zersetzten Torf, durchaus günstig ist. Zu jedem Zeitpunkt der entweder natürlich oder durch Kulturmaßnahmen beschleunigt weitergehenden Vertorfung befindet sich das Moor also in einem bestimmten Zersetzungszustand oder Vertorfungsgrad. Weil mit ihm viele technisch und landbaulich wichtige Eigenschaften des Torfes bzw. des Moorbodens zusammenhängen, hat sich die Forschung schon seit langem bemüht, diesen Wert gut zu erfassen. Die Methoden dafür laufen auf die Bestimmung der Restzellulose nach W. KOMAREWSKY<sup>1</sup>, auf die Bestimmung der Gesamt-reduktion durch die noch vorhandenen Polysaccharide nach G. KEPPELER<sup>2</sup> oder auf die Messung der Farbtiefe alkalischer Auszüge nach SVEN ODÉN<sup>3</sup> hinaus. Th. ARND, W. SIEMERS und W. HOFFMANN<sup>4</sup> finden bei vergleichender Prüfung gute Übereinstimmung in der richtigen Bewertung des Vertorfungsgrades vom Sphagnummoos als Ausgangspunkt bis zum älteren Sphagnummoostorf (Tab. 13).

Tabelle 13. Vergleichende Feststellung des Vertorfungsgrades nach drei Methoden (Th. ARND u. Mitarbeiter).

Torf-gattung (Gruppen- bzw. Mittelwerte aus vielen Einzelproben)	Restzellulose nach KOMAREWSKY	Vertorfungsgrad nach KEPPELER (ältere Berechnung)	Humifizierungs- zahl nach ODÉN
Sphagnummoos . . . . .	54,72	23,7	1,0
Jüngerer Sphagnumtorf . .	14,98	44,6	45,9
Grenztorf . . . . .	11,37	56,0	68,2
Älterer Sphagnumtorf . .	8,50	66,6	88,3

Für die Beurteilung der Methoden muß allerdings auch ihre Wirtschaftlichkeit bei Massenuntersuchungen berücksichtigt werden; dadurch scheidet die gute Methode von KOMAREWSKY, welche in exakter Weise die Zellulose bestimmt, deren Menge mit fortschreitender Vertorfung nachweislich abnimmt, als zu umständlich und zu zeitraubend aus. G. KEPPELER<sup>5</sup> hat seine frühere Formulierung durch Einsetzen des mit der Vertorfung verbundenen Stoffverlustes noch verbessert und gelangt damit zu auffallend hohen Vertorfungsgraden. Bisher hat man sich anscheinend von der Tatsache, daß das Strukturbild der Torfbildner in jüngeren Ablagerungen meist ausgezeichnet erhalten ist, in der Beurteilung des Zersetzungszustandes etwas irreführen lassen. Nach der neuen Berechnung zeigt sich jüngerer Moostorf schon in geringer Tiefe zu rund 50% vertorft (= 50% des Hydrolysierbaren sind durch Zersetzung verschwunden). Ein Moorprofil, das nach der alten Festsetzung Vertorfungsgrade von oben nach unten von z. B. 10–70% aufwies, hat nach diesen neuen Gesichtspunkten von G. KEPPELER Werte von 40–95%. Die Vertorfungsgrade liegen tatsächlich also wesentlich

<sup>1</sup> KOMAREWSKY, W.: Zur Frage der Bestimmung des Zersetzungszustandes des Torfes. Z. angew. Chem. **42**, 336 (1929). — HESS, K., u. W. KOMAREWSKY: Über Isolierung und Nachweis von Zellulose in Torf. Ebenda **41**, 541 (1928).

<sup>2</sup> KEPPELER, G.: Bestimmung des Vertorfungsgrades von Moor- und Torfproben. J. Landw. **68**, 43 (1920).

<sup>3</sup> MELIN, E., u. SVEN ODÉN: Kolorimetrische Untersuchungen über Humus und Humifizierung. Internat. Mitt. Bodenkde **9**, 391 (1919); Abschnitt: Über die Humifizierung einiger typischer Torfarten intakter Moorböden S. 409–418.

<sup>4</sup> ARND, Th., W. SIEMERS u. W. HOFFMANN: Beitrag zur Kenntnis über den Zusammenhang zwischen dem Zersetzungszustand und einigen physikalisch-chemischen Eigenschaften des Hochmoortorfes. Z. Pflanzenernähr A **32**, 257 (1933).

<sup>5</sup> KEPPELER, G.: Zur Kenntnis des Vertorfungsvorganges. Z. angew. Chem. **45**, 473 (1932).

höher, als anfangs angenommen wurde. Die Analysen ermöglichen ferner, auch wenn die Struktur der Pflanzen vergangen ist, Rückschlüsse auf die torfbildende Vegetation zu ziehen, so daß damit eine andere bisherige Unsicherheit in der Berechnung des Vertorfungsgrades ausgeschaltet wird.

Einer umfangreichen Darstellung der Moorchemie sind wir zur Zeit durch die noch gültigen vollständigen Angaben B. TACKES<sup>1</sup> und durch das neue Buch von S. W. SOUCI<sup>2</sup> über die Chemie des Moores enthoben. Außerdem wird die geschichtlich begründete enge Verbindung dieses Gebietes mit der Forschungsrichtung über den organischen Anteil im Mineralboden sich in dem Maße lockern, wie neuerdings die Eigenheiten der Ton-Humus-Körper an den Bodentypen selbst studiert und ohne Rückbeziehung auf Torfhumuspräparate bewertet werden, eine Entwicklung, die in vollem Gange ist. Immerhin hat man durch die Untersuchung der Torfhuminsäuren bekanntlich die ersten Fingerzeige für die chemische Natur gewisser beständiger Humuskörper bekommen<sup>3</sup> und diese Befunde dann auf die Böden übertragen können. Es werden daher Fortschritte in der Erkennung des Vertorfungsvorganges wohl auch weiterhin der Humusbeurteilung im Mineralboden nützen können. Es kommt hinzu, daß in Zukunft noch mehr Torf als bisher in Form der Humusdüngemittel des Handels auf den Acker gebracht werden wird, wie mindestens in den Sonderfällen der Siedlergärten, Weinberge und Obst- und Beerenkulturen, wobei also eine direkte und zu beachtende Vermengung der auf verschiedenen Wegen entstandenen Humusgruppen stattfindet. Wie verwickelt der chemische Aufbau von Moorböden liegt, hat sich in den Elektrodialyseversuchen von B. D. WILSON<sup>4</sup> ergeben. Das Auftreten von Ionen in der Anodenkammer, welche normalerweise zur Kathode wandern, ferner das Auftreten großer Mengen von Kieselsäure in der Kathodenkammer und Niederschläge organischer Masse auf beiden Seiten lassen den Schluß zu, daß hier eine Wanderung von komplexen organischen Verbindungen verläuft, daß die Ionen also nicht nur an der Oberfläche des organischen Anteils sorbiert sind. Schwefel liegt fast vollständig in organisch gebundener Form vor, Phosphor dagegen als Phosphation. W. U. BEHRENS und I. M. ROBERTSON<sup>5</sup> zeigen, daß bei Einwirkung von Neutralsalzen auf sauren Sphagnumtorf kein äquivalenter Ionenaustausch von Kationen stattfindet; mitunter steigt die Kationenkonzentration in der Lösung sogar, so daß die Verfasser zur Erklärung dieser Abweichungen die DONNANSche Anschauung von der Wirkung der ungleichen Verteilung eines Ions auf das Verhalten der übrigen Ionen und von den daraus entstehenden Gleichgewichten heranziehen. S. S. DRAGUNOW und E. F. BACHTINA<sup>6</sup> untersuchen die

<sup>1</sup> Vgl. dieses Handbuch 4, 124–184 (1930).

<sup>2</sup> SOUCI, S. W.: Die Chemie des Moores mit besonderer Berücksichtigung der Huminsäuren unter Bezugnahme auf die balneotherapeutische Verwendung des Moores. Stuttgart 1938. 214 S.

<sup>3</sup> BRÜNE, F., u. TH. ARND: Über die Azidität und die Kalkbedürftigkeit der Moorböden. Forsch.dienst 1, 742 (1936).

<sup>4</sup> WILSON, B. D., u. E. V. STAKER: The chemical composition of the muck soils of New York. Bull. Cornell Univ. agricult. Exper. Stat. 537, Ithaca 1931. — WILSON, B. D., u. G. R. TOWNSEND: Some nitrogen relationships in muck soils. Cornell Univ. Agricult. Exper. Stat., Memoir 137, Ithaca 1931. — WILSON, B. D., u. M. J. PLICE: The buffer capacity of peat soils. Ebenda Memoir 146 (1932). — WILSON, B. D., u. E. V. STAKER: The character of the peat deposits of New York. Ebenda Memoir 149 (1933) — Ionic exchange of peat soils. Ebenda Memoir 172 (1935). — WILSON, B. D., A. J. EAMES u. E. V. STAKER: Genesis and composition of peat deposits. Ebenda Memoir 188 (1936). — WILSON, B. D., u. E. V. STAKER: Ionic relationships in peat. Soil Sci. 43, 247 (1937).

<sup>5</sup> BEHRENS, W. U., u. I. M. ROBERTSON: Der Ionenumtausch im Torf. Z. Pflanzenernährg A 23, 50 (1932).

<sup>6</sup> DRAGUNOW, S. S., u. E. F. BACHTINA: Löslichkeit der Huminsäuren und die Stickstoffformen in verschiedenen Torfarten. Z. Pflanzenernährg A 34, 89 (1934).

Stickstoffformen russischer Torfe, können aber außer örtlichen Besonderheiten noch keine allgemeineren Beziehungen finden.

### Abhängigkeit der Bodenfruchtbarkeit vom organischen Bodenanteil.

Das letzte Jahrzehnt hat in steigendem Maße eine Anwendung der Humusforschung auf landbauliche Fragen gebracht, teils unter dem Zwang der Lebensumstände ganzer Völker, die auf Gesunderhaltung und Pflege ihres Bodens achten müssen, teils wegen des erfreulichen Ausreifens so vieler Untersuchungsbeefunde, die zu praktischer Anwendung drängen. Man könnte beinahe von einem neuen Abschnitt der „Humustheorie“ im Landbau sprechen — 100 Jahre, nachdem sie in alter Fassung die Gemüter erregte. Die damals wissenschaftlich noch ungenügend oder zum Teil überhaupt nicht begründeten Anschauungen über die Bedeutung des Humus schossen aber über das Ziel hinaus und riefen die ebenfalls zu einseitige Mineraltheorie auf den Plan, was in großen Zusammenhängen gesehen eigentlich zu einer bedauerlichen Stockung des Fortschritts unter Vernachlässigung der schon vorhandenen richtigen Ansätze in diesen Hauptfragen der Bodenbiologie und Pflanzenernährung führte.

Das angedeutete neue Gebiet der angewandten Humusforschung enthält so viele Grenzbeziehungen zu landwirtschaftlichen, klimatischen und volkswirtschaftlichen Fragen, daß hier eine Auswahl und starke Beschränkung notwendig wird, besonders da noch vieles unsicher und im Fluß ist. Schon der Begriff „Fruchtbarkeit des Bodens“ ist ja in bezug auf den organischen Anteil mehrdeutig. Eine unmittelbare Erntesteigerung, nach Zufügung organischer Masse zum Boden, entsteht bekanntlich ganz überwiegend durch ihre Zersetzung und Mineralisierung unter Verfügbarwerden der vorher organisch gebundenen Nährstoffe für die Pflanzen, wobei es zu einer Humusbildung gar nicht erst kommt<sup>1</sup>. Dasselbe gilt für die jährlich sich wieder umsetzenden frischen Wurzeln und Stoppeln, deren Wirkung im engeren Stoffkreislauf größer ist als diejenige des gesamten übrigen Humusanteils im Boden<sup>2</sup>. Die Ertragshöhe eines Bodens auf lange Sicht dagegen hängt überwiegend von seinem humifizierten organischen Anteil ab, der zusammen mit den Tonkörpern jene als Gare bezeichnete günstigste Struktur bewirken kann. Dies ist nach P. EHRENBURG der Bodenzustand, in welchem das Erdreich zu gleicher Zeit die größte Wassermenge wie auch die größte Luftmenge aufzunehmen vermag. Damit und durch die Sorptionsfähigkeit der organisch-mineralischen Umtauschkörper für anfangs überschüssig vorhandene Pflanzennährstoffe und durch ihre Nachlieferung im Verlaufe des Wachstums sind dann die besten Vorbedingungen für einen hervorragenden fruchtbaren Boden gegeben. Die Arbeiten von F. SCHEFFER<sup>3</sup>, H. FISCHER<sup>4</sup>, P. EHRENBURG<sup>5</sup>, A. JACOB und P. KRISCHE<sup>6</sup>, L. MEYER<sup>7</sup> und W. SCHOLZ<sup>8</sup> enthalten die mit dieser

<sup>1</sup> CARR, R. H.: Is the humus content of the soil a guide to fertility? *Soil Sci.* **3**, 515 (1917).

<sup>2</sup> CROWTHER, E. M.: Soils and fertilisers. *Rep. progr. appl. Chem.* **19**, 550 (1934); *Organic matter and soil fertility*.

<sup>3</sup> SCHEFFER, F.: Über das Problem der Bodenfruchtbarkeit. Ein Beitrag zu JUSTUS V. LIEBIG'S Ausspruch: „Nicht die Fruchtbarkeit der Erde, wohl aber die Dauer der Fruchtbarkeit liegt in dem Willen des Menschen.“ *Arch. Pflanzenbau Abt. A* **8**, 127–186 (1931).

<sup>4</sup> FISCHER, H.: Die Bedeutung der organischen Substanz und Umsetzung derselben im Boden. *Honcamp's Handbuch der Pflanzenernährg u. Düngerlehre* **2**, 62 (1931).

<sup>5</sup> EHRENBURG, P.: Die Aufgaben des Humus im Erdboden vom Gesichtspunkt des landwirtschaftlichen Praktikers. *Z. Pflanzenernährg B* **13**, 404 (1934).

<sup>6</sup> JACOB, A., u. P. KRISCHE: *Landwirtschaftliche Bodenpflege*. Leipzig 1935.

<sup>7</sup> MEYER, L.: Erhaltung und Steigerung der Fruchtbarkeit unserer Ackerböden. *Phosphorsäure* **5**, 583 (1935).

<sup>8</sup> SCHOLZ, W.: Der Kohlenstoffhaushalt des Bodens. *Forsch.dienst* **2**, 434 (1937).

Doppelrolle der organischen Bodenstoffe zusammenhängenden bodenkundlichen und landbaulichen Fragen nach neuem Stand.

Zur volkswirtschaftlichen Seite der Frage bringt W. SAUERLANDT<sup>1</sup> eine gute Zusammenstellung über Einwohnerdichte, Viehbesatz, Stroherträge als Anhaltspunkt für erzeugte Stalldüngermengen, käufliche Düngemittel, Ernteerträge nach Höhe und Ertragssicherheit usw. für das deutsche Reichsgebiet von 1936. Die Menge des verrotteten verfügbaren Stalldüngers beläuft sich auf etwa 100 dz je Haupt Großvieh bzw. 70 dz/ha landbaulich genutzte Fläche (sofern hier eine Durchschnittsbildung wegen der sicher ungleichen Verteilung auf die einzelnen Kulturarten überhaupt möglich ist). Durch Intensivierung des Anbaues stiegen die Erträge gegenüber der Vorkriegszeit; doch zeigten sie früher eine größere Ertragsstetigkeit als im Jahrzehnt um 1930, was an den Weizen- und Roggenerträgen seit 1878 nachgewiesen werden kann. In Kanada und in den Vereinigten Staaten sind während der Trockenzeiten und Regenkatastrophen der letzten Jahre die Weizen- und Prärieböden durch Staubstürme oder Erosion geschädigt und zum Teil völlig verdorben worden, in USA. allein schätzungsweise auf einer Fläche von über 4 Millionen Hektar; außerdem rechnet man dort mit einem Ertragsrückgang der Ernten von 7—10% auch auf den Farmen außerhalb der eigentlichen Schadengebiete. Neben kulturtechnischen Maßnahmen zur Ableitung von Wasserüberschuß ist man darauf bedacht, den Boden wieder richtig aufnahmefähig für die Niederschläge zu machen, was vor allem durch „Erhaltung des organischen Bodenanteils“ geschehen soll (keeping up the soil organic matter)<sup>2</sup>. Darüber hinaus hat man an eine Wiederherstellung des richtigen Verhältnisses zwischen Ackerland, Grasland und Wald gedacht und z. B. 1934 den Plan eines nord-südlich verlaufenden Waldgürtels entworfen, der in einer Länge von 1600 km und einer Breite von 160 km zwischen der kanadischen Grenze und Texas als Windschutz dienen, die Bodenfeuchtigkeit halten und der wachsenden Neigung zu Trockenzeiten entgegenwirken sollte.

#### Verhalten der Humusstoffe bei neuzeitlicher Bodennutzung und Möglichkeiten ihrer Vermehrung durch Düngung.

Die Untersuchungen auf diesem Gebiet sind in vielen Fällen erst als Tastversuche mit beschränkter Gültigkeit zu werten, da die Methodik schwierig ist und die einander überkreuzenden Wirkungen der Mineralisierung und der Humifizierung der organischen Masse im Boden die Sachlage verwickeln<sup>3</sup>. Nach der Erfahrung wird ein Ackerboden bei langjähriger Nutzung „dunkel“, er gewinnt an „alter Kraft“, sofern ihm regelmäßig organische Düngungsstoffe zugeführt wurden. Fehlt dieser Nachschub oder führen die Anbaumaßnahmen z. B. durch

<sup>1</sup> SAUERLANDT, W.: Die Humusversorgung und die Nährstoffbelieferung der deutschen Böden in den letzten Jahrzehnten. *Z. Pflanzenernährg* **42**, 322 (1936).

<sup>2</sup> Symposium on „Soil organic matter and green manuring“. *J. amer. Soc. Agronomy* **21**, 943—993 (1929). Inhalt: MARBUT, C. F.: The relation of soil type to organic matter. — LYON, T. L.: Organic matter problems in humid soils. — RUSSEL, C. J.: Organic matter problems under dry-farming conditions. — BURGESS, P. S.: Organic matter problems in irrigated soils. — WAKSMAN, S. A.: Chemical and microbiological principles underlying the use of green manures. — GREAVES, J. E.: Influence of organic manures on the chemical and biological properties of arid soils. — PIETERS, A. J., u. R. MCKEE: Green manuring and its application to agricultural practices.

<sup>3</sup> Die Einzelarbeiten sind daher von hier bis zum Ende des Beitrages nicht mehr ausführlich und mit Zahlenbeispielen ausgewertet, sondern nur gruppenweise als Belege für die entwickelten Gesichtspunkte genannt. Das ist neben der vorläufigen Unsicherheit vieler Ergebnisse deswegen auch tragbar, weil diese in angewandter Richtung allerdings sehr wichtigen Fragen sich von der Hauptaufgabe, die Beschaffenheit des organischen Bodenanteils in rein bodenkundlichem Sinne zu umreißen, schon etwas entfernen.



hohe Kalkanwendung zu beschleunigter Umsetzung im organischen Bereich und damit zu ungenügender Humusergänzung, so tritt nach allgemeiner Vorstellung das Gegenteil zum ersten Falle ein — ohne daß aber diese Verschiebungen bisher analytisch überzeugend bewiesen werden konnten, wenigstens für kürzere Zeiträume. Es wird sich hierbei ja auch nicht nur um Veränderungen in der Menge des organischen Bodenanteils, sondern auch um Beeinflussung seiner Beschaffenheit im günstigen oder ungünstigen Sinne handeln. In der Aufklärung dieser Fragen steht man durch das Auffinden der beiden Huminsäuretypen gerade erst am Anfang. Selbst U. SPRINGER<sup>1</sup> konnte mit seinen besten Methoden bei einem elfjährigen Feldversuch nur eine geringe Verschiebung im organischen Gesamtzustand des Bodens durch jährlich 400 dz/ha Stalldüngung gegenüber humusfreier Mineraldüngung finden; diese selbst ließ übrigens keinen Einfluß, also auch nicht eine Aufzehrung der organischen Bodenmasse in jenem Zeitraum erkennen. Die reichliche Kohlenstoffzufuhr durch den Stalldünger bewirkte auch nicht, daß die Humusbildung in eine zur Humusform der Schwarzerden führende Richtung gelenkt wurde, was man nach der sonst üblichen Vorstellung, daß hohe Stallmistgaben „den Acker schwarz machen“, hätte erwarten können.

Die meisten meßbaren Veränderungen im organischen Anteil des jährlich gewendeten, stark durchwurzelten und gedüngten Ackerbodens vollziehen sich vor oder besser neben der eigentlichen Humusbildung. Sie haben allerdings, durch Inganghaltung eines regen biologischen Lebens und durch Bereitstellung von Nährstoffen, besonders von Stickstoff, meist eine starke dynamische Wirkung auf den Pflanzenwuchs, so daß F. SCHEFFER den dabei wirksamen Anteil Nährhumus nennt. Für den Ablauf dieser Vorgänge ist hauptsächlich das C:N-Verhältnis der Ausgangsmasse, das Bodenklima und die Bodenreaktion wichtig, obwohl man auch wieder finden kann, daß die sich zersetzenden organischen Teilchen sich mit einer engen Zone umgeben, deren Wasserstoffionenkonzentration vom Stoffwechsel der Mikroben bedingt und von der allgemeinen Reaktion des Bodens vorübergehend ziemlich unabhängig ist<sup>2</sup>. Die Beeinflussung der Bodenstruktur durch diese Umwandlungsvorgänge wurde bisher erst einmal tastend untersucht<sup>3</sup>; dabei blieb die Frage offen, ob die oft beobachtete Verbesserung des Bodenzustandes durch organische Düngung nicht teilweise mit der Bildung der Säuren

<sup>1</sup> SPRINGER, U.: Wie äußert sich der Einfluß der Düngung auf die organische Substanz des Bodens und wie läßt er sich nachweisen? *Z. Pflanzenernährg* **42**, 303 (1936).

<sup>2</sup> LEMMERMANN, O., W. JESSEN u. H. ENGEL: Die Bedeutung des Kohlenstoff-Stickstoff-Verhältnisses und anderer chemischen Eigenschaften der organischen Stoffe für ihre Wirkung. *Z. Pflanzenernährg A* **17**, 321 (1930). — ENGEL, H.: Über den Einfluß des C:N-Verhältnisses in verschiedenen organischen Substanzen auf die Umsetzung des Stickstoffs im Boden. *Ebenda A* **19**, 314 (1931). — REINCKE, R.: Untersuchungen über die Mineralisation des Humusstickstoffs unter wachsenden Wiesenbeständen auf Niedermoorboden. *Zbl. Bakter. I* **181**, 210 (1930); **85**, 348 (1932). — ZOLCINSKI, J., u. A. MUSIEROWICZ: Über bedeutende Stickstoffverluste bei der Humifizierung des Rotklee. *Verh. 2. internat. bodenkdl. Kongr. Moskau 1930* **4**, 258 (1932). — OSUGI, S., u. S. YOSHIE: Zersetzung der organischen Substanz durch Mikroorganismen. *Ebenda* **3**, 107 (1932). — STURGIS, M. B.: Determination of the rate of decomposition of organic matter under field conditions. *Soil Sci.* **34**, 19 (1932); und ähnlich: *J. amer. Soc. Agronomy* **24**, 690 (1932). — THOM, C., u. N. R. SMITH: The relation of soil acidity to the decomposition of organic residues. *J. amer. Soc. Agronomy* **25**, 392 (1933). — DAJI, J. A.: The decomposition of green manures in soil. *J. agricult. Sci.* **24**, 15 (1934) — *J. amer. Soc. Agronomy* **26**, 466 (1934). — WHITE, J. W., F. J. HOLBEN u. C. D. JEFFRIES: Influence of soil acidity upon the decomposition of organic matter in soils. *Soil Sci.* **37**, 1 (1934). — LYON, T. L.: The residual effects of some leguminous crops. *Bull. Cornell Univ. Agricult. Exper. Stat.* **645** (1936). — RUSCHMANN, G.: Die Zersetzung pflanzlicher und tierischer Rückstände im Boden, Stalldünger und Kompost. *Forsch.dienst* **2**, 245 (1936).

<sup>3</sup> CONRAD, J. P.: The relation of colloid dispersion in soils to chemical changes induced by biological transformations of organic materials. *Soil Sci.* **37**, 179 (1934).

$\text{HNO}_3$ ,  $\text{H}_2\text{SO}_4$ ,  $\text{H}_2\text{CO}_3$  und  $\text{H}_3\text{PO}_4$  zusammenhängt, welche bei der Aufarbeitung der organischen Masse durch die Kleinlebewesen entstehen und Aufteilung der Bodenkolloide und damit Änderungen in der Wasserführung bewirken.

Von welchen Düngungsmaßnahmen kann man nun eine Vermehrung oder Verbesserung des Dauerhumus im Boden überhaupt erwarten? Die bisherigen Untersuchungen über Gründüngung<sup>1</sup> enthalten noch keine Beweise oder Anhaltspunkte dafür, obwohl die stickstoffreichen und zugleich verholzenden Pfahlwurzeln der großwüchsigen Leguminosen eigentlich die günstigsten Vorbedingungen für eine Entstehung von Lignin-Protein-Komplexen im Sinne der Humifizierung geben. Die hohe Anfangswirkung umgebrochener Wiesennarbe auf den Ernteertrag bei anschließender Ackernutzung zeigt ebenfalls, daß hierbei die Mineralisierung der eingebrachten organischen Masse im Vordergrund steht und nicht viel für die Humusbildung übrigbleibt<sup>2</sup>. Diese Beobachtungen nötigen zu dem Schluß, daß die wirklich vorhandenen und gebietsweise zum Teil sehr mächtigen Auflagerungen besten Humusbodens wie in den Schwarzerdegegenden, ja auch die Humusvorräte in unseren gewöhnlichen Ackerböden nur durch ein Zusammenwirken vieler günstiger bodenkundlicher und klimatischer Umstände über lange Zeiträume hinweg entstanden sein können. Berechnungen darüber sind aber unsicher und schwierig, weil noch keine Anhaltspunkte für die jährlichen Verluste an Dauerhumus vorhanden sind, der entweder durch Kleinlebewesen wieder aufgezehrt oder durch Verschlechterung der Bindungen in den Tonhumuskörpern weggeführt oder mindestens tiefer gewaschen werden kann. Daß diese Möglichkeiten in dem oft umgewendeten und oft den Witterungseinflüssen frei ausgesetzten Ackerboden in einem höheren Grade eintreten als unter Gras- oder Waldbedeckung, ist sicher. Eine Humusvermehrung durch Gründüngung und durch die jährlichen Wurzel- und Stoppelrückstände dient daher unvermerkt vielleicht nur der Ausfüllung dieser Lücken, etwa gerade in dem Maße, wie die Intensität des Ackerbaues in der betreffenden Gegend sie aufreißt, wodurch der Nachweis des ganzen Vorganges allerdings sehr schwierig wird.

Diese Vermutung gewinnt eine Stütze durch die Verhältnisse beim verrotteten Stalldünger. Obwohl dieses wichtige Bodenverbesserungsmittel nicht schlechthin „Humus“ ist, wie eine landläufige Meinung es manchmal ausdrückt, liegen in seinem Kotanteil, vornehmlich im Rinderkot, schon echte Humusstoffe vor, während die im lagernden Haufen aus dem Stroh entstandenen Rotteprodukte wohl erst Vorstufen dazu darstellen<sup>3</sup>. Die humusschaffende Wirkung von Stall-

<sup>1</sup> WÖHLBIER, W.: Gründüngung. Honcamps Handb. der Pflanzenernähr u. Düngerlehre 2, 116–150. Berlin 1931. — CROWTHER, E. M., u. H. H. MANN: Green manuring and sheep folding on light land. An account of the green manuring experiments at the Woburn Experiment Station. 1893–1933. J. roy. agricult. Soc. England 94, 128–151 (1933). — MITSCHERLICH, E. A., W. SAUERLANDT u. A. KUHNKE: Versuche über die Wirkung der Gründüngung. Landw. Jb. 79, 941–975 (1934); mit reichlichem Schrifttum. — JENKINS, S. H.: Organic manures. Imperial Bureau of Soil Science, Techn. Commun. Nr 33 (1935); S. 41–45: Organic manures in relation to soil organic matter. — RHEINWALD, H.: Gründüngung im Zwischenfruchtbau. Stuttgart 1936 (Heft 6 von KLAPPS Schriften über neuzeitlichen Landbau).

<sup>2</sup> BÖHLER, H.: Verrottung umgebrochener Wiesennarbe bei anschließender Ackernutzung und ihr Einfluß auf den Pflanzenertrag. Diss. L. H. Hohenheim 1939.

<sup>3</sup> SIMON, K.: Die charakteristischen Humusstoffe, ihre Beurteilung und ihre Bedeutung im Stalldünger. Bodenkd. u. Pflanzenernähr 1, 257–301 (1936). — SIEGEL, O.: Experimentelle Grundlagen zur zweckmäßigsten Stallmistbereitung unter bäuerlichen Verhältnissen. Z. Pflanzenernähr 43, 186 (1936). — Die Bestimmung der humifizierten Substanz im Stallmist. Forsch.dienst, Sonderheft 7, 135 (1938). — Die Humusstoffe im Stallmist, ihre Bestimmung, Bedeutung und Entwicklung während der Rotte. (Untersuchungen über Lagerung und Wirkung von Stalldünger, Teil VI.) Bodenkd. u. Pflanzenernähr (1939) — SPRINGER, U.: Zur Methodik der Stallmistuntersuchung. Bodenkd. u. Pflanzenernähr 12, 84 (1939).

mist<sup>1</sup> hängt weiter davon ab, ob sich im Boden Gelegenheit zur Bildung unauflöslicher Verbindungen zwischen den Humaten und dem Mineralgerüst bietet. Das gilt vor allem für die aus dem Kot stammenden löslichen Ammoniumhumate, aber auch für alle übrigen bei der weiteren Umsetzung des Stalldüngers im Boden noch entstehenden Rotte- und Humifizierungsprodukte. Es wurde daher schon versucht, diese engere Bindung während der Lagerung durch Zumischung von Ton oder Erde zu erzielen<sup>2</sup>. Daß der Stalldünger tatsächlich zu sehr beständigen organischen Körpern im Boden führt, kann man indirekt aus der allgemeinen Erfahrung entnehmen, daß sein Stickstoffgehalt für die Pflanzen schwer verfügbar ist und erst in längeren Zeiträumen zur Wirkung kommt. Versuche bis zu 16 Jahren Dauer zeigten eine so langsame Verwertung des Stickstoffs, daß nur wegen der schon jahrzehntelangen regelmäßigen Anwendung von Stallmist auf unseren Böden und der damit eintretenden Ausnutzung vieler älterer Gaben diese Erscheinung im praktischen Landbau nicht so deutlich empfunden wird<sup>3</sup>. Mit der Zuführung von sog. Kunstmist (= mit Nährstoffzusätzen verrotteter Strohdünger) oder von unverrottetem Stroh im Gemisch etwa mit grünen Pflanzenteilen kann nach den oben entwickelten Gesichtspunkten nur eine geringere endgültige Humuswirkung als beim Stallmist erzielt werden, da hierbei ja die Koteile fehlen<sup>4</sup>.

Bei der Anwendung von Kompost werden schon durch seine ursprünglichen erdigen Anteile, sofern diese von besserem Boden stammen, echte Humusstoffe auf den Acker gebracht. Die am Anfang seiner Bereitung eingemischte frische organische Masse, welche von den pflanzlichen und landwirtschaftlichen Abfällen bis zu den tierischen und gewerblichen Rückständen einen sehr wechselnden Ausgangspunkt bietet, hat durch die mehrjährige Umsetzungszeit und durch die Pflegemaßnahmen günstige Möglichkeiten, ihrerseits über die Verrottung zur Humusbildung zu schreiten. Eine solche hat im alten, schwarz gewordenen Kompost dem Augenschein nach auch stattgefunden. Wegen der stofflichen Uneinheitlichkeit der Bestandteile des Kompostes<sup>5</sup> und der örtlich sehr ungleichen Bedingungen bei der Herstellung dieses Abfalldüngers sind Mühe und Kosten zur genaueren Untersuchung der Humifizierungsvorgänge mit neuen Methoden noch nicht aufgewendet worden, obwohl eine Klärung über den besten Weg der

<sup>1</sup> Als Beispiele für Arbeiten, die trotz vielversprechender Titel nichts zu diesem Problem beitragen können, seien genannt: ACHROMEIKO, A. I.: Zur Frage der Wirkung der organischen Substanz des Stallmistes auf die Bodenfruchtbarkeit. Verh. 2. internat. bodenkdl. Kongr. Moskau 1930 **4**, 158 (1932) — Die organische Bodensubstanz und die Fruchtbarkeit des Bodens. Z. Pflanzenernährg **A 30**, 98—133 (1933).

<sup>2</sup> SIEGEL, O., u. L. MEYER: Untersuchungen über Lagerung und Wirkung von Stalldünger. IV. Wirkung einer Beimischung von Montmorillonitton auf Rotte und Humifizierung des Stallmistes. Bodenkde u. Pflanzenernährg **7**, 190 (1938). — KERTSCHER, F.: Korreferat zum Vortrag von Prof. Dr. MAIWALD: „Neuzeitliche Stallmistforschungen in ihrer praktischen Bedeutung.“ Forsch.dienst, Sonderh. **11**, 165 (1938).

<sup>3</sup> BARTHEL, C., u. N. BENGSSON: Medd. Centralanst. Försöksväs. Jordbruks **1934**, 442. — BARTHEL, C.: Nitrifikation des Stallmiststickstoffes im Boden. Z. Pflanzenernährg **B 8**, 557 (1929).

<sup>4</sup> FLIEG, O.: Untersuchungen über Herstellung und Wirkung von „künstlichem Stallmist“. Z. Pflanzenernährg **B 9**, 193 (1930). — SMITH, F. B., W. H. STEVENSON u. P. A. BROWN: Die Herstellung von künstlichem Strohdünger. Res. Bull. Agricult. Exper. Stat. Iowa State Coll. **126** (1930). Bespr. von E. GERDUM: Z. Pflanzenernährg **A 19**, 352 (1931). — JESSEN, W., u. E. GERDUM: Zur Frage der Strohdüngung. Z. Pflanzenernährg **B 10**, 97 (1931). — ENGEL, H.: Über die Zersetzung und Wirkung von Strohdünger im Boden. Ebenda **A 20**, 43 (1931). — Rothamsted Experimental Station: Anwendung von Stroh als Dünger. Annual Rep. 1936, Rothamsted 1937, 51—55. — HESSE, W., u. K. SCHMALFUSS: Einige Untersuchungen über Kunstmist. Bodenkde u. Pflanzenernährg **8**, 355 (1938).

<sup>5</sup> GRIMME, C.: Kompostdünger. Honcamp's Handb. der Pflanzenernährg u. Düngerlehre **2**, 150—162. Berlin 1931.

Humusschaffung bei der Wichtigkeit des Kompostes als Verbesserungsmittel für das Grünland lohnen würde. Für tropische Verhältnisse besteht ein besonderes Verfahren zur Kompostierung von Pflanzenabfällen, tierischem Dünger und Asche, die sog. Indore-Methode<sup>1</sup>. Genauere Untersuchung widmet man heute den an Bedeutung gewinnenden Humusdüngern des Handels, die überwiegend den Torfmull als Hauptbestandteil haben und in einer besser bekannten, einheitlicheren Beschaffenheit vorliegen als der Kompost<sup>2</sup>. Bei der Herstellung solcher Dünger, die zum Teil unter Patentschutz stehen, hat man auch den Zersetzungsgrad des ursprünglich verwendeten Torfs technisch zu erhöhen versucht (Nettolin), um damit dem Düngemittel bessere dynamische und statische Humuswirkungen auf Pflanze und Boden zu geben. Die richtige Lenkung einer solchen „Aufschließung“ des Torfes und die richtige Bewertung dieser verschieden weit zersetzten Humusdünger in ihrem Nutzen für den Acker sind augenblicklich schwebende Fragen der angewandten Humuschemie<sup>3</sup>.

Man ist noch einen Schritt weitergegangen und hat neuerdings die Zufuhr von Kohle zum Boden empfohlen, entweder als Rohbraunkohle oder in einer mit Ammoniak abgesättigten Form<sup>4</sup>, in Mengen von etwa 20 dz/ha. Auch die Herstellung von Mischungen von Kohle und Stallmist oder Nährsalzen und Kalk wurde erwogen<sup>5</sup>. Übersehen werden darf dabei nicht, daß Rohbraunkohle an sich dem Boden und der Pflanze wegen ihrer Säurewirkung, ihres Reduktionsvermögens und ihrer schweren Benetzbarkeit ziemlich schädlich sein kann<sup>6</sup>. Im Braunkohlentagebau beobachtet man häufig, daß stark mit Kohle versetzter Boden fast frei von Pflanzenwuchs bleibt. Durch die Absättigung mit Ammoniak können zwar diese unmittelbaren Hemmungsfaktoren beseitigt werden, jedoch hat man die anfangs etwas übertriebene Hoffnung auf große Ertragssteigerungen unmittelbar durch die Kohledüngung in der Folgezeit nicht bestätigen oder anders erklären können<sup>7</sup>. Wichtig dabei ist, daß sie nicht durch eine Vermehrung oder Verbesserung des organischen Anteils im Boden zustande kommen, sondern meist

<sup>1</sup> HOWARD, A.: Die Erzeugung von Humus nach der Indore-Methode. *Tropenpflanzer* **39**, 46 (1936) — The waste products of agriculture; their utilisation as humus. *J. roy. Soc. Arts* **1933**, Dec. 8.

<sup>2</sup> TACKE, B.: Torf als Dünger und Bodenverbesserungsmittel. *Z. Pflanzenernähr B* **12**, 1–12 (1933) (enthält auch die aus Torf hergestellten Humusdünger des Handels). — MEYER, L.: Bericht über Versuche mit dem neuen Humusdünger „Nettolin“. *Landw. Versuchsstat.* **118**, 197 (1934). — GORDON, M.: Torf und Torfdünger. *Forsch.dienst* **1**, 521 (1936). — ENGELS, O.: Zur Frage der Humusdüngung. Einige neuere Humusdünger, ihre Zusammensetzung und Wirkung. *Forsch.dienst* **4**, 54 (1937).

<sup>3</sup> FEUSTEL, I. C., u. H. G. BYERS: U. S. Dept. *Agricult. Techn. Bull.* **389** (1933). — GORDON, M.: Beitrag zur Frage der bei der Torfkompostierung auftretenden Humifizierungsvorgänge. *Diss. Univ. Berlin* 1936. — FRUHSTORFER, A.: Humusbeschaffung durch Torfschnellkompost. *Landbau u. Technik* **12**, 5 (1936).

<sup>4</sup> FISCHER, F.: Biologie und Kohle. *Angew. Chem.* **45**, 185 (1932). — LIESKE, R.: Neuere Untersuchungen über die Wirkung von Kohlen als Düngemittel. *Ebenda* **45**, 121 (1932). — NĚMEC, A.: Über die Verwendung von Braunkohlepräparaten zu Düngezwecken. *Brennstoff-Chem.* **13**, 168 (1932). — ROCASOLANO, G. A. DE: *Aportacion bioquímica al problema agrícola del nitrógeno*. 2 Bde. Zaragoza 1933/35.

<sup>5</sup> SCHLIEPHACKE, K.: Die Verbesserung humusarmer Böden durch kalkhaltige Rohbraunkohle. *Dtsch. landw. Presse* **63**, 260 (1936).

<sup>6</sup> KÖHN, M.: Zur Frage der Düngewirkung von Kohlen. *Angew. Chem.* **45**, 281 (1932).

<sup>7</sup> LEMMERMANN, O.: Über den Wert von Braunkohle und einiger sog. Humusdünger (Stalldünger, Torf, Humunit, bayerischer Kohlensäuredünger, Biohumus, aktivierte Kohle, humussaures Ammoniak). *Z. Pflanzenernähr A* **30**, 1 (1933). — STRÜNCK, G. v.: Die Düngewirkung der Braunkohle. *Ebenda A* **29**, 117 (1933). — CROWTHER, E. M., u. W. E. BRENCHELEY: The fertilising value and nitrifiability of humic materials prepared from coal. *J. agricult. Sci.* **24**, 156 (1934). — SCHARRER, K., u. W. SCHROPP: Über die Wirkung verschiedener Adsorbentien auf das Pflanzenwachstum. *Landw. Versuchsstat.* **122**, 323 (1935).

wohl durch den leicht abspaltbaren Ammoniakstickstoff bedingt werden<sup>1</sup>, allenfalls noch durch eine unmittelbare physiologische Wirkung der zugeführten Humusstoffe der Braunkohle auf die Pflanzen, über deren Richtung im nächsten Abschnitt noch zu sprechen ist.

Außerdem ist eine indirekte Bodenwirkung solcher ammonisierter Braunkohle durch Beweglichmachung der Bodenphosphorsäure im Sinne des schon erwähnten Humateffektes denkbar<sup>2</sup>. Dieser wird wohl schon durch die ammoniumhaltigen Wirtschaftsdünger Stallmist und Jauche oft unvermerkt ausgeübt und könnte durch eine richtig dosierte Kohledüngung vielleicht planmäßig verstärkt werden. Leider binden die billig zur Verfügung stehenden Rohstoffe Braunkohle und Torf nur wenige Prozente Ammoniak und einen Teil davon nicht als Ion, sondern in fester und für den Humateffekt dann nicht in Betracht kommender Form. Daher bestehen vorläufig hier noch natürliche und wirtschaftliche Schranken für den sonst großen Nutzen versprechenden Gedanken, dem Boden einen an austauschbarem Ammoniak reichen Humatdünger zuzuführen, um der Pflanze eine den Ammoniumsalzen ebenbürtige Stickstoffquelle zu bieten, ferner den Phosphorsäurehaushalt günstig zu beeinflussen und nach Erfüllung beider Aufgaben in dem Humatrest noch einen wertvollen Bestandteil zur Verbesserung und Vermehrung des organischen Anteils im Boden zu haben<sup>3</sup>. Erwähnt sei schließlich, daß manche Braunkohlenaschen in Tastversuchen sich als sehr wirksam bei der Bildung von stabilen Komplexen mit Huminsäuren, z. B. des Stalldüngers, erwiesen haben<sup>4</sup>.

Wirkung von Humusstoffen auf Pflanzen und auf Kleinlebewesen.

Bei der Besprechung der Kohledüngung tauchte bereits der weitere Gesichtspunkt auf, daß der organische Bodenanteil nicht nur durch seine Menge und günstige Zustandsform ein Fruchtbarkeitsmerkmal ist und in dieser Richtung erhalten und verbessert werden muß, sondern auch unmittelbare physiologische Wirkungen auf die Lebewelt ausüben kann. Die Forschungen darüber sind neu und noch ganz im Abschnitt des Sammels der möglichen Einflüsse, also noch nicht so weit, um aus den Befunden rückwärts Schlüsse auf die Beschaffenheit der organischen Wirkungsstoffe selbst zu erlauben. Schon dieser erste Arbeitsabschnitt ist von den bei Humusfragen üblichen Unklarheiten und Widersprüchen angefüllt. Die für die Reaktionen auf Pflanzen und Bakterien verwendeten Humusstoffe werden oft selbst nicht deutlich genug beschrieben und untersucht und sind nach ihrer Herkunft meist so verschieden, daß allein schon ihre organischen oder anorganischen Begleitstoffe allerlei den Kern der Frage nicht betreffende Versuchsausschläge geben können, besonders in den in dieser Beziehung ja sehr empfindlichen Wasserkulturen. Festgestellt wurde bis jetzt eine wachstumsfördernde Wirkung der Huminsäuren auf die Pflanzenwurzeln, die bis zum Zehnfachen vergrößert werden können, unter entsprechender Zu-

<sup>1</sup> KAPPEN, H., R. W. BELING, G. v. STRÜNCK: Zur Frage der Düngerwirkung der Braunkohle. *Z. Pflanzenernährg* **40**, 215 (1935).

<sup>2</sup> Vgl. diesen Band S. 420.

<sup>3</sup> KAPPEN, H.: Über die Humatlöslichkeit der Phosphate. *Forsch.dienst, Sonderh. 5* (Bericht über die Tagung des Forschungsdienstes in Würzburg 1935), Teil 2, 83. — FLIEG, O.: Über den Einfluß von Humaten auf die Beweglichkeit der Phosphorsäure im Boden. *Z. Pflanzenernährg* **38**, 222 (1935). — STAIKOFF, ZWETAN D.: Über die Ammoniakbindung durch natürliche und künstliche Humusstoffe. *Diss. Univ. Bonn* 1937.

<sup>4</sup> SIMON, K.: Die charakteristischen Humusstoffe . . . *Bodenkde u. Pflanzenernährg* **1**, 297 (1936) (Bemerkung im Abschnitt V: Verbindung von Humus und Mineral). — SPRINGER, U.: Zur Methodik der Stallmistuntersuchung. *Ebenda* **12**, 84 (1939); Zufügung von 2,5% Asche zum lagernden Stalldünger.

nahme ihres Aufnahmevermögens für Nährstoffe und damit wesentlicher Erhöhung des gesamten Stoffumsatzes solcher Pflanzen<sup>1</sup>. Dabei ist die Zustandsform der organischen Kolloide wichtig, da beim Übergang vom Sol- in den Gelzustand die stimulierende Wirkung abnimmt, was besonders für die Humusstoffe des Stalldüngers gefunden wurde. Die Wachstumsförderung wird sowohl als Eisenwirkung erklärt<sup>2</sup> wie auch nach Beobachtungen an Knöllchenbakterien als Einfluß eines spezifischen Wuchsstoffes, des Koenzyms R, wobei der Eisengehalt belanglos sein soll<sup>3</sup>. Ähnlich unsicher steht es noch um die Beziehung zwischen dem vorhandenen Humus und dem mikrobiellen Stoffwechsel im Boden, besonders der Nitrifikation; angeblich ist ein sehr enger, wenn nicht sogar für den Fortgang der Nitratbildung ausschlaggebender Zusammenhang vorhanden<sup>4</sup>. Eine kürzliche umfassende Nachprüfung solcher Wirkungen auf Pflanzen und Bakterien brachte für viele frühere Angaben aber keine Bestätigung<sup>5</sup>. Den zum Teil wohl sehr verwickelten Weg solcher angeblichen Reizwirkungen zeigt die Beobachtung<sup>6</sup>, daß Huminsäure die Mycelgewichte von *Aspergillus niger* erhöht, aber nicht etwa wegen Darbietung einer weiteren Kohlenstoffquelle oder irgendwelcher mangelnder Spurenelemente, sondern wegen besserer Ausnutzung des Kaliumgehaltes im Substrat; hierfür könnte eine Veränderung der Durchlässigkeit der Zelloberflächen der Grund sein.

<sup>1</sup> NIKLEWSKI, B.: Über den Einfluß von Kolloidstoffen auf die Entwicklung einiger Kulturpflanzen. *Jb. Bot.* **78**, 431–482 (1933). — Die Kolloidsubstanzen des organischen Düngers als Produktionsfaktoren. *Z. Pflanzenernährg B* **13**, 331 (1934). — NIKLEWSKI, B., u. J. WOJCIECHOWSKI: Über den Einfluß der wasserlöslichen Humusstoffe auf die Entwicklung einiger Kulturpflanzen. *Bodenkde u. Pflanzenernährg* **4**, 294 (1937). — ASLANDER, A.: Bodenextrakt als Nährlösung für höhere Pflanzen. *Z. Pflanzenernährg* **44**, 282 (1936). — BLAGOWESTSCHENSKI, A. W., u. A. A. PROSOROWSKAJA: Zur Frage des Einflusses der Huminsäure auf die Assimilation der Pflanzen. *Biochem. Z.* **282**, 99.

<sup>2</sup> BURK, D., H. LINEWEAVER u. C. K. HORNER: Iron in relation to the stimulation of growth by humic acid. *Soil Sci.* **33**, 413 (1932). — The physiological nature of humic acid stimulation of *Azotobacter* growth. *Ebenda* **33**, 455 (1932). — BURK, D., H. LINEWEAVER, C. K. HORNER u. F. E. ALLISON: The reaction between iron, humic acid and organic matter in the nutrition and stimulation of plant growth. *Science (N. Y.)* **74**, 522 (1931).

<sup>3</sup> ALLISON, F. E., u. S. R. HOOVER: Das Verhalten von Knöllchenbakterien gegenüber natürlicher Humussäure. *Soil Sci.* **41**, 333 (1936).

<sup>4</sup> WAKSMAN, S. A., u. K. R. N. IYER: Contribution to our knowledge of the chemical nature and origin of humus: II. The influence of „synthesized“ humus compounds and of „natural humus“ upon soil microbiological processes. *Soil Sci.* **34**, 71 (1932). — PANDALA, K. M.: A new aspect of the mechanism of nitrification in soil. *Proc. nat. Inst. Sci. India* **3**, 375 (1937).

<sup>5</sup> RÜTHER, H.: Vergleichende Untersuchungen über die Wirkung der im Ackerboden und in Braunkohlen enthaltenen Humusstoffe auf Pflanzen und Bakterien. *Diss. Univ. Bonn* 1937.

<sup>6</sup> KIESSLING, E.: Über die Beeinflussung der *Aspergillus*methode durch Huminsäure. *Z. Pflanzenernährg A* **21**, 86 (1931).

## 4. Mikrobiologie des Bodens.

Von A. RIPPEL-Göttingen.

Mit 12 Abbildungen.

Da im vorliegenden Nachtrag die Behandlung der einzelnen Gegenstände sehr verschiedenen Umfang hat, je nach der Zahl der weiter erschienenen Veröffentlichungen, so kann die Darstellung nicht ganz systematisch aufgebaut sein. Infolgedessen ist ausgiebig auf andere Stellen im Text verwiesen, wenn die Behandlung eines Gegenstandes an anderer Stelle wünschenswerter erschien<sup>1</sup>.

### Methodik der mikrobiologischen Bodenuntersuchung.

Nach wie vor ist die Feststellung der Zahl der Mikroorganismen im Boden sowie die Frage nach dem tatsächlichen Aussehen der Mikroorganismen in ihrem natürlichen Substrat und ihrer natürlichen Leistung darin ein noch zum allergrößten Teil ungelöstes Problem, wenn auch zahlreiche weitere Fortschritte erzielt sind.

Hinsichtlich der üblichen Methoden zur Feststellung der Leistung einer Mikroorganismengruppe sei vor allem auf die Wichtigkeit des Zeitfaktors hingewiesen, worüber man noch S. 479f., 564ff. vergleichen möge. P. L. GAINEY und F. BRISCOE<sup>2</sup> zeigten, daß Böden mit verschieden hohem Gehalt an *Azotobacter* bei einer Untersuchung nach 1—3 Wochen keinen Unterschied in der Stickstoffbindung, wohl aber einen solchen nach 3—5 tägigem Wachstum aufwiesen. Auch O. v. METZEN<sup>3</sup> fand zwischen stickstoffbindender Kraft des Bodens und Ertragsfähigkeit nur dann eine etwas bessere Übereinstimmung, wenn die Geschwindigkeit der Stickstoffbindung berücksichtigt wurde. Das bestätigt die frühere Erfahrung<sup>4</sup>. Umgekehrt kann bei der Kohlensäurebildung im Boden das richtige Bild erst nach längerer Zeit erscheinen, wie H. ENGEL<sup>5</sup> ausführte. D. FEHÉR<sup>6</sup> schlägt vor, zur Feststellung der Zahl der Mikroorganismen den Boden selbst als Kultursubstrat zu verwenden (sterilisierter Boden/Sand = 1/1); das Gemisch

<sup>1</sup> Zusammenfassende Darstellungen: BUCHANAN, R. E., u. E. J. FULMER: *Physiology and biochemistry of bacteria*. Baltimore (Md.): Williams & Wilkins Co. 1930. — CORBET, A. S.: *Biological processes in tropical soils*. Cambridge: W. Heffer & Sons Ltd. 1935. — GLATHE, H.: *Bodenbakteriologie*. In F. LÖHNIS: *Handbuch der landwirtschaftlichen Bakteriologie*. 2. Aufl. Bd. II. T. 2. Berlin: Bornträger 1935. — RIPPEL, A.: *Vorlesungen über Boden-Mikrobiologie*. Berlin: Julius Springer 1933. — RUSSELL, E. J.: *Soil conditions and plant growth*. 7. Aufl. London: Longman, Green & Co. 1937. — STAPP, C.: *Der Boden in biologischer Hinsicht*. HONCAMP'S *Handbuch der Pflanzenernährung und Düngerlehre*. Bd. 1, S. 526. Berlin: Julius Springer 1931. — WAKSMAN, S. A.: *Principles of soil microbiology*. 2. Aufl. London: Baillière, Tindall & Cox. 1932.

<sup>2</sup> GAINEY, P. L., u. F. BRISCOE: Concerning the length of incubation period in physiological studies of bacteria. *Soil Sci.* **36**, 165 (1933).

<sup>3</sup> METZEN, O. v.: Zitiert S. 452, Anm. 2.

<sup>4</sup> Siehe dieses Handb. **8**, 603 (1931).

<sup>5</sup> Vgl. dazu S. 480, ferner S. 566.

<sup>6</sup> FEHÉR, D.: Eine neue Methode zur Züchtung und quantitativen Erfassung der Lebendigkeit der Bodenbakterien. *Arch. Mikrobiol.* **3**, 362 (1932).

wird mit den Verdünnungen einer Bodenaufschwemmung geimpft, danach muß die erfolgte Entwicklung mit einer der üblichen Methoden bestimmt werden, die natürlich wieder mit den bekannten Fehlern behaftet sind. FEHÉR<sup>1</sup> benutzt daher später die Bestimmung der Wasserstoffionenkonzentration, die sich unter der Einwirkung der Bakterien ändert (vgl. S. 492, 575). Es wird also festgestellt, bei welcher Verdünnung sich die Wasserstoffionenkonzentration des Boden/Sand-Gemisches nach Impfung und Bebrütung nicht mehr ändert; dieser Punkt bezeichnet die Grenze der Mikroorganismenentwicklung. Sie wird von ihm als „biologischer Aktivitätsgrad“ des Bodens bezeichnet. Es bedeutet dabei, mit den entsprechenden Zwischenstufen:

Aktivitätsgrad . . .	0,0001	0,01	0,1	1,0	10,0	100,0
Verdünnung . . . .	1:100	1:10000	1:100000	1:1000000	1:10000000	1:100000000

Als Beispiel für die Änderung der Wasserstoffionenkonzentration diene folgendes:

In einer weiteren Veröffentlichung finden D. FEHÉR und M. FRANK<sup>2</sup>

vermittels dieser Methode Werte, die 2,15—11,6 mal höher als die mit der üblichen KOCHSchen Plattenmethode ermittelten Mikroorganismenzahlen liegen. Y. HWANG<sup>3</sup> verwendet eine Abänderung der Verdünnungsmethode zur Bestimmung der Keimzahl, indem er eine auf  $p_H$  5,0—5,5 gebrachte Bouillonnährlösung mit sukzessiven Verdünnungen impft und die Grenzzahl der Entwicklung an der Trübung der Nährlösung erkennt,

Grad der Verdünnung	$p_H$	Grenze des Bakterienwachstums mit	
		Agarplatte	Gelatineplatte
1:1000	6,55	++	++
1:10000	6,64	++	++
1:100000	6,44	++	++
1:1000000	6,09	++	++
1:2000000	5,98	++	++
1:10000000	5,77	++	++
1:11100000	5,60	++	++
1:12500000	6,11	++	++
1:14300000	5,94	++	0+
1:16700000	<b>6,18</b>	0+	00
1:20000000	6,41	00	00
1:25000000	6,43	00	00
1:33000000	6,38	00	00
1:50000000	6,41	00	00
1:100000000	6,38	00	00
Sterile Kontrolle	6,40	00	00

nämlich der Ausfällung des Magnesiums infolge von Ammoniakbildung. Er glaubt, daß die NH<sub>3</sub>-Bildner, als die primär im Boden in Erscheinung tretenden Mikroorganismen, so überwiegen, daß ihre Berücksichtigung allein einen genügenden Maßstab für die Mikroorganismenzahl des Bodens gibt. Er findet bei einer Gegenüberstellung mit der Plattenmethode folgende Werte:

Bodenart	Bodenzustand	Millionen Bakterien je 1 g nach		Trübungsmethode
		Trübungsmethode	Plattenmethode	Plattenmethode
Gartenboden . . .	feucht	1000	52	20
„ . . .	trocken	100	26	4
Ackerboden . . .	feucht	100	23,8	4
„ . . .	trocken	50	19	2,5

Die Methode der unmittelbaren mikroskopischen<sup>4</sup> Untersuchung des Bodens nach CONN und WINOGRADSKY<sup>5</sup> erfuhr mannigfache Ausgestaltung. Zunächst wurden zur Färbung der Mikroorganismen weitere Farbstoffe be-

<sup>1</sup> FEHÉR, D.: Die Verwendung der elektrometrischen  $p_H$ -Messung zur quantitativen Ermittlung der Keimzahl der Böden. Arch. Mikrobiol. **4**, 257 (1933); **5**, 436 (1934).

<sup>2</sup> FEHÉR, D., u. M. FRANK: Vergleichende Untersuchungen über den biologischen Aktivitätsgrad der Böden. Arch. Mikrobiol. **8**, 27 (1937).

<sup>3</sup> HWANG, Y.: Eine neue Methode zur Bestimmung des Keimgehaltes der Böden mittels der Untersuchung der Leistungsfähigkeit ihrer Mikroorganismen. Arch. Mikrobiol. **9**, 410 (1938).

<sup>4</sup> Vgl. noch F. BAKER: Studies in the microbiology of organisms associated with the disintegration of vegetable remains etc. Zbl. Bakter. II **88**, 17 (1933).

<sup>5</sup> ROMELL, L. G.: Winogradsky's quest of a method in soil microbiology. Zbl. Bakter. II **93**, 442 (1935/36). Die Methode wird sehr empfohlen. Vgl. dazu noch S. 446.



nutzt: Zu dem bisher verwendeten Erythrosin trat nach M. KOFFMAN<sup>1</sup> Cyanosin, nach D. FEHÉR<sup>2</sup> Bengalrosa. Hierbei sei noch darauf aufmerksam gemacht, daß jedenfalls beim Erythrosin die Untersuchung des im Wasser liegenden Präparates nicht nach mehreren Tagen vorgenommen werden darf, da sonst Pilzentwicklung eintritt mit Anfärbung durch verbliebene Farbstoffspuren. L. G. ROMELL<sup>3</sup> prüfte systematisch einige Farbstoffe und fand einen blauen Farbstoff „fast acid blue R“ (di-para-äthoxyphenylrhodaminsaures Natrium, I.G. Farben, 0,05 + 4% Phenol) besonders geeignet, da er die besten Kontraste ergibt. Verwendung von Didymglas im Okular erhöht die Differenzierung weiter. Nach N. HULPOI<sup>4</sup> ergab dieser Farbstoff bessere Färbung von Kokken, während Erythrosin Stäbchen, Actinomyceten und Pilze besser anfärbte. Sehr empfehlenswert ist, bei Verwendung eines roten Farbstoffes, das Zwischenschalten eines Grünfilters zur Hebung des Kontrastes. Die in Rußland mehrfach angewendete Methode von F. N. GERMANOW<sup>5</sup> beruht auf Herstellung einer alkalischen Bodensuspension, Abzentrifugieren und Auszählen. Eine sehr bemerkenswerte neue Methode der direkten mikroskopischen Zählung von Mikroorganismen im Boden geben H. G. THORNTON und C. B. TAYLOR sowie H. G. THORNTON und P. H. H. GRAY<sup>6</sup> an: Sie vermischen Boden in einem bekannten Verhältnis mit Indigoteilchen und ermitteln aus dem Verhältnis der mit Karbol-Erythrosin gefärbten Mikroorganismen zu den Indigoteilchen die Zahl der Mikroorganismen im Boden. Auf diese Weise fanden sie im Boden von Rothamsted 1000—4000 Millionen Mikroorganismen je 1 g Boden, von denen die Plattenmethode nur 2% erfaßte! Die Methode der Aufwuchsplatten nach ROSSI-CHOLODNY wurde mehrfach geprüft und ihre Brauchbarkeit in gewissem Umfange festgestellt<sup>7</sup>, vorerst aller-

<sup>1</sup> KOFFMAN, M.: Weiteres zur Methode der direkten Untersuchung der Mikrofauna und Mikroflora des Bodens. Einführung von spritlöslichem Cyanosinfarbstoff für das Studium der Bodenmikropopulation. Zbl. Bakter. II **85**, 1 (1931/32) — Die Mikrofauna des Bodens, ihr Verhältnis zu anderen Mikroorganismen und ihre Rolle bei den mikrobiologischen Vorgängen im Boden. Arch. Mikrobiol. **5**, 246 (1934).

<sup>2</sup> FEHÉR, D.: Untersuchungen über die Mikrobiologie des Waldbodens, S. 4. Berlin: Julius Springer 1933. — Derselbe: Zitiert S. 440, Anm. 6.

<sup>3</sup> ROMELL, L. G.: A blue stain for microorganisms in humus and in soil. Stain Technol. **9**, 141 (1934).

<sup>4</sup> HULPOI, N.: Demonstration von Mikroorganismen der Rhizosphäre mittels der Aufwuchsplattenmethode nach CHOLODNY. Arch. Mikrobiol. **7**, 579 (1936).

<sup>5</sup> GERMANOW, F. N.: Proc. 2. Intern. Congr. Soil Sci. 3. Komm. **1932**, 239. — NAUMOWA, A.: Die Zählmethoden der Mikroorganismen im Boden und die Charakteristik der Böden USSR. Mikrobiol. d. Bodens u. Düngung, Samml. **2**, Folge 108, 115 (1933). Ref. Zbl. Bakter. II **94**, 489. Methode WINOGRADSKY-GERMANOW. — DAGNINI, C. M.: Biodynamics of cloddy chernozem of the Troitsk district, Chelabinsk province. Rech. Biol. Perm **10**, 201 (1936). — HENCKEL, P. A., u. S. F. BORODINA: Bacterioscopic characteristics of alluvial soils. Microbiology **4**, 587 (1935); engl. Zusammenfassg 592.

<sup>6</sup> THORNTON, H. G., u. C. B. TAYLOR: Trans. 3. internat. Congr. Soil Sci. **1**, 175 (1935). — THORNTON, H. G., u. P. H. H. GRAY: The number of bacterial cells in field soils, as estimated by the ratio method. With statistical appendix by R. A. FISHER. Proc. roy. Soc. Lond. B **115**, 522 (1934).

<sup>7</sup> Eine kritische (leider russisch geschriebene) Übersicht gibt D. CHOLODNY selbst: Methods of direct observation of soil microflora. Microbiology **4**, 153 (1935); engl. Zusammenfassg 165. — Keine wesentliche Abänderung bedeutet die Methode von J. P. LANGE-POZDEJEVA: A new method for studying microorganisms in their immediate soil surroundings. Microbiology **6**, 217 (1937); engl. Zusammenfassg 223. In den Erdboden wird eine Grube mit einer schrägen und einer senkrechten Seite eingeschnitten. An die senkrechte Seite wird eine mit Nährboden beschickte Petrischale angepreßt und nach bestimmter Zeit entfernt und untersucht. — Die CHOLODNY-Methode fanden ferner brauchbar: Z. K. GISCHITZKAJA: Zur Mikroflora des Waldbodens. Z. Bot. UAN. (russ.) **6**, 107 (1937). Ref. Zbl. Bakter. II **97**, 479. — N. HULPOI u. H. GLATHE: Die Bedeutung der Stalldüngerrotte für den Boden und die Ernteträge. Zbl. Bakter. II **98**, 1 (1938). — S. VANDECAVEYE u. B. R. VILLANUEVA: Morphological relationships of soil microbiology. J. Bacter. **27**, 257 (1934).

dings nur in qualitativer Hinsicht, wenn auch gewisse Einwände gemacht wurden. So sagt z. B. M. J. NAKHIMOVSKAIA<sup>1</sup>, daß die Methode zwar wertvoll sei, aber den grundsätzlichen Fehler in der Hinsicht berge, daß Bakterien in Hohlräumen zwischen Glas und Erdpartikelchen Zoogloen bilden, die am Glase haften, aber nach der CONN-WINOGRADSKY-Methode ebensowenig wie Pilzfäden und Actinomyceten zu finden seien. Was die Brauchbarkeit der Methode betrifft, so zeigte zunächst H. J. CONN<sup>2</sup>, daß das Verhältnis Bakterien zu Actinomyceten festgestellt werden kann; auch zeigen sich Formen, die nicht ohne weiteres mit bekannten Formen identifiziert werden können. Nach H. L. JENSEN<sup>3</sup> gibt die Methode gute Übereinstimmung mit der direkten mikroskopischen Untersuchung; allerdings müssen sich beide Methoden ergänzen. Zum Beispiel werden bei der direkten Zählung Actinomycetensporen als Bakterien gezählt, während bei der CHOLODNY-Methode die Sporen in Lufträumen am Glase sitzen, das Myzel aber im Boden verbleibt usw. K. J. DEMETER und H. MOSSEL<sup>4</sup> fanden mit der Methode Unterschiede in verschiedenen gedüngten Ackerböden, während K. VOLGER<sup>5</sup> für Waldböden, in denen viele eigenartige Formen auftraten, zeigen konnte, daß sich der Befund gut mit den waldbaulichen Beobachtungen deckt und Pilze im sauren Waldboden vorherrschen. In methodischer Hinsicht ist noch die Angabe von P. KAMERMAAN<sup>6</sup> beachtenswert, wonach die Glassorte auf das Ergebnis der Methode von großem Einfluß ist, denn auf grünlich gefärbten Gläsern fanden sich mehr Mikroorganismen. Abänderungen der Methode ergaben weitere Fortschritte: R. MEYER<sup>7</sup> sterilisierte den Boden und beimpfte ihn mit Reinkulturen, wobei meist sekundäre Infektion durch Luftkokken stattfand. Charakteristisch scheint für manche Bakterien das Auftreten in bestimmten „Feldern“ zu sein. Azotobacter und aerobe Zellulosezerersetzer sahen bei diesen Versuchen normal wie in Reinkultur aus, während Bacillus mycoides und B. subtilis im normalen, ungedüngten Boden völlig degenerierten, aber bei Zusatz von etwas Pepton normales Aussehen zeigten. Anaerobe Zellulosezerersetzer und ein weißer Actinomycet zeigten wiederum andere Form und Wachstumsweise als in Reinkultur. Die Methode ist nach A. P. KRIUCHKOVA auch für die Untersuchung der Wanderung der Phosphorsäure im Boden geeignet (vgl. S. 590). Weiterhin kann, wie schon G. ROSSI ursprünglich vorging, der Objektträger mit verschiedenen Nährböden beschickt und die Entwicklung der Mikroflora in Abhängigkeit davon untersucht werden. So fand A. P. KRIUCHKOVA<sup>8</sup>,

<sup>1</sup> NAKHIMOVSKAIA, M. J.: On some peculiarities of the methodics of laying object glasses into the soil of ROSSI-CHOLODNY. *Microbiology* **4**, 372 (1935); engl. Zusammenfassg 377. — Vgl. im übrigen die folgend genannten Autoren.

<sup>2</sup> CONN, H. J.: The CHOLODNY-technic for the microscopic study of the soil microflora. *Zbl. Bakter. II* **87**, 233 (1932).

<sup>3</sup> JENSEN, H. L.: Contributions to the microbiology of Australian soils. II. A comparison of the ROSSI-CHOLODNY-method and the plate method for studying the soil microflora. *Proc. Linnean Soc. N. S. Wales* **59**, 200 (1934).

<sup>4</sup> DEMETER, K. J., u. H. MOSSEL: Über die Brauchbarkeit von CHOLODNYs „Aufwuchsplattenmethode“ bei mikrobiologischen Bodenuntersuchungen. *Zbl. Bakter. II* **88**, 384 (1933).

<sup>5</sup> VOLGER, K.: Das Leben und die wirtschaftliche Bedeutung der niederen Pflanzen (Bakterien, Strahlenpilze und Pilze) im Waldboden. *Jber. dtsh. Forstverein.* **1933**, 280.

<sup>6</sup> KAMERMAAN, P.: Note on the effect of the type of glass in studying the microflora of the soil by the CHOLODNY-technic. *Bodenkundl. Forsch.* **4**, 73 (1934).

<sup>7</sup> MEYER, R.: Zur Bestimmung der Mikroorganismen auf den CHOLODNYschen Bodenplatten. *Arch. Mikrobiol.* **6**, 461 (1935). — Es wäre allerdings zu prüfen, ob nicht bei derartigen Methodik die S. 489 erwähnten Übelstände einer Sterilisation des Bodens mit dem Auftreten giftig wirkender Stoffe Einfluß haben könnten.

<sup>8</sup> KRIUCHKOVA, A. P.: On the study of the ecologic variability of microorganisms in connection with agronomic diagnostics. *Microbiology* **3**, 232 (1934); engl. Zusammenfassg 257.

daß sich bereits nach 3 Tagen deutliche Unterschiede von mit Nitrophoska beschickten Platten ergaben, die auch bessere Wirkung auf die Mikroorganismen als mit KPN beschickte Platten gegenüber Kontrollplatten zeigten. Ferner zeigte sich zuerst Wachstum von Actinomyceten bei Depression der Bakterien, die später längs der Actinomyceten wachsen. Auch konnten besondere Formen, ähnlich dem *Bacterium globiforme* von H. J. CONN (vgl. S. 469), erkannt werden, die ihre Form je nach der Stickstoffquelle veränderten (vgl. S. 469). J. ZIEMIECKA<sup>1</sup> zeigte, daß die Verarbeitung organischer Zusätze hauptsächlich durch Bakterien erfolgt, Actinomyceten und Schimmelpilze vor allem höhere Fettsäuren und Agar verarbeiten, sowie als Wegbereiter für Bakterien in sauren Böden dienen. Eine weitere Ausgestaltung kann die Methode durch Abimpfung der beobachteten Mikroorganismen erfahren, wie K. J. DEMETER<sup>2</sup> vorschlägt und A. P. KRIUCHKOVA<sup>3</sup> vorgegangen ist, ferner durch Differentialfärbungen (Gram-Färbung, Säurefestigkeit usw.). N. HULPOI<sup>4</sup> verwendete die ROSSI-CHOLODNY-Methode zum Nachweis von Bakterien der Rhizosphäre (vgl. S. 489 ff.), ebenso G. ROSSI<sup>5</sup> und R. L. STARKEY<sup>6</sup>. Schließlich sei noch darauf hingewiesen, daß die Methode auch zur Untersuchung von Wasser und Schlamm verwendet werden kann<sup>7</sup>. Ein Idealziel der Untersuchung der Bodenmikroflora wäre die unmittelbare mikroskopische Lebendbeobachtung, der naturgemäß durch die Kleinheit der Objekte und durch die Undurchsichtigkeit des Materials Grenzen gesetzt sind. Für größere Objekte, Pilze und Actinomyceten, verwendete W. KUBIENA<sup>8</sup> mit gutem Erfolg eine unmittelbare Beobachtung in auffallendem Licht unter Benutzung von Objektiven mit weitem Abstand und Zuhilfenahme von Schrägilluminatoren usw. So konnten Fruchtkörper beobachtet und von ihnen durch Abimpfung Reinkulturen erhalten werden. Dabei stellte sich heraus, daß diese unter Umständen bemerkenswerte Unterschiede gegenüber dem natürlichen Aussehen zeigten. Weitere Beobachtungen sind S. 443 mitgeteilt. W. KUBIENA und CH. E. RENN<sup>8</sup> bauten die Methode weiter aus, indem sie Zusätze zum Boden machten, auf die der Boden durch charakteristische Veränderungen der Mikroflora reagierte. In den oberen Bodenschichten fanden sich die anspruchsvolleren Arten. Zwei weitere Methoden der unmittelbaren mikroskopischen Lebendbeobachtung brachte D. CHOLODNY<sup>9</sup> bei: Die Bodenkammer-

<sup>1</sup> ZIEMIECKA, J.: The use of a modified ROSSI-CHOLODNY-technic for studying the organisms that decompose certain organic compounds in soil. Zbl. Bakter. II **91**, 379 (1935).

<sup>2</sup> DEMETER, K. J., u. H. MOSSEL: Zitiert S. 443, Anm. 4.

<sup>3</sup> KRIUCHKOVA, A. P.: Zitiert S. 443, Anm. 8.

<sup>4</sup> HULPOI, N.: Demonstration von Mikroorganismen der Rhizosphäre vermittels der Aufwuchsplattenmethode nach CHOLODNY. Arch. Mikrobiol. **7**, 579 (1936). — EATON, E. D., u. C. J. KING: A study of the cotton root-rot-fungus (*Phymatotrichum omnivorum*) in the soil by the CHOLODNY method. J. agricult. Res. **49**, 1109 (1934). Verwendung der Methode zur Untersuchung eines Parasiten.

<sup>5</sup> ROSSI, G.: Direct microscopic and bacteriological examination of the soil. Soil Sci. **41**, 53 (1936). — Vgl. dazu S. 490 f.

<sup>6</sup> STARKEY, R. L.: Some influence of the development of higher plants upon the microorganisms in the soil. V. Microscopic examination of the rhizosphære. Soil Sci. **45**, 207 (1938).

<sup>7</sup> Wasser: KORSINKIN, G.: Arb. Limn. Stat. Kossino **17** (1934). — SALIMOVSKAIA-RODINA, A. G.: Experience with the application of the overgrowth slide technique to the study of water bacterial flora. Microbiology **5**, 487 (1936); engl. Zusammenfassg 493. — HOTCHKISS, M., u. S. A. WAKSMAN: Zitiert S. 446, Anm. 2. — SMITH, W. W., u. C. E. ZO BELL: Direct microscopic evidence of an autochthonous bacterial flora in Great Salt lake. Ecology **18**, 453 (1937).

<sup>8</sup> KUBIENA, W.: Mikrobiologische Studien. Arch. Pflanzenbau **5**, 613 (1931) — Mikropedologie. Biologia generalis **8**, 513 (1932) — Über Fruchtkörperbildung und engere Standortwahl von Pilzen in Bodenhohlräumen. Arch. Mikrobiol. **3**, 507 (1932). — KUBIENA, W., u. CH. E. RENN: Micropedological studies of the influence of different organic compounds upon the microflora of the soil. Zbl. Bakter. II **91**, 267 (1935).

<sup>9</sup> CHOLODNY, D.: A soil chamber as a method for the microscopic study of the soil microflora. Arch. Mikrobiol. **5**, 148 (1934).

methode besteht aus einer 1 mm dicken Bodenschicht zwischen Deckglas und Objektträger, die in der Mitte einen Hohlraum von etwa 4 mm besitzt. An der Innenseite kann unter dem Mikroskop die Entwicklung der Mikroorganismen verfolgt werden; z. B. treten zunächst Pilze auf, denen Bakterien und andere Mikroorganismen folgen. Die Methode geht von der Beobachtung aus, daß sich die Mikroorganismen mit Vorliebe in Bodenhohlräumen am Glase entwickeln. Sie scheint besonders für die Untersuchung von Waldböden und vor allem für die Untersuchung von Pilzen geeignet zu sein, ferner zur Untersuchung

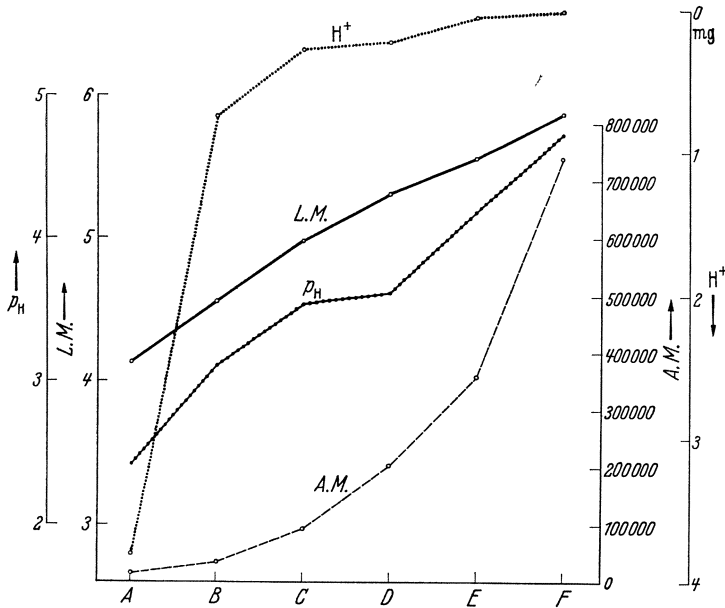


Abb. 1. Abhängigkeit der Bakterienzahl in den 6 Böden A—F von der Azidität. Logarithmische Darstellung L. M. = ausgezogene, arithmetische A. M. = gestrichelte Kurve. Punktierte Kurve H+ = mg H-Ionen im Liter (mg). Strich-Punkt-Linie =  $p_H$ -Kurve. (Nach Y. HWANG.)

der Zersetzung der Zellulose<sup>1</sup>. Die Bodenstaubmethode von CHOŁODNY<sup>2</sup> beruht im Aufbringen feinst gesiebten Bodenstaubes auf das Deckglas, wodurch unmittelbare Beobachtung unter dem Mikroskop ermöglicht wird. Als wesentliches Hilfsmittel bei der mikrobiologischen Bodenuntersuchung dient auch die Verwendung von „Elektivnährböden“, wie sie seit längerer Zeit zur Bestimmung der physiologischen Bakteriengruppen benutzt werden. Durch Verwendung von Nährböden mit hohem Harnstoffgehalt (10%) gelang T. GIBSON<sup>3</sup> die Zählung eines bisher in dieser Hinsicht nicht bekannten Bakteriums (vgl. S. 540). In 20proz. Tanninlösung läßt sich nach A. RIPPEL<sup>4</sup> die Verbreitung von *Aspergillus niger* nachweisen, da kein anderer Organismus darin zur Entwicklung kommt. Es ergab sich u. a., daß der Pilz in seiner Häufigkeit innerhalb Deutschlands

<sup>1</sup> CHOŁODNY, D.: Zitiert S. 442, Anm. 7. Leider läßt die kurze englische Zusammenfassung der russisch geschriebenen Arbeit nichts Näheres erkennen.

<sup>2</sup> CHOŁODNY, D.: Bodenstaubkulturen und die Mikroflora des Bodens. Arch. Mikrobiol. 7, 286 (1936). — Vgl. weiter M. KOFFMAN, zitiert S. 442, Anm. 1.

<sup>3</sup> GIBSON, T.: An investigation of *Sarcina ureae*, a sporeforming, motile coccus. Arch. Mikrobiol. 6, 73 (1935).

<sup>4</sup> RIPPEL, A.: Unveröffentlicht.

von Süden nach Norden abnimmt und an Südhängen häufiger ist als an Nordhängen, wie das folgende Beispiel vom Gipfel des Feldbergs im Schwarzwald zeigt:

Südhang: Pilz vorhanden in 10 von 10 Proben  
 Nordhang: „ „ „ 4 „ 10 „

Zweifellos sind derartige Methoden noch weiter ausbaufähig. Hinsichtlich der Auswertung der Mikroorganismenzahlen macht Y. HWANG<sup>1</sup> den Berücksichtigungswerten Vorschlag, nicht die Originalzahlen, sondern deren Logarithmen (L.M. = Logarithmus der Mikroorganismenzahl) graphisch darzustellen. Der Vorteil ist das Verschwinden der zahlreichen Unregelmäßigkeiten infolge von Schwankungen, also in dieser Hinsicht sowie auch in Hinsicht auf die Größenordnung der Mikroorganismenzahlen die Erzielung eines klareren Bildes. Damit ist der gleiche Weg eingeschlagen, der zur Aufstellung der  $p_H$ -Werte an Stelle der unhandlichen absoluten Zahlen der Konzentration der H-Ionen führte. Tatsächlich zeigt sich bei dieser Darstellung eine überraschende Beziehung der logarithmischen Zahlen zur  $p_H$ -Kurve, die in den absoluten Werten nicht hervortritt, wie Abb. 1 nach HWANG zeigt. Für die Auswertung der Ergebnisse ist es hinsichtlich der bei Zählungen auftretenden Schwankungen noch äußerst wichtig, durch statistische Behandlung der Beobachtungswerte möglichste Sicherheit in den Schlußfolgerungen zu erhalten, ferner auch genaue Korrelationszahlen zwischen den Ergebnissen zweier verschiedener Methoden zu gewinnen. In dieser Hinsicht sei auf einige Literatur verwiesen<sup>2</sup>.

#### Zahl und Verbreitung der Mikroorganismen im Boden und ihre Abhängigkeit von den Hauptfaktoren.

Für das Fortschreiten unserer Kenntnisse ist vor allem wesentlich, daß die mikrobiologische Untersuchung der Böden sich nicht mehr auf einzelne Stichproben beschränken darf, sondern systematisch durchgeführt werden muß. Es sei vorausgeschickt, daß, abgesehen von dem Ausbau der schon geschilderten Untersuchungsmethoden, neuere, im folgenden eingehender geschilderte, Untersuchungen sich in dieser Hinsicht in verschiedener Richtung bewegen: Regionaler Vergleich großer Gebiete (D. FEHÉR), Kleinstandortsbedingungen eines engeren Gebietes (A. JANKE), Verbreitung einer Art [E. GRUNDMANN, A. RIPPEL, H. WENZL (S. 524)]. Von der reinen Bestandesaufnahme ist damit die Bodenmikrobiologie zur ökologischen Forschung vorgeschritten. L. G. ROMELL<sup>3</sup> betont in dieser Hinsicht insbesondere den Wert der direkten mikroskopischen Untersuchung des

<sup>1</sup> HWANG, Y.: Über die Möglichkeit der logarithmischen Darstellung der Mikroorganismenzahlen. Arch. Mikrobiol. **9**, 253 (1938).

<sup>2</sup> BUICE, A.: The possibilities of the breed microscopic count of bacteria in milk, considered from the statistical point of view. Zbl. Bakter. II **89**, 387 (1933/34). — HARMSSEN, G. W., u. H. J. VERWEEL: The influence of growth-promoting substances upon the determination of bacterial density by the plating-method. Ebenda **95**, 134 (1936/37). — HOTCHKISS, M., u. S. A. WAKSMAN: Correlation studies of microscopic and plate methods for evaluating the bacterial population of the sea. J. Bacter. **32**, 423 (1936). — JENSEN, H. L.: Contribution to the microbiology of australian soils. I. Number of microorganisms in soil, and their relation to certain external factors. Proc. Linnean Soc. N. S. Wales **59**, 101 (1934). — NIKLAS, N., u. M. MILLER: Zur Frage der Zählung von Bodenbakterien. Zbl. Bakter. II **90**, 127 (1934). — SUPIŃSKA, J.: Comparaison de la précision avec laquelle on peut déterminer le nombre des microorganismes dans l'unité de volume au moyen de certaines modifications de la méthode des solutions. Med. doświadcz. i społ. **18** (1934). — THORNTON, H. G., u. P. H. GRAY: Zitiert S. 442, Anm. 6. — WOHLFEIL, T.: Zur Kritik einiger Methoden der Bakterienzählung. Vergleichende Untersuchungen zwischen der mikroskopischen Auszählung im Dunkelfeld, dem Plattengußverfahren und der Trockensubstanzbestimmung. Zbl. Bakter. I Orig. **127**, 492 (1933). — Über die Handhabung der Verdünnungsmethode vgl. R. D. GORDON u. CL. E. ZO BELL: Note on the successive dilution method for estimating bacterial populations. Zbl. Bakter. II **99**, 318 (1938).

<sup>3</sup> ROMELL, L. G.: Zitiert S. 441, Anm. 5.

Verbreitung von Bakterien und Pilzen in mittel- und nordeuropäischen Waldböden. (Nach D. FEHÉR.)

Ort	Breitengrade	Zahl der Pilze	Zahl der Bakterien	N-bindende		Nitri- fizierende	Denitri- fizierende	Zellulose- zersetzende	Bakterien- zahl/Pilzzahl	pH	Baumart	
				aerob	anaerob						Laub- wald	Nadel- wald
Szeged . . . . .	46° 15'	90000	8 690 000	30000	100000	18000	180000	30100	88,5	6,17	+	.
" . . . . .	46° 15'	110000	9 100 000	1000	180000	10000	100000	21000	71,8	6,35	.	.
Kiskomárom . . . . .	46° 30'	280000	44 800 000	100	5000	10000	100000	60000	160,0	5,20	(?)	(?)
" . . . . .	46° 30'	120000	11 000 000	10	10000	10000	100000	110000	91,5	5,40	(?)	(?)
Kecskemét . . . . .	46° 55'	100000	12 800 000	10	10000	100000	100000	30000	128,0	6,58	+	.
" . . . . .	46° 55'	20000	7 700 000	0	10000	100000	100000	16000	385,0	6,40	+	.
Sopron . . . . .	47° 47'	132000	18 100 000	300	3000	66000	1 300 000	2000	137,0	5,00	+	.
" . . . . .	47° 47'	211000	24 900 000	1000	30000	91000	910000	2100	117,0	5,27	.	+
" . . . . .	47° 47'	400000	10 570 000	100	1000	1000	10000	20000	23,7	6,23	.	+
" . . . . .	47° 47'	540000	31 300 000	3000	10000	125000	1 000 000	1000	57,9	6,41	.	+
" . . . . .	47° 47'	150000	5 400 000	1000	10000	10000	421000	5000	36,0	6,80	+	.
Miskolc . . . . .	48° 10'	123000	14 600 000	—	—	30000	1 000 000	—	88,5	6,30	+	.
" . . . . .	48° 10'	99000	12 700 000	—	—	30000	1 000 000	—	86,0	6,06	+	.
Eberswalde . . . . .	52° 40'	380000	19 210 000	100	1000	10000	100000	1000	50,6	4,61	+	.
" . . . . .	52° 40'	239000	16 810 000	1000	1000	100000	100000	1000	70,1	4,24	+	+
Hallands-Väderö . . . . .	57° —	147000	23 400 000	100	1000	10000	100000	1000	159,0	4,96	+	.
" . . . . .	57° —	180000	23 900 000	1000	1000	10000	100000	1000	133,0	4,76	.	+
" . . . . .	57° —	165000	22 600 000	1000	10000	10000	100000	1000	137,0	4,99	+	.
Rajvola . . . . .	60° 17'	165000	5 740 000	100	18000	30000	1 000 000	100	34,8	4,70	+	+
Kivalo . . . . .	66° 50'	275000	3000000	3000	10000	10000	1 000 000	10	10,9	4,64	.	+
" . . . . .	66° 50'	286000	10 200 000	1000	30000	30000	300000	0	35,4	5,30	.	+
" . . . . .	66° 50'	256000	6 600 000	300	30000	18000	120000	0	25,8	5,30	.	+
" . . . . .	66° 50'	491000	7 300 000	100	100000	10000	30000	10	14,9	5,05	.	+
Petsamo . . . . .	69° 20'	538000	7 500 000	100	10000	14000	100000	10	13,8	4,96	+	.
" . . . . .	69° 20'	354000	4 900 000	100	10000	10000	100000	0	13,9	4,74	+	.
Kirkenes . . . . .	69° 30'	365000	6 300 000	30	1000	10000	185000	30	17,3	5,74	+	.

Bodens. Natürlich können alle auf den vorhergehenden Seiten besprochenen Methoden als Hilfsmittel bei solchen Untersuchungen herangezogen werden. Eine kritische Besprechung von diesem Gesichtspunkt aus, mit besonderer Berücksichtigung von Azotobacter und Nitrifikanten und der eigenen Methoden, gibt S. WINOGRADSKY<sup>1</sup>.

Aus den eingehenden Untersuchungen von D. FEHÉR<sup>2</sup> ist zunächst die Tab. S.447 wiedergegeben, die die Verbreitung der Bakterien und Pilze in mittel- und nordeuropäischen Waldböden zeigt. Der Gesamtgehalt an Bakterien sinkt augenscheinlich nach Norden. Da gleichzeitig die  $p_H$ -Werte im allgemeinen ein Absinken zeigen, so würde man diesen Faktor dafür verantwortlich machen können.

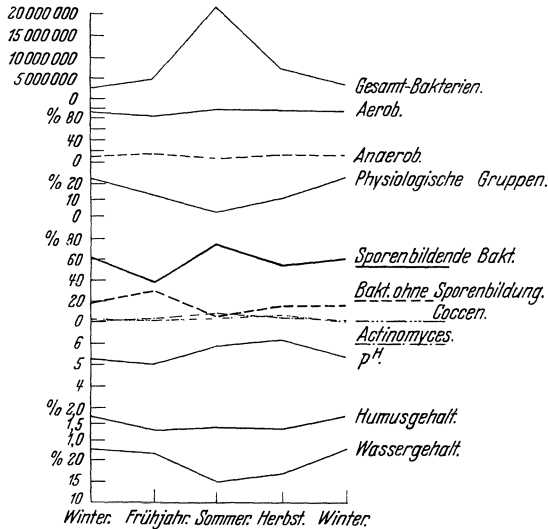


Abb. 2. Die Änderungen der verschiedenen Bakteriengruppen im Durchschnittswerte aller untersuchten Versuchsflächen. (Nach D. FEHÉR.)

Zahl der Mikroorganismen, wovon noch zu sprechen sein wird; in dem obigen Beispiel wurden die Untersuchungen allerdings zu einigermaßen vergleichbaren Zeiten durchgeführt (Juni, Juli, August). Von Bakterien wurden, abgesehen von Zellulosezersetzern, Stickstoffbindern und Nitrifikanten 153 Arten isoliert, einschließlich 11 Actinomyceten. Am häufigsten waren die Sporenbildner. In der Häufigkeitszahl (Produkt aus dem prozentualen Vorkommen auf allen Versuchsflächen und der Durchschnittszahl der jeweiligen prozentualen Anteile des betreffenden Bakteriums an der Zusammensetzung der Mikroflora) stehen die sporenbildenden Formen *Bacillus cereus*, *albolactis*, *silvaticus*, *Freudenreichii*, *megaterium* und *ruminatus* an der Spitze. Indessen ändert sich die Zusammensetzung der Mikroflora mit der Jahreszeit, wie die Abb. 2 nach D. FEHÉR zeigt: die Sporenbildner zeigen ein Maximum im Sommer und je ein Minimum im Frühjahr und Herbst; hinsichtlich der übrigen Mikroorganismen, unter denen sich die physiologischen Bakteriengruppen umgekehrt verhalten sollen, sei auf Abb. 2 sowie auf S. 453 verwiesen. Stickstoffbindende, nitrifizierende und denitrifizierende Bakterien zeigen nach

Indessen zeigt ein Blick auf die Tabelle, daß man jedenfalls Einzelfälle nicht damit erklären kann, wie z. B. die höchste Bakterienzahl von 44,8 Mill. sich bei dem recht niedrigen  $p_H$ -Wert 5,20 findet. Es müssen also wohl noch andere Faktoren mitspielen, von denen in erster Linie an die Temperatur zu denken ist, soweit es sich um die Abnahme nach Norden handelt. Im übrigen dürften Einzelfälle kaum ohne weiteres zu erklären sein. Die Temperatur spielt nach D. FEHÉR<sup>2</sup> (S. 96) auch die Hauptrolle bei der von ihm beobachteten Abnahme der Bakterien in vertikaler Richtung, wie er sie am Wiener Schneeberg feststellen konnte. Schwierig ist allerdings bei einem solchen Vergleich die Tatsache der zeitlichen Änderung der

<sup>1</sup> WINOGRADSKY, S.: La microbiologie oecologique. Ses principes — ses procédés. 1. Congr. Microbiologistes franç. Paris 1938.

<sup>2</sup> FEHÉR, D.: Untersuchungen über die Mikrobiologie des Waldbodens. Berlin: Julius Springer 1933.

Tab. S. 447 kaum eine regionale Änderung, während die Zelluloseersetzer eine eindeutige Abnahme nach Norden aufweisen. Die Zersetzung der Zellwandbestandteile wird dort, soweit sie überhaupt erfolgt, offenbar durch Pilze übernommen, die umgekehrt anscheinend sogar eine absolute Zunahme erfahren, jedenfalls aber nach Norden verhältnismäßig häufiger werden, wie sich aus dem Sinken der Verhältniszahl Bakterienzahl/Pilzzahl ergibt. Zwischen Laubwald und Nadelwald scheint kein Unterschied zu bestehen, wie auch aus weiteren Angaben FEHÉRS (S. 62/63) hervorgeht. Von den Pilzen standen bei weitem die Gattungen *Penicillium* (*P. crustaceum*), *Mucor* (*M. mucedo*), *Aspergillus* (*A. nidulans*) an der Spitze. Eine Ergänzung dazu geben folgende Zahlen von M. J. COBB<sup>1</sup>:

	Nadelwald $p_H$ 3,8; 50 % organ. Subst.	Laubwald $p_H$ 4,79; 16 % organ. Subst.
Bakterien . . . . .	3 057 960	6 300 500
Pilze . . . . .	3 948 800	1 716 490
Actinomyceten . . . . .	160 190	297 690
Citromyces . . . . .	417 460	12 090
<i>Penicillium</i> ohne <i>Citromyces</i> . . . . .	553 730	79 310

Sie zeigen also die außerordentliche Häufigkeit der Gattung *Penicillium* (einschließlich *Citromyces*). Die hier festgestellten Unterschiede zwischen Laub- und Nadelwald lassen sich wohl ohne weiteres auf die größere Azidität des Nadelwaldes, verbunden mit hohem Gehalt an organischer Substanz, zurückführen, die ein Vorherrschen der Pilze und Zurücktreten der Bakterien bedingen; in den oben erwähnten Untersuchungen von FEHÉR läßt sich kein Unterschied zwischen diesen beiden Waldtypen erkennen. Wie verwickelt die Verhältnisse liegen, zeigen die Untersuchungen von A. JANKE und Mitarbeitern<sup>2</sup> an verschiedenen Stationen des Gebietes um den Lunzer Untersee der niederösterreichischen Kalkalpen, die in folgender Tabelle wiedergegeben seien. Die Zahlen sind in Millionen je 1 g trockenen Bodens angegeben.

Station	Höhe m	Beschaffenheit	$p_H$	Bakterien	Actino- myceten	Schimmel- pilze	Sproßpilze
Mitterseeboden . . . . .	770	Hochstauden	7,7	781,44	27,78	7,84	1,00
Schreier . . . . .	780	Hochstauden	7,4	58,59	19,34	1,85	0,080
Seekopfsattel . . . . .	790	Wiese	6,4	72,14	0,023	1,73	0,065
Nos . . . . .	1022	Erikaheide	7,4	12,38	0,015	0,89	0,60
Finstergstaud . . . . .	1110	Hochgraswiese	7,5	237,09	286,39	1,76	1,29
Gstettneralm . . . . .	1270	Almweide	4,7	490,94	15,47	1,12	0,13
Meisterau . . . . .	1530	Almwiese	5,1	781,16	21,60	8,06	0,43

Die Zahlen zeigen zunächst wiederum nicht den geringsten Zusammenhang zwischen der Bakterienzahl und dem  $p_H$ -Wert. Gerade die beiden sauersten Böden zeichnen sich durch sehr hohe Bakterienzahlen aus, während sich die geringste Bakterienzahl auf einem Boden von  $p_H$  7,4 findet. Ähnliches gilt für die Pilze (vgl. S. 462). Überhaupt konnte „ein Zusammenhang zwischen Zahl und Art der

<sup>1</sup> COBB, M. J.: A quantitative study of the microorganism population of a hemlock and a deciduous forest soil. *Soil Sci.* **33**, 325 (1932). — Z. K. GISCHITZKAJA [Zur Mikrobiologie des Waldbodens. *Z. Bot. UAN* (russ.) **6**, 107 (1937). *Ref. Zbl. Bakter.* **II 97**, 479] fand in Waldböden *Trichoderma lignorum*, *Aspergillus niger*, *Penicillium purpurogenum*, *Fusarium spec.*, *Aerostalagmus nigeus* dominierend. — Vgl. weiter: C. STAPP u. H. BORTELS: Zitiert S. 562, Anm. 9.

<sup>2</sup> JANKE, A., FR. SEKERA u. A. SZILVINYI: Mikrobiologische Bodenuntersuchungen im Lunzer Gebiet. I. Allgemeiner Teil: Ziel und Methodik der Untersuchungen. Standortsfaktoren und Keimgehalt. *Arch. Mikrobiol.* **5**, 223 (1934). — JANKE, A., u. M. WOZAK: . . . II. Teil: Die Bakterienflora. *Ebenda* **5**, 338 (1934).



Keime und einem bestimmten Umweltfaktor, wie Klima oder physikalisch-chemische Bodeneigenschaften“, nicht ermittelt werden, „was entweder in dem Zusammenwirken mehrerer dominierender Faktoren oder in dem überragenden Einfluß der Pflanzendecke auf den Mikrobenbestand seinen Grund haben kann“. Die einzelnen festgestellten klimatischen, chemischen und physikalischen Faktoren können hier nicht aufgezählt werden, weshalb auf das Original verwiesen sei. Im übrigen ergaben sich einige Gesichtspunkte über die Verteilung der Bakterien, von denen als häufigste Arten *Bacillus fusiformis* und *tumescens* sowie *Pseudomonas fluorescens* (die bei FEHÉR stärker zurücktrat, was vielleicht mit der geringeren Feuchtigkeit der Böden zusammenhängt<sup>1</sup>) festgestellt wurden. Als zahlenmäßiger Ausdruck wurde der „Gemeinschaftsquotient“  $Q = n/N$  benutzt, worin  $n$  den Anteil einer Art, Gattung, Familie an der Gesamtkeimzahl des betreffenden Ortes,  $N$  den prozentualen Anteil der gleichen Art usw. an der Gesamtkeimzahl einer beliebig gewählten Bezugstation bedeuten. Im einzelnen zeigten sich Temperatur und Feuchtigkeit als ausschlaggebend: Große Temperaturschwankungen und Neigung zum Austrocknen begünstigen, in Übereinstimmung mit FEHÉR, die Entwicklung der sporenbildenden *Bacillus*-Arten und gleichmäßige Verhältnisse die der nichtsporenbildenden Stäbchen. Die Kokken hält JANKE nicht für autochthon, sondern glaubt, daß sie durch Luftinfektion in den Boden gelangen<sup>2</sup>. Was die physiologischen Bakteriengruppen betrifft, so ist vor allem auffallend, daß auch auf saurem Boden ( $p_H$  4,7) noch aerobe Stickstoffbinder und Nitrifikanten in beträchtlicher Menge festgestellt werden konnten, wie folgende Zahlen zeigen, die in 1000 angegeben sind:

	$p_H$	Aerobe N-Binder	Nitrifikanten	Amylobacter
Mitterseeboden . . .	7,7	2,14	15,67	641,02
Schreier . . . . .	7,4	3,61	2,47	36,16
Seekopfsattel . . .	6,4	48,96	9,79	17,95
Nos . . . . .	7,4	0,30	3,33	333,33
Finstergstaud . . .	7,5	0	176,06	880,28
Gstettneralm . . .	4,7	5,82	323,27	2,16
Meisterau . . . . .	5,1	1,08	107,76	323,27

Außerdem zeigt sich, daß der anaerobe Stickstoffbinder *Bacillus amylobacter* den aeroben Stickstoffbinder *Azotobacter* meist weit an Zahl übertrifft (vgl. dazu S. 518), und weiter ist auffallend, daß *Azotobacter* und Nitrifikanten durchaus nicht in ihrem Vorkommen einheitlich sind, wie man nach den bisherigen Vorstellungen der Ansprüche beider an Reaktion und Sauerstoff annehmen könnte.

Als wesentlicher Gesichtspunkt aus solchen Untersuchungen dürfte sich ergeben, daß die Verhältnisse, namentlich in Naturböden, äußerst verwickelt sind. Vielleicht hat man sich durch zu starke Berücksichtigung der Kulturböden, die sicherlich teilweise in ihren Standortseigenschaften weitgehend einander genähert sind, dazu verleiten lassen, die Fragen nach der Zahl und Verbreitung der Mikroorganismen einfacher zu sehen, als sie es in Wirklichkeit sind. Da man aber auch

<sup>1</sup> *Fluorescens* fanden VERONA und Mitarbeiter (zitiert S. 442, Anm. 2) wiederum als häufigstes Bakterium, ebenso O. VERONA: *Studio microbiologico di un terreno torboso*. Arch. Mikrobiol. 5, 328 (1934). Dort noch weitere Angaben über die gefundenen Mikroorganismenarten (im wesentlichen Pilze!).

<sup>2</sup> Es wäre indessen zu prüfen, ob in solchen Fällen nicht die Methodik verschiedene Ergebnisse zeitigt; JANKE verwendete zur Zählung die Kulturmethode. Bei Anwendung der direkten Methode GERMANOW (S. 442) wurden in Torf und Podsolboden starkes Überwiegen der Kokken über die Stäbchen gefunden: HENCKEL, P. A., u. S. F. BORODINA: *Bacterioscopic characteristics of alluvial soils*. Microbiology 4, 587 (1935); engl. Zusammenfassung 592.

bei den Kulturböden mit Erscheinungen zu rechnen hatte, die nicht ohne weiteres zu erklären waren, insbesondere also oft keine unmittelbaren Beziehungen zwischen Bodenfruchtbarkeit und Bakterienzahl oder -tätigkeit fand, so wird die eingehendere Berücksichtigung der Naturböden und ein Vergleich mit den Kulturböden gleicher regionaler oder vertikaler Zugehörigkeit auch für diese wertvolle Hinweise bringen können. Sehr lehrreich ist auch die genaue Untersuchung über die Verbreitung einer Form, wie sie E. GRUNDMANN<sup>1</sup> an *Bacillus mycoides* im österreichischen Hochgebirge durchführte, wo auf gleicher Höhenlage und in engster Nachbarschaft reine Naturböden und gedüngte Böden vorkommen. Das Vorkommen des Bakteriums hört da auf, wo die Beweidung durch Schafe und Gemsen nicht mehr stattfindet (vgl. Abb. 3). Das ist ein deutlicher Hinweis dafür, daß diese Sporenbildner, wie man schon früher annahm, „Gelegenheitsarbeiter“ sind, die bei Vorhandensein stickstoffhaltiger Stoffe in Tätigkeit treten und nach deren Verarbeitung in das Ruhestadium der Sporenbildung übergehen. Als weiterer Faktor erwies sich die Temperatur, denn das Bakterium war an Nordhängen weniger häufiger als an Südhängen, wie am Beispiel des Hafelekar bei Innsbruck gezeigt werden konnte, wo die beiden Hänge, durch einen schmalen Grat voneinander getrennt, nur 8–10 m auseinander liegen. Stämme aus Böden von verschiedenem  $p_H$ -Wert zeigten in Kultur keine entsprechenden Unterschiede. Aber Stämme aus gedüngtem Boden nutzten die Kohlenstoff- und Stickstoffquellen besser aus als solche aus ungedüngtem Boden (vgl. noch S. 469). Es scheint tatsächlich eine gewisse Anpassung an die Bedingungen der Umgebung stattzufinden; namentlich ist in dieser Hinsicht die Wirkung der Temperatur<sup>2</sup> untersucht worden; auf die regionale Anpassung von *Azotobacter* ist S. 522 hingewiesen, auf die der Knöllchenbakterien S. 499f. B. L. ISSATSCHENKO und T. L. SIMAKOVA<sup>3</sup> fanden, daß die Nitratbildung durch Bakterien aus Boden vom 80. bis 81. G. n. B. (Nowaja-Semlja, Franz-Josephs-Land) bei niedriger Temperatur viel schneller als bei Normaltemperatur verlief:

bei 6–8 °C . . . . . 576,4 mg N<sub>2</sub>O<sub>5</sub> gebildet  
 „ 25–28 °C . . . . . 40,3 mg N<sub>2</sub>O<sub>5</sub> „

Nach S. P. TANDON und N. R. DHAR<sup>4</sup> liegt das Optimum der Nitritbildner aus tropischen Böden höher (35 °C) als das der Nitritbildner aus gemäßigten Breiten (25 °C). Für die Gesamtheit der Bodenbakterien fand E. N. MISCHUSTIN<sup>5</sup>:

<sup>1</sup> GRUNDMANN, E.: Beiträge zur Ökologie von *Bacillus mycoides* (Flügge). (Nach Untersuchungen im Hochgebirge.) Arch. Mikrobiol. **5**, 57 (1934).

<sup>2</sup> Einige ganz allgemeine und methodische Angaben: ITANO, A., u. Y. TSUJI: Spontaneous studies on soils. II. Influence of temperature on microorganisms. Ber. Ohara Inst. landw. Forsch. Kuraschiki **7**, 409 (1936).

<sup>3</sup> ISSATSCHENKO, B. L., u. T. L. SIMAKOVA: (Bakteriologische Untersuchungen arktischer Böden.) Trans. arctic Inst. **9**, 107 (1934).

<sup>4</sup> TANDON, S. P., u. N. R. DHAR: Influence of temperature on bacterial nitrification in tropical countries. Soil Sci. **38**, 183 (1934).

<sup>5</sup> MISCHUSTIN, E. N.: Die Anpassung der Bodenbakterien an klimatische Temperaturbedingungen. Microbiology **2**, 174 (1933). Ref. Zbl. Bakter. II **90**, 92 (1934). — Nach

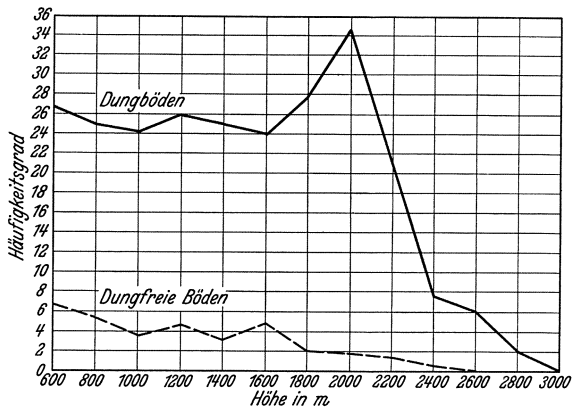


Abb. 3. Die Häufigkeit des Vorkommens von *Bac. mycoides* in gedüngten Böden und dungfreien Böden. (Nach E. GRUNDMANN.)

Bodenbakterien aus dem russischen Nordgebiet . . .	27—29° C	als Optimum
„ des Leningrader Gebietes . . . . .	29—31° C	„ „
„ von der Krim . . . . .	38—39° C	„ „

Bei 18° C entwickelten sich Bakterien aus nördlichen Breiten schneller als solche aus südlichen. E. N. MISCHUSTIN<sup>1</sup> stellte ferner für Bakterien, insbesondere *Bacillus mycoides* und *Azotobacter*, in verschiedenen klimatischen Gegenden (57. bis 46. Breitengrad) Verschiedenheiten des intrazellulären Druckes fest, der mit größerer Wärmesumme der Gegend höher wird, nämlich weniger als 3,5 Atmosphären im Norden gegen 15 Atmosphären im Süden. Es wäre sehr erwünscht, diese Verhältnisse näher zu untersuchen, namentlich auch, ob sich Unterschiede in Hinsicht auf die Anpassung an die Reaktion ergeben, z. B. bei *Azotobacter*, der, wie S. 523 f. erwähnt ist, auch auf sauren Böden gefunden wurde; vielleicht liegt ein solches Beispiel in dem S. 524 erwähnten Fall des *Azotobacter* aus sauren Quarzitböden vor.

Die enge Abhängigkeit des Mikroorganismenlebens im Boden von den Außenbedingungen verursacht auch erhebliche Schwankungen nach der Jahreszeit. D. FEHÉR<sup>2</sup> zeigte erneut und einwandfrei, daß unter den gleichmäßigen Feuchtigkeitsverhältnissen des Waldbodens ein sommerliches Maximum der Zahl der Bakterien auftritt, das mit dem Maximum der Temperatur zusammenfällt. Die beiden in Kulturland beobachteten Maxima (Frühjahr und Herbst) mit dem sommerlichen Minimum sind sozusagen ein „Kunsteffekt“, hervorgerufen durch die sommerliche Austrocknung, wenn der Boden infolge der landwirtschaftlichen Nutzung gerade in den heißen Sommermonaten von Vegetation entblößt ist. So zeigte sich dann auch im Freilandboden, der brach lag, auf dem man aber den sich einstellenden Pflanzenwuchs ungestört und somit die Feuchtigkeitsverhältnisse gleichmäßiger ließ, das gleiche Bild wie in Waldböden, also das sommerliche Maximum, wie dieses Abb. 4 nach D. FEHÉR zeigt. D. W. CUTLER und L. M. CRUMP<sup>3</sup> glauben allerdings, daß die Abhängigkeit der Bakterienzahl von Temperatur und Feuchtigkeit nicht ohne weiteres erwiesen werden kann. P. H. H. GRAY<sup>4</sup> findet auch qualitative Änderungen in der Zusammensetzung der Bodenmikroflora nach

A. v. SZILVINYI [Zur mikrobiologischen Kenntnis der Tobaheide auf Sumatra. Arch. Hydrobiol., Suppl. 14 „Tropische Binnengewässer“, 6, 512 (1936)] liegen die Kardinalpunkte der Temperatur dort gefundener Pilze höher als in Europa.

<sup>1</sup> MISCHUSTIN, E. N.: Über die Größe des durch die Kräfte der Osmose bestimmten intrazellulären Druckes bei den Bodenbakterien. Zbl. Bakter. II 93, 371 (1936). — MISCHUSTIN, E. N., u. W. A. MIRSOJEW: Die Größe des intrazellulären Druckes bei den geographischen Rassen von *Bac. mycoides*. Ebenda 95, 25 (1936).

<sup>2</sup> FEHÉR, D.: Untersuchungen über die Schwankung der Bodenatmung. Arch. Mikrobiol. 5, 421 (1934). — Vgl. weiter: Derselbe: Untersuchungen über die Mikrobiologie des Waldbodens. Berlin: Julius Springer 1933. — BROWN, P. E., u. T. H. BENTON: Bull. agricult. Exper. Stat. Iowa State Coll. Agricult. 132 (1930). (Maxima im Juni und November.) — VERONA, O., u. E. BAY: Sur la microflore et l'activité microbiologique des terrains du Massetano. Soc. Internat. Microbiol. Sez. Ital. 3, 198 (1931). — VERONA, O., u. S. PACI: Quelques recherches sur la bactériologie des terrains de la maremme de Talamone. Ebenda S. 203. (Gesamtzahl und physiologische Gruppen in den verschiedenen Jahreszeiten.) — MCKIBBIN, R. R., u. P. H. H. GRAY: Chemical and microbiological factors in some Quebec soils. Canad. J. Res. 7, 300 (1932). — GRAY, P. H. H., u. H. J. ATKINSON: Microbiological studies of Appalachian podsol soils. II. Seasonal changes in microbiological activity. Canad. J. Res. Montreal C, 13, 358 (1935). (Minimum im Sommer.) — METZEN, O. v.: Vergleichende Betrachtung verschiedener Böden über Keimgehalt, Stickstoffbindung und Salpeterbildung. Zbl. Bakter. 94, 142 (1936). (Minimum im Sommer.) — SINGH, J.: Soil fungi and Actinomycetes in relation to manual treatment, season and crop. Ann. appl. Biol. 24, 154 (1937). (Keine jahreszeitliche Änderungen, höchstens im Winter geringe Abnahme.)

<sup>3</sup> CUTLER, D. W., u. L. M. CRUMP: Problems in soil microbiology, S. 13 ff. London: Longmans, Green & Co. 1935.

<sup>4</sup> GRAY, P. H. H.: Microbiological studies of Appalachian podsol soils. III. Synchronous changes of bacterial number in two field soils. Canad. J. Res., Sect. C, 16, 145 (1938).

der Jahreszeit. Außer dieser jahreszeitlichen Schwankung in der Zahl der Mikroorganismen im Boden werden von H. G. THORNTON und C. B. TAYLOR<sup>1</sup> erneut kurzfristige Schwankungen (bis zu wenigen Stunden), mit Steigen auf fast das Doppelte bzw. Sinken um fast die Hälfte angegeben, und zwar mit Hilfe der S. 442 erwähnten Methode der direkten mikroskopischen Zählung mittels Zusatz von Indigoteilchen und sorgfältiger statistischer Auswertung der Ergebnisse. Hingegen gibt A. ST. CORBET<sup>2</sup> an, daß in Böden des malaiischen Archipels ein konstanter Bakteriengehalt von rund 500000 je 1 g Boden vorhanden sei, und daß abgesehen von Schwankungen der Temperatur und Feuchtigkeit, keine Veränderung der Mikroorganismenzahlen eintraten. Auf experimentellem Wege

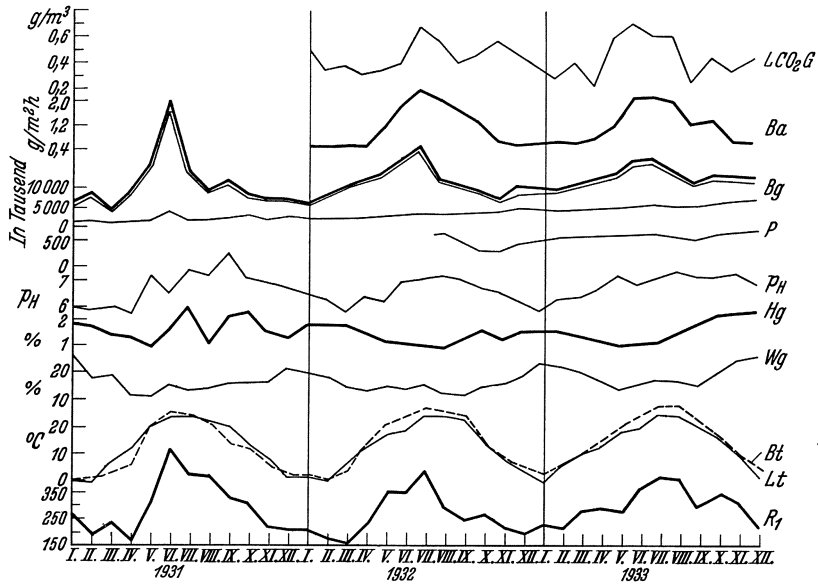


Abb. 4.  $LCO_2-G$  = Luftkohlendioxidgehalt, Ba = Bodenatmung. Bg = Bakteriengehalt, P = Pilze, Hg = Humusgehalt, Wg = Wassergehalt, Bt = Bodentemperatur, Lt = Lufttemperatur,  $R_1$  = Bodentemperatur  $\times$  Lufttemperatur. (Nach D. FEHÉR.)

stellten nun D. FEHÉR und M. FRANK<sup>3</sup> fest, daß die Zahl der Mikroorganismen bis zur Optimumgrenze völlig dem Produkt aus Temperatur und Feuchtigkeit parallel geht; sie bezeichnen dieses Produkt als R-Wert. Bezüglich der von den

<sup>1</sup> THORNTON, H. G., u. C. B. TAYLOR: Short period fluctuations in bacterial numbers in soil. Trans. 3. internat. Congr. Soil Sci. 1, 175 (1935). — Ferner: THORNTON, H. G., u. P. H. H. GRAY: The numbers of bacterial cells in field soils, as estimated by the ratio method. Proc. roy. Soc. Lond. B 115, 522 (1934).

<sup>2</sup> CORBET, A. ST.: Studies on tropical soil microbiology. II. The bacterial numbers in the soil of the Malay peninsula. Soil Sci. 38, 407 (1934).

<sup>3</sup> FEHÉR, D., u. M. FRANK: Experimentelle Untersuchungen über den Einfluß der Temperatur und des Wassergehaltes auf die Tätigkeit der Mikroorganismen des Bodens. Arch. Mikrobiol. 8, 249 (1937) — Untersuchungen über den Einfluß der Temperatur und des Wassergehaltes auf die Tätigkeit der Mikroorganismen des Bodens. II. Mitt. Die Bestätigung der experimentell abgeleiteten Gesetzmäßigkeiten durch Untersuchung der Wald- und Ackerböden und ihre Übertragung auf den Wärme- und Wasserhaushalt der höheren Pflanzen. Ebenda 9, 193 (1938). — Ferner: FEHÉR, D.: Mikrobiologie des Waldbodens. Berlin: Julius Springer 1933 — Experimentelle Untersuchungen über den Einfluß von Temperatur und Wassergehalt des Bodens auf die Lebenserscheinungen der Bodenbakterien. Arch. Mikrobiol. 4, 447 (1933). — Über die Wirkung des Wassers auf die Entwicklung der Mikroflora im Boden vgl. noch: STEVENS, K. R.: Influence of manure, irrigation and cropping practices upon soil microbiological activities. Soil Sci. 45, 95 (1938).

Autoren vorgenommenen mathematischen Behandlung der Abhängigkeit sei auf das Original verwiesen. Es dürfte kein Widerspruch zu diesen Vorstellungen sein, wenn H. L. JENSEN<sup>1</sup> in australischen Böden eine strenge Beziehung zwischen Feuchtigkeit und Zahl der Bakterien und, wenn auch etwas weniger ausgeprägt, der Pilze fand, während Actinomyceten keine solche Beziehung ergaben, da unter gewissen Bedingungen natürlich der eine der beiden Teilfaktoren in erster Linie bestimmend ist. Ferner findet W. G. E. EGGLETON<sup>2</sup> die Zahl der Bakterien im Boden durch Wasser deutlich, die der Actinomyceten und Pilze wenig erhöht, während Temperatur und Reaktion innerhalb der geprüften Grenzen keinen Einfluß hatten. Bei der in neuerer Zeit mehrfach angewendeten Bedeckung des Bodens mit Dachpappe und ihrer auf den Pflanzenwuchs günstigen Wirkung hat man erhöhte Zahl und Tätigkeit der Mikroorganismen gefunden, verursacht augenscheinlich durch den in den oberen Bodenschichten erhöhten Feuchtigkeitsgehalt und wohl auch durch die um ein geringes höhere und wohl auch gleichmäßigere Temperatur<sup>3</sup>.

Hier mögen noch einige weitere Angaben über die Abhängigkeit des Mikroorganismenlebens von der Temperatur und Feuchtigkeit folgen. D. FEHÉR und M. FRANK geben folgende Optimumzahlen an:

	Temperatur- optimum	Feuchtigkeitsoptimum	
		Wassergehalt in Proz. des Bodens	Wassergehalt in Proz. der Wasser- kapazität
Nitrifizierende Bakterien . . . . .	30—35° C	30	79
Stickstoffbindende Bakterien . . . . .	25	25	66
Zellulosezersetzende Bakterien . . . . .	25	30	79
Sonstige Bodenbakterien . . . . .	25	25	66
Bodenpilze . . . . .	25	15	40
Bodenalgen . . . . .	25	25	66

Nach D. FEHÉR<sup>4</sup> sind jedoch die Bodenbakterien noch bei einem Feuchtigkeitsgehalt des Bodens von 2—3% aktiv, wenn natürlich auch in beschränktem Maße. CH. KILLIAN und D. FEHÉR<sup>5</sup> stellten dann auch in Saharaböden mit sehr niedrigem Wassergehalt nicht unbeträchtliche Kohlensäurebildung fest, dem auch ein recht hoher Gehalt an Mikroorganismen mit allen physiologischen Gruppen entsprach. Die Zahl sinkt bei unter 1% Wassergehalt auf 4000—30000 je 1 g Boden und steigt bei über 5% Feuchtigkeit auf über 1 Million. Auch P. C. OBERHOLZER<sup>6</sup> stellte in ariden und semiariden Böden zwar ein Optimum der CO<sub>2</sub>-Bildung nahe

<sup>1</sup> JENSEN, H. L.: Zitiert S. 455, Anm. 6.

<sup>2</sup> EGGLETON, W. G. E.: The influence of environmental factors on numbers of soil microorganisms. *Soil Sci.* **46**, 351 (1938).

<sup>3</sup> FERRETTI, C.: Copertura del terreno e attività batteriche. *Lab. patol. e batteriol. R. Ist. Sup. Agr. Pisa* **3**, Nr 51 (1931). — JAKOWLEWA, W.: Biochemische Bodenprozesse im Zusammenhang mit der Bedeckung des Bodens. *Die Chemisation d. soz. Landw.* **6**, 24 (1933). Ref. *Zbl. Bakter. II* **94**, 283. — KAN, L. J.: Zur Frage über die Bedeckung des Bodens. *Ebenda* **11/12**, 161 (1935). Ref. *ebenda* **95**, 354. — KRAWKOW, J., u. W. SSIMAKOW: Die Wirkung der Bodenbedeckung auf biochemische Prozesse. *Ebenda* **6**, 20 (1933). Ref. *ebenda* **94**, 364.

<sup>4</sup> FEHÉR, D.: Experimentelle Untersuchungen über die mikrobiologischen Grundlagen der Schwankungen der Bodenazidität. II. *Arch. Mikrobiol.* **5**, 402 (418) (1934).

<sup>5</sup> KILLIAN, CH., u. D. FEHÉR: Recherches sur les phénomènes microbiologiques des sols sahariens. *Ann. Inst. Pasteur* **55**, 573 (1935). — KILLIAN, CH.: Étude sur la biologie des sols du haut plateau algérien. *Annales agronom.* **6**, 595 (1936). — Angaben über die Wirkung einer Trocknung des Bodens auf das Wachstum von *Bacterium globiforme* machen H. J. CONN u. M. A. DARROW: The effect of moisture changes on soil as a medium for bacterial growth. *Soil Sci.* **46**, 365 (1938).

<sup>6</sup> OBERHOLZER, P. C. J.: The decomposition of organic matter in relation to soil fertility in arid and semiarid regions. *Soil Sci.* **42**, 359 (1936).

an der Wassersättigung fest, aber auch noch beträchtliche  $\text{CO}_2$ -Bildung bei Feuchtigkeit unter dem Welke-Koeffizienten. Selbstverständlich erhöht sich die Zahl mit steigender Feuchtigkeit, so daß in durchlässigem Sandboden die Zahl der Bakterien nach der Tiefe zu steigen<sup>1</sup> kann, verursacht durch die günstigeren Feuchtigkeitsbedingungen, wie folgendes Beispiel nach W. BERG und A. SCHELOUMOVA<sup>2</sup> zeigt:

Sand von Repetek.	
0—20 cm Tiefe	. . . . . fast bakterienfrei
25—50 cm „	. . . . . 1700 Bakterien je 1 g Boden
90 cm „	. . . . . 26000 „ je 1 g „

Voraussetzung hierfür sind natürlich die sonst für das Bakterienleben geeigneten Bedingungen, namentlich das Vorhandensein organischer Substanz und die Durchlüftung. Aus diesem Grunde können die Bakterien in tiefgründigen Böden auch sehr tief gehen (vgl. S. 525 bei *Azotobacter*): D. SSKOLOWA<sup>3</sup> fand in Urallöb bei 1,5 m Tiefe 18 Millionen, bei 17,5 m Tiefe noch 3 Millionen Bakterien je 1 g Boden. In dem obigen Beispiel von D. FEHÉR tritt das geringere Feuchtigkeitsbedürfnis der Pilze (vgl. dazu auch S. 454) deutlich hervor. H. WALTER<sup>4</sup> zeigte, daß die Minimalgrenzen der Feuchtigkeit für Bakterien bei 95 % relativer Dampfspannung, für Pilze dagegen tiefer liegen, nämlich bei 90—95 für *Rhizopus* und *Phycomyces*, und bei 85—90% für die xerophilen Pilze *Penicillium* und *Aspergillus*. Nach der Keimung der Sporen werden diese Grenzen später von J. HEINTZELER<sup>5</sup> folgendermaßen gefunden: Xerophile (*Aspergillus niger*, *glaucus*, *Penicillium glaucum*) unter 80% relativer Dampfspannung, mesophile (*Sporodinia grandis*, *Rhizopus nigricans*, *Phycomyces nitens*, *Ustilago Avenae*) bei 80—90%, hygrophile (*Oidium lactis*, zwischen dieser und der vorhergehenden Gruppe) über 90%. Indessen fand H. L. JENSEN<sup>6</sup> ein auffallendes Zurücktretzen der Pilze in Böden aus australischen Trockengebieten. Es scheint, als ob aus den Zahlen von CH. KILLIAN und D. FEHÉR etwas Ähnliches für die Saharaböden hervorgeht; doch liegen wohl zu wenig Erfahrungen vor, als daß schon verallgemeinert werden könnte. Hinsichtlich der Optimalgrenze nach oben stellten G. KAESS und W. SCHWARTZ<sup>7</sup> fest, daß das Optimum für *Penicillium flavo-glaucum* bei 99,35 % relativer Luftfeuchtigkeit, entsprechend einem osmotischen Druck der Nährlösung von rund 8 Atmosphären, liegt. Nach diesen Autoren dürften die Verhältnisse bei anderen *Aspergillaceen* ähnlich liegen, während bei den meisten *Mucorineen*, *Saccharomyceten* und Bakterien das Optimum näher an den Sättigungswert von 100 % relativer Luftfeuchtigkeit herankommen dürfte.

<sup>1</sup> Vgl. auch die Zunahme von Anaeroben in Moorböden, S. 461. — I. K. WILSON [The number of colonies on plaques of soil made from samples taken from various horizons. *Soil Sci. Soc. amer. Proc.* **1**, 205 (1937)] fand mitunter mehr Bakterien in tieferen Schichten. Hier müssen natürlich andere Verhältnisse maßgebend sein.

<sup>2</sup> BERG, W., u. A. SCHELOUMOVA: Mikrobiologische Charakteristik des Sandes von Repetek. *Nachr. Akad. Wiss. (Rußland)* **5**, 673 (1934). *Ref. Z. Pflanzenernährg* **39**, 377 (1935).

<sup>3</sup> SSKOLOWA, D.: Über die Mikroorganismen der Untergrundschichten und über die biochemischen Verwitterungsfaktoren. *Nachr. Akad. Wiss. (Rußland)* **5**, 693 (1932). *Ref. Zbl. Bakter.* **II 94**, 282.

<sup>4</sup> WALTER, H.: Die Hydratur der Pflanzen und ihre physiologisch-ökologische Bedeutung. Jena: G. Fischer 1931.

<sup>5</sup> HEINTZELER, J.: Das Wachstum der Schimmelpilze in Abhängigkeit von den Hydraturverhältnissen unter verschiedenen Außenbedingungen. *Arch. Mikrobiol.* **10**, 92 (1939).

<sup>6</sup> JENSEN, H. L.: Contributions to the microbiology of australian soils. I. Numbers of microorganisms in soil and their relation to certain external factors. *Proc. Linnean Soc. N. S. Wales* **59**, 101 (1934).

<sup>7</sup> KAESS, G., u. W. SCHWARTZ: Über das Wachstum von Schimmelpilzen bei hoher relativer Luftfeuchtigkeit. *Arch. Mikrobiol.* **6**, 208 (1935).

Auch W. BAVENDAMM und H. REICHEL<sup>1</sup> fanden das Optimum für gewisse holzzerstörende Pilze unter 100%, J. HEINTZELER<sup>2</sup> für *Aspergillus niger* bei 98 und für *A. glaucus* bei 96–98% rel. Dampfspannung.

Was die Temperatur betrifft, so kann sich ein Mikroorganismenleben auch noch unter 0° C vollziehen, nach L. M. HOROWITZ-WLASSOVA<sup>3</sup> noch bei –4 bis –7° C; allerdings wuchsen die Mikroorganismen (Kokken, sporenbildende Stäbchen, einige Hefen, viele Schimmelpilze) sehr langsam; makroskopisch wurde das Wachstum erst nach 15–60 Tagen sichtbar. Ein Aufenthalt bei langsam absinkender Temperatur verlieh auch die Fähigkeit, niedrige Temperatur besser zu vertragen. Wichtig ist nach J. A. BERRY und C. A. MANGOON<sup>4</sup>, daß die Eisbildung verhindert wird (Entwicklung noch bei –6,7° C). Von Bedeutung sind natürlich noch die sonstigen äußeren Verhältnisse. F. M. TSCHISTJAKOW<sup>5</sup> fand innerhalb der Temperaturgrenzen von 0 bis –20° merkwürdigerweise ein um so schnelleres Absterben, je höher der Kochsalzgehalt der Nährlösung war, während die Erhöhung der Zuckerkonzentration die Resistenz erhöhte. Auffallend ist auch, daß die Resistenz bei –8 bis –12° am geringsten war, darüber und darunter größer. Im übrigen wurden noch<sup>6</sup> nach einem Aufenthalt von 19 Monaten bei ungefähr 83° absoluter Temperatur lebende Keime gefunden; C. B. LIPMAN<sup>7</sup> fand bei zweitägigem Aufenthalt von nur 1–2 Tage altem Pilzmycel und von Bakterien, die etwas resistenter waren, noch 8 von 12 Pilzarten am Leben, wobei keine Sporen vorhanden waren. Abwechselndes Abkühlen<sup>8</sup> auf –190° und Auftauen an 30 aufeinanderfolgenden Tagen vernichtete nur sporenlose Formen; aber auch Sporen starben ab, wenn zwischen den Gefrierwiederholungen im Laufe von 12 Stunden auf +24° erwärmt wurde. Daß Sporen resistent sind, kann nicht überraschen. Hefen und Schimmelpilze sind resistenter als vegetative Bakterien<sup>5</sup>. Nach H. F. SWIFT<sup>9</sup> können Bakterien durch Behandlung mit gefrorener Kohlensäure und anschließendes Trocknen beliebig konservierbar gemacht werden. Sehr beachtenswert sind noch Untersuchungen von O. RAHN und F. M. BIGWOOD<sup>10</sup>, wonach die Schädigung von *Streptococcus lactis* bei Aufbewahrung bei 0° C hauptsächlich auf die Wirkung des Sauerstoffes zurückzuführen ist. Endlich ist wichtig, daß nach L. DORN und O. RAHN<sup>11</sup> die Optimaltemperatur für Wachstum und sonstige Stoffwechselfvorgänge bei diesen Bakterien verschieden ist, so daß

<sup>1</sup> BAVENDAMM, W., u. H. REICHEL: Die Abhängigkeit des Wachstums holzzerstörender Pilze vom Wassergehalt des Nährsubstrates. Arch. Mikrobiol. **9**, 486 (1938).

<sup>2</sup> HEINTZELER, J.: Zitiert S. 455, Anm. 5.

<sup>3</sup> HOROWITZ-WLASSOVA, L. M., u. L. D. GRINBERG: Zur Frage über psychrophile Mikroben. Zbl. Bakter. II **89**, 54 (1933).

<sup>4</sup> BERRY, J. A., u. C. A. MANGOON: Growths of microorganisms at and below 0° C. Phytopathology **24**, 780 (1934). — Nach O. F. LIESAU (zitiert S. 560, Anm. 3) wird Myzel von *Didymella lycopersici* durch Temperaturen von –15° bis –23° C bei 4 Wochen langer Einwirkung nicht abgetötet.

<sup>5</sup> TSCHISTJAKOW, F. M.: Die Wirkung niederer Temperatur auf Mikroorganismen. Die Schnelligkeit des Absterbens der Mikroorganismen bei niederer Temperatur. Microbiology **6**, 810 (1937). Ref. Zbl. Bakter. II **98**, 453.

<sup>6</sup> WINCHESTER, G., u. T. J. MURRAY: Effect of liquid air temperature on bacteria. Proc. Soc. exper. Biol. a. Med. **35**, 165 (1936).

<sup>7</sup> LIPMAN, C. B.: Tolerance of liquid air temperatures by spore-free and very young cultures of fungi and bacteria growing on an agar medium. Bull. Torrey bot. Club **6**, 537 (1937).

<sup>8</sup> LAZARJEW, N., u. B. BERESNEWA: Die kryothermische Sterilisation. Arb. Inst. landw. Mikrobiol. **6**, 57 (1935). Ref. Bot. Zbl. **31**, 317.

<sup>9</sup> SWIFT, H. F.: A simple method for preserving bacterial cultures by freezing and drying. J. Bacter. **33**, 411 (1937).

<sup>10</sup> RAHN, O., u. F. M. BIGWOOD: The effect of low temperature on *Streptococcus lactis*. Arch. Mikrobiol. **10**, 1 (1939).

<sup>11</sup> DORN, F. L., u. O. RAHN: Definition versus measurement of optimal temperature. Arch. Mikrobiol. **10**, 6 (1939).

auch für andere Temperaturbereiche eine verschiedenartige Beeinflussung des Stoffwechsels zu erwarten ist.

Es ist nach dem Gesagten verständlich, daß arktische Böden sehr reich an Mikroorganismen sein können: A. KASANSKY<sup>1</sup> fand in Tundraböden von Nowaja Semlja 309—896 Millionen Bakterien je 1 g. Allerdings spielt sich dort das Mikrobenleben nur in 2—5 cm starkem A-Horizont ab<sup>2</sup>. Im Schnee des Kaukasus fand G. S. PHILIPPOV<sup>3</sup> 55 Algen, 47 Pilze, 14 Bakterien + Actinomyceten; aus rotem Schnee isolierte er 20 Hefen. Die durch A. VON SZILVINYI<sup>4</sup> vom Schneefeld des Wiener Schneebergs isolierte *Pseudomonas nivalis* ist offenbar eine typisch kälteliebende Form, die ihr Temperaturoptimum bei 0—11° C hat; bei höherer Temperatur ist das Wachstum schlechter, und die Farbstoffbildung wird eingestellt. Zweifellos wird es sich dabei weitgehend um Anpassungserscheinungen handeln. Das ist sicherlich bei den thermophilen Mikroorganismen der Fall, wie J. K. BAARS für Desulfurikanten zeigte<sup>5</sup> und T. V. VOUK<sup>5</sup> für die Entstehung der Thermalflora annimmt. Es dürfte dem entsprechen, daß thermophile Bakterien nach E. N. MISCHUSTIN<sup>6</sup> in kultivierten Böden häufiger sind als in unkultivierten, da bei jenen mehr Mikroorganismen aus organischen, bei der Zersetzung sich stärker erwärmenden Massen, wie Stalldünger, hineingelangen können, wie das folgende Beispiel zeigt:

<sup>1</sup> KASANSKY, A.: Zur Mikroflora der Insel „Nowaja Semlja“. Arb. Polarkommiss. Folge 7, 79 (1932). Ref. Zbl. Bakter. II 94, 79 (1936).

<sup>2</sup> SSUSCHKINA, N.: Zum Studium der Mikroflora der Böden im Delta des Flusses Lena. Arb. Dokutschaeu-Inst. Bodenkd. 6, 191 (1932). Ref. Zbl. Bakter. II 94, 80.

<sup>3</sup> PHILIPPOV, G. S.: Bull. Acad. Sci. URSS., Cl. Sci. math. et natur. 1934, Nr 7, 1031, 1037. — Weiteres über Schneevalgen: E. KOL: Some new snow algae from North America. J. Wash. Acad. Sci. 28, 55 (1938).

<sup>4</sup> SZILVINYI, A. v.: *Pseudomonas nivalis* n. sp., ein Beitrag zur Kenntnis des Genus *Serratia* Bizio. Zbl. Bakter. II 94, 216 (1936).

<sup>5</sup> Vgl. S. 581. Dort auch Angaben über thermophile Schwefelbakterien. — D. FEHÉR macht Angaben über die noch bei 55 und 65° C wachsenden Bodenpilze: Experimentelle Untersuchungen über den Einfluß von Temperatur und Wassergehalt des Bodens auf die Lebenserscheinungen der Bodenbakterien. Arch. Mikrobiol. 4, 447 (1933). — Einige Literatur über die sonstige Flora von Thermalquellen, die sich indessen meist auf Algen bezieht: WORONICHIN, N.: Über die Algenvegetation der Thermalquellen im Nordkaukasus. Verh. internat. Ver. Limnol. 4, 685 (1929). (Auch zwei Bakterien erwähnt.) — FAMIN, M.: Contribution à l'étude systématique et biologique de la flore thermal française. Trav. Cryptogam. Paris 1931, 71. — BISHOP, A. S.: Contribucion de las Algas de las fuentes termiales de Ixtapan de la Sal. An. Inst. Biol. Mexico 3, 49 (1932). — GYÖRFFY, L.: Monographie der Thermalvegetation von Hajduszoboszló in Ungarn. Arch. Protistenkd. 76, 274 (1932). (Auch Bakterien und 2 Eisenbakterien.) — EMOTO, Y.: Die Mikroorganismen der Thermen. Eine historische Übersicht über die Erforschung der Thermalmikroorganismen. Stud. Tokugawa Inst. 2, Nr 4 (1933). — STROUHAL, H.: Biologische Untersuchungen an den Thermen von Warmbad Villach in Kärnten (mit Berücksichtigung der Thermen von Bad Gastein). Arch. Hydrobiol. 26, 323, 495 (1934). — Zur Frage der Entstehung der Thermalflora sei auf T. V. VOUK verwiesen, der sie für Anpassungs- (nicht Relikt-) Formen erklärt: On the origin of the thermal flora. Proc. Internat. Congr. Plant Sci. 2, 1176 (1929).

<sup>6</sup> MISCHUSTIN, E. N.: Thermophile Bakterien als Bestimmer des Kulturzustandes des Bodens. (Russ.) Chemisat. soz. Landwirtsch. 7, 55 (1935). Ref. Zbl. Bakter. II 95, 82 (1936). — Über thermophile Mikroorganismen vgl. weiter: MIEHE, H.: Die Wärmebildung von Reinkulturen im Hinblick auf die Ätiologie der Selbsterhitzung pflanzlicher Stoffe. Arch. Mikrobiol. 1, 78 (1930) — Über die Selbsterhitzung des Heus. Arb. dtsh. Landw.-Ges. H. 196. 2. Aufl. 1930. — TRIVELLINI, A.: Recherches sur les microorganismes thermophiles. Soc. Internat. Microbiol., Sez. Ital. 2, 228 (1930). — PRICKETT, P. S.: Thermophilic microorganisms from unported canned shallots. J. inf. Dis. 49, 271 (1931) — PAINE, F. S.: Some observations on thermophilic anaerobes. Zbl. Bakter. II 85, 122 (1931/32). — BERNSTEIN, A., u. H. E. MORTON: A new thermophilic Actinomycetes. J. Bacter. 27, 625 (1934). — ISSATSCHENKO, B., M. ONTSCHUKOWA, A. PREDTSCHENSKAJA u. T. LIPSKAJA: C. r. Acad. Sci. USSR. 1, 507 (1934). Ref. Zbl. Bakter. II 91 (1934).



## Zahl der Thermophilen je 1 g Boden.

Unbearbeitete Böden . . . . .	bis 1000
Böden in schlechtem Kulturzustand . . . . .	1000— 50000
„ in mittelgutem Kulturzustand . . . . .	50000—100000
„ in gutem Kulturzustand . . . . .	100000—350000

Das Wachstum der Thermophilen steht im übrigen bei normaler Temperatur nicht still, sondern ist nur sehr verzögert. Die Generationsdauer betrug nach P. A. HANSEN<sup>1</sup> bei der Optimaltemperatur von 54,5° C 16 Minuten, bei 20° C dagegen 370 Minuten. Auch die Hitzeresistenz ist wandelbar und offenbar vom physiologischen Zustand der Zelle abhängig. Sie steigt nach W. HENNEBERG und H. WENDT<sup>2</sup> bei *Bacillus coli* bei dauernd guter Ernährung, nach A. C. FAY<sup>3</sup> bei höherer Zuckerkonzentration, nach A. LEMBKE<sup>4</sup> durch Einbringen in physiologische Kochsalzlösung, geht in dieser allerdings nach einiger Zeit wieder zurück. Endlich ist die Temperatur der Vorzüchtung wichtig und vor allem das Alter der Zelle: Nach P. R. ELLIKER und W. C. FRAZIER<sup>5</sup> ist *Bacterium coli* im Zustand der Vermehrung weniger widerstandsfähig als im stationären Zustand vor und nach der Vermehrung. Nach E. LEIFSON<sup>6</sup> sind neugebildete Sporen gegen Hitze empfindlich. Von besonderer Wichtigkeit ist die Resistenz der Bakterien-sporen<sup>7</sup>. Die Angabe von M. KNORR<sup>8</sup>, daß Bodenactinomyceten resistenter seien als Bakterien-sporen (30 Minuten bei 118,4° C; Kulturactinomyceten vertragen diese Behandlung nicht) dürfte allerdings vorläufig noch Zweifeln begegnen. 3 Tage trockenes Erhitzen auf 100° C überstanden nach D. FEHÉR<sup>9</sup> *Bacillus silvaticus*, *brevis*, *lobatus*, *parvus*, *panis* und *ruminatus*. A. STÜHRK<sup>10</sup> fand bei Untersuchung von 94 Erdproben auf Sporenbildner (16 neue Arten) in 43 % der Fälle Formen, die strömenden Dampf bei Aufschwemmung in Wasser 5 Stunden überstanden. 15 % überdauerten 12, 9 % 20 und 2 % 30 Stunden. Es ist bemerkenswert, daß die hochresistenten Sporenbildner besonders in kultivierten Ackerböden verbreitet waren, was der oben erwähnten Verbreitung der Thermophilen entspricht, dagegen selten in Wald- und Gebirgsböden, nie in Fluß-, See- oder Wüstensand, wohl aber im Schlamm u. dgl. zugegen waren; sie fanden sich ferner vorwiegend in Böden wärmerer Gebiete, ohne unseren Breiten zu fehlen. In künstlicher Kultur wurde vielfach eine Abnahme der Resistenz beobachtet, die durch Erddpassage teilweise wieder zu regenerieren war. J. GÖRTZEN<sup>11</sup> fand allerdings,

<sup>1</sup> HANSEN, P. A.: The growth of thermophilic bacteria. Arch. Mikrobiol. **4**, 23 (1933).

<sup>2</sup> HENNEBERG, W., u. H. WENDT: Untersuchungen über hitzeresistente *Coli*-Stämme. Zbl. Bakter. II **93**, 39 (1935/36).

<sup>3</sup> FAY, A. C.: The effect of hypertonic sugar solution on the thermal resistance of bacteria. J. agricult. Res. **48**, 453 (1934).

<sup>4</sup> LEMBKE, A.: Die Hitzewiderstandsfähigkeit der Kolibakterien und die Verwendbarkeit dieser Eigenschaft als Vergleichsmaßstab für die Beurteilung von Milcherhitzern. Zbl. Bakter. II **96**, 92 (1937). — Auch KCl erhöht die Hitzeresistenz bei Milchsäurebakterien: BACHRACH, E., u. J. ROCHE: C. r. Acad. Sci. Paris **194**, 1023 (1932).

<sup>5</sup> ELLIKER, P. R., u. W. C. FRAZIER: Influence of time and temperature of inoculation of heat resistance of *Escherichia coli*. J. Bacter. **36**, 83 (1938). — Dort weitere Literatur über dieses Gebiet!

<sup>6</sup> LEIFSON, E.: Bacterial spores. J. Bacter. **21**, 331 (1931).

<sup>7</sup> Zur Sterilisation vergleiche: KONRICH, F.: Die bakterielle Keimtötung durch Wärme. Stuttgart: F. Enke 1938.

<sup>8</sup> KNORR, M.: Über die widerstandsfähigen Keime in Sterilisationsproben (Actinomyceten). Zbl. Bakter. I Orig. **127**, 269 (1933).

<sup>9</sup> FEHÉR, D.: Zitiert S. 457, Anm. 5.

<sup>10</sup> STÜHRK, A.: Untersuchungen über die Sporentötungszeit bei Bodenbakterien in strömendem Dampf. Zbl. Bakter. II **93**, 161 (1935). — Vgl. noch: KONRICH, F.: Vorkommen und Resistenz hochresistenter Erds-poren, mit besonderer Berücksichtigung der Instrumentensterilisation. Arb. Reichsgesdh.amt **68**, 81 (1935).

<sup>11</sup> GÖRTZEN, J.: Untersuchungen über die Widerstandsfähigkeit nativer anaerober Erds-poren gegen Siedehitze. Zbl. Bakter. I Orig. **138**, 227 (1937).

von einer Ausnahme abgesehen, die Sporen von Anaeroben in Erde, nicht resistenter als in Kultur, ebenso G. SOBERNHEIM und O. MÜNDEL<sup>1</sup>, nach denen der Boden lediglich einen mechanischen Schutz verleiht. F. E. WILLIAMS<sup>2</sup> wiederum konnte bei 7 Sporenbildnern aus Einsporkulturen durch achtmalige Auswahl der hitzeresistentesten nur in einem Fall (*Bacillus mycoides* von 10 auf 25 Minuten Widerstandsfähigkeit bei 100°C) Resistenzhöhung erzielen. Übrigens wirkten auch die Nährböden verschieden, wie auch H. HEIGENER<sup>3</sup> feststellte. Kurz sei noch auf die Ursache der Resistenz der Sporen hingewiesen, die nach A. I. VIRTANEN und L. PULKKI<sup>4</sup> auf der Inaktivität der Enzyme beruht. Auffallenderweise ist der Wassergehalt der Sporen nach B. S. HENRY und C. A. FRIEDMANN<sup>5</sup> nur unwesentlich geringer als der der vegetativen Zellen, doch liegt nach C. A. FRIEDMANN und B. S. HENRY<sup>6</sup> die Erklärung darin, daß das Wasser in den Sporen zum allergrößten Teil nicht in freiem, sondern in gebundenem Zustand vorhanden ist:

	Wassergehalt in Proz.			Anteil des gebundenen Wassers in Proz.	
	Vegetative Zellen	Sporen		Vegetative Zellen	Sporen
<i>B. megaterium</i> . . .	79,7	58,2	<i>B. subtilis</i> . . . . .	0	69,0
<i>B. mycoides</i> . . . .	87,8	70,6	<i>B. megaterium</i> . . .	17,7	62,6
			<i>B. mycoides</i> . . . .	28,2	58,7

Es mögen hier noch einige weitere Angaben über die sonstige Resistenz von Bakterien folgen. Für Knöllchenbakterien vergleiche man S. 514. P. PAULI<sup>7</sup> läßt Bakterien in Pferdeserum über Phosphorpentoxyd bei 2,5 mm Quecksilberdruck eintrocknen, in den zugeschmolzenen Röhrchen blieben selbst pathogene Nichtsporenbildner bis zu 6 Jahre am Leben. L. RUBENTSCHIK und S. S. CHAIT<sup>8</sup> stellten im schwarzen Limanschlamm, der 33 Jahre völlig anaerob unter CO<sub>2</sub> oder H<sub>2</sub> aufbewahrt war, keine Nitrifikanten, Thiosulfatbildner und Schwefelbakterien fest, aber je 1 g 1000 Schwefelwasserstoffbildner, 10000 Ammoniakbildner, 100—1000 Denitrifikanten, 1—10 anaerobe Stickstoffbinder, 1000—10000 Desulfurikanten, 0,1 anaerobe und 10—1000 aerobe Zelluloseersetzer.

<sup>1</sup> SOBERNHEIM, G., u. O. MÜNDEL: Grundsätzliches zur Technik der Sterilisationsprüfung. I. Mitt. Native und Kultursporen der Erdbakterien. Z. Hyg. **118**, 328 (1936). — Vgl. noch G. NEGROU: Sur la présence supposée de microorganismes thermoobligés dans les milieux de culture. Soc. Intern. Microbiol. Sez. Ital. **2**, 438 (1930). — OESTERLE, P.: Über die Abhängigkeit des Sterilisationsergebnisses von den Eigenschaften des Testmaterials. Arch. f. Hyg. **117**, 16 (1935). — RODENBECK, H.: Über die thermische Sterilisation wasserfreier Stoffe und die Resistenz einiger Bakterien bei Erhitzung in solchen Stoffen. Arch. f. Hyg. **109**, 67 (1933).

<sup>2</sup> WILLIAMS, F. T.: Attempts to increase the heat resistance of bacterial spores. J. Bacter. **32**, 589 (1936).

<sup>3</sup> HEIGENER, H.: Verwertung von Aminosäuren als gemeinsame C- und N-Quelle durch bekannte Bodenbakterien, nebst botanischer Beschreibung neuisolierter Betain- und Valinabbauer. Zbl. Bacter. II **93**, 81 (1935).

<sup>4</sup> VIRTANEN, A. I., u. L. PULKKI: Biochemische Untersuchungen über Bakteriensporen. Arch. Mikrobiol. **4**, 99 (1933).

<sup>5</sup> HENRY, B. S., u. C. A. FRIEDMANN: The water content of bacterial spores. J. Bacter. **33**, 323 (1937).

<sup>6</sup> FRIEDMANN, C. A., u. B. S. HENRY: Bound water content of vegetative and spore forms of bacteria. J. Bacter. **36**, 99 (1938).

<sup>7</sup> PAULI, P.: A propos d'un procédé facile pour la conservation des microorganismes à l'état de vie latente. Soc. Internat. Microbiol. Sez. Ital. **4**, 239 (1934).

<sup>8</sup> RUBENTSCHIK, L., u. S. S. CHAIT: The survival of liman mud microbes. Microbiology **4**, 660 (1935); engl. Zusammenfassg 668 — Ann. Inst. Pasteur **58**, 446 (1937).

Von weiteren Angaben über die Zusammensetzung der Bodenmikroflora seien noch folgende hier angeführt. Daß die Zahl und Tätigkeit der Mikroorganismen von der Menge der organischen Substanz abhängig ist<sup>1</sup> und bei Stallmistgabe steigt<sup>2</sup>, wird von mehreren Autoren erneut festgestellt. Auch der Artbestand ändert sich durch Eingriffe, wofür an anderer Stelle Beispiele angeführt sind<sup>3</sup>. Allgemeines läßt sich indessen wenig sagen, da die Verhältnisse noch zu undurchsichtig sind. A. G. LOCHHEAD und C. B. TAYLOR<sup>4</sup> z. B. fanden kaum eine Veränderung (namentlich der autochthonen Mikroflora) durch Düngung. Während man nach den oben und S. 448 gemachten Angaben in trockenen Böden vorwiegend Sporenbildner erwarten müßte und N. A. KRASSILNIKOW<sup>5</sup> nach Bewässerung Rückgang dieser Formen und Zunahme sporenloser Formen, namentlich von *Pseudomonas*, fand, welche Formen nach CH. KILLIAN und D. FEHÉR<sup>6</sup> in Saharaböden stark gegenüber Sporenbildnern zurücktreten, fand L. M. SNOW<sup>7</sup> in durch Wind aufgewehten Böden fast völliges Fehlen der Sporenbildner. Ferner steht der auf S. 483 gemachten Angabe, wonach bei Zufuhr von Zellulose zum Boden zunächst Pilze, dann Bakterien erscheinen, die Angabe von N. A. KRASSILNIKOW<sup>5</sup> sowie anderen<sup>8</sup> entgegen, die ein umgekehrtes Verhalten beobachtet haben. Was die anaeroben Sporenbildner<sup>9</sup> betrifft, so ist nachfolgend links eine Liste der quantitativen Verteilung der in japanischen Böden gefundenen Formen nach S. SASAKI<sup>10</sup> gegeben, rechts ein Verzeichnis der im Stalldünger von H. GLATHE<sup>11</sup> festgestellten anaeroben Sporenbildner.

## Anaerobe Sporenbildner:

In Böden nach S. SASAKI	In Stalldünger nach H. GLATHE:
B. Welchii . . . . . 100 %	B. putrificus verrucosus
B. putrificus verrucosus. 70,6%	B. putrificus Bienstock
B. putrificus tenuis . . . . . 20,6%	B. putrificus tenuis
B. amylobacter . . . . . 65 %	B. cochlearius
B. Novyi . . . . . 56,9%	B. saccharobutyricus
Pararauschbrand . . . . . 20,6%	B. amylobacter
B. sphenoides (?). . . . . 18,7%	B. tetanomorphus
B. tetanomorphus . . . . . 14,3%	B. sphenoides
B. tetani . . . . . 10,6%	Pectinobacter amylophilum

<sup>1</sup> GRAY, P. H. H., u. N. B. McMASTER: A microbiological study of podsol soil profiles. Canad. J. Res. **8**, 375 (1933).

<sup>2</sup> HULPOI, N., u. H. GLATHE: Die Bedeutung der Stalldüngerrotte für den Boden und die Ernteerträge. Zbl. Bakter. II **98**, 1 (1938). — STEVENS, K. R.: Zitiert S. 453, Anm. 3 — VANDECAVEYE, S. C., u. B. R. VILLANUEVA: Morphological relationships of soil microbes. J. Bacter. **27**, 257 (1934).

<sup>3</sup> S. 443f, 451, 465. — KRASSILNIKOW, N. A.: Lokale Verbreitung der Mikroorganismen im Boden. Ber. Akad. Wiss. USSR. **1**, 193 (1936). Ref. Zbl. Bakter. **96**, 247. — VANDECAVEYE, S. C.: Anm. 2.

<sup>4</sup> LOCHHEAD, A. G., u. C. B. TAYLOR: Qualitative studies of soil microorganisms. I. General introduction. Canad. J. Res. **16**, Sect. C, 152 (1938). — TAYLOR, C. B., u. A. G. LOCHHEAD: . . . II. A survey of the bacterial flora of soils differing in fertility. Ebenda S. 162. — Die erstgenannte Arbeit bringt eine zusammenfassende Literaturübersicht.

<sup>5</sup> KRASSILNIKOW, N. A.: Zur mikrobiologischen Charakteristik der Böden des Transwolgagebietes. Arb. Irrigationskomm. **3**, 141 (1934). Ref. Zbl. Bakter. II **94**, 365.

<sup>6</sup> KILLIAN, CH., u. D. FEHÉR: Zitiert S. 454, Anm. 5.

<sup>7</sup> SNOW, L. M.: A comparative study of the bacterial flora of wind-blown soil. IV. Shackleford bank, North Carolina. Soil Sci. **39**, 227 (1935).

<sup>8</sup> VANDECAVEYE, S. C., u. M. C. ALLEN: Microbial activities in soil. II. Activity of specific groups of microbes in relation to organic matter transformation in Palouse silt loam. Soil Sci. **40**, 331 (1935).

<sup>9</sup> Eine Monographie der Anaeroben: WEINBERG, M., R. NATIVELLE u. A. R. PRÉVOT: Les microbes anaérobies. Monogr. d. l'Inst. Pasteur. Paris: Masson & Cie. 1937.

<sup>10</sup> SASAKI, S.: Anaerobe Bakterien im Boden. Zbl. Bakter. I Orig. **131**, 211 (1934).

<sup>11</sup> GLATHE, H.: Über die Rotte des Stalldüngers unter besonderer Berücksichtigung der anaeroben Flora. Zbl. Bakter. II **90**, 65 (1934/35). — GLATHE, A., u. A. CUNNINGHAM: The obligate anaerobic microflora of farmyard manure. J. agricult. Sci. **23**, 541 (1933).

Die beiden von GLATHE zuletzt genannten Formen fanden sich auch in eingesäuerten, zur Verfütterung gelangten Kartoffeln, was jedenfalls zeigt, daß einerseits das Futter das Vorkommen bestimmter Bakterien im Stalldünger bewirken kann und dieser wiederum auf die Mikroflora des Bodens einwirkt, wobei allerdings noch nicht eine tiefgreifende Einwirkung erwartet werden darf (vgl. S. 494t.). Eine typisch anaerobe Flora findet sich in Schlammvulkanen mit allen in Frage kommenden physiologischen Gruppen<sup>1</sup>, ebenso im Seeschlamm<sup>2</sup> usw. Eine sehr zahlreiche anaerobe und fakultativ anaerobe Mikroflora stellten S. A. WAKSMAN und E. R. PURVIS<sup>3</sup> in den tieferen Schichten von Hochmoor fest, wie die folgende Übersicht zeigt. Bei den Bakterien soll es sich um unbekannte Formen handeln, die noch bei einem  $p_H$ -Wert von 4,0 zu wachsen vermögen. Sie finden sich in größter Zahl da, wo die Zersetzung am größten ist und zeigen dadurch ihre Beteiligung daran an. In tropischen Böden sind nach A. ST. CORBET<sup>4</sup> Anaeroben selten, mit Ausnahme von sumpfigen Stellen. Verbreitete Bodenbewohner sind die Actinomyceten<sup>5</sup>, deren Rolle bei verschiedenen Stoffwechselforgängen an anderen Stellen<sup>6</sup> erwähnt ist und die in manchen Böden 100% der Mikroflora ausmachen können (S. 479)<sup>7</sup>. Sie stehen zweifellos

Tiefe cm	Bakterien	
	je 1 g trockenen Bodens	$p_H$
3—5	890 000	4,0
20	3 240 000	4,2
60	162 800 000	4,6
180	72 800 000	5,3
300	63 700 000	5,8
330	34 600 000	6,1

<sup>1</sup> TAUSSON, W., J. WESSELOW u. M. GOLDIN: Über die anaerobe Mikroflora des vulkanischen Schlammes. *Microbiology* **2**, 334 (1933). Ref. Zbl. Bakter. II **90**, 451. — RUBENTSCHIK, L.: A contribution to the microbiology of mud and mud-volcanoes. *Ebenda* **5**, 451 (1936); engl. Zusammenfassg 464.

<sup>2</sup> ISSATSCHENKO, B. L.: Mikrobiologische Untersuchungen der Schlammseen. *Mém. Geol. Comittée, Leningrad*, N. S. **148** (1927). Autorisierte Übersetzung (Manuskript) von F. ROSENBERG. Berlin 1936. Ref. Arch. f. Hydrobiol. **31**, 332 (1937).

<sup>3</sup> WAKSMAN, S. A., u. E. R. PURVIS: The microbiological population of peat. *Soil Sci.* **34**, 95 (1932).

<sup>4</sup> CORBET, A. ST.: Biological processes in tropical soils with special reference to Malaysia. Cambridge: W. Heffer a. Sons Ltd. 1935.

<sup>5</sup> Über Actinomyceten, Mykobakterien und Corynebakterien vergleiche: BADIAN, J.: Über die zytologische Struktur und den Entwicklungszyklus der Actinomyceten. *Act. Soc. Polon.* **13**, 105 (1936); polnisch mit deutscher Zusammenfassg — *Zbl. Bakter. II* **98**, 82 (1938). — BALDAUI, E.: Contributo alla sistemica degli Actinomiceti. I. II. III. *Atti Ist. bot. ecc. Pavia* **9**, 243, 299; **10**, 3 (1937). — FREY, C. A., u. W. A. HAGAN: The distribution of acid-fast bacteria in soils. *J. inf. Dis.* **49**, 497 (1931). JENSEN, H. L.: The genus *Micromonospora* Ørskov, a little known group of soil microorganisms. *Proc. Linnean Soc. N. S. Wales* **55**, 231 (1930) — Actinomycetes in Danish soils. *Soil Sci.* **30**, 59 (1930) — Contributions to our knowledge of the Actinomycetales. II. The definition and subdivision of the genus *Actinomyces* with a preliminary account of Australian soil Actinomycetes. *Proc. Linnean Soc. N. S. Wales* **56**, 345 (1931) — . . . IV. *Ebenda* **57**, 364 (1932) — Corynebacteria as an important group of soil microorganisms. *Ebenda* **58**, 181 (1933) — Studies on saprophytic Mycobacteria and Corynebacteria. *Ebenda* **59**, 19 (1934). — KRESSLING, L. E.: Wachstumsverlauf von Actinomyceten-Stämmen und seine quantitative Beeinflussung auf verschiedenen Kartoffelnährböden. *Zbl. Bakter. II* **89**, 177 (1933/34). — KRASSILNIKOW, N. A.: Die Entwicklungsgeschichte der Bodenmykobakterien. *Zbl. Bakter. II* **90**, 428 (1934). — KRASSILNIKOW, N. A., u. T. A. TAUSSON: Die Veränderlichkeit der Proactinomyceten und Mykobakterien. *Microbiology* **7**, 50 (1938). Ref. *Zbl. Bakter. II* **99**, 333. — ØRSKOV, J.: Untersuchungen über Strahlenpilze, reingezüchtet aus dänischen Erdproben. *Zbl. Bakter. II* **98**, 344 (1938). — PORCHET, B.: Polymorphisme d'un microorganisme du sol. *Zbl. Bakter. II* **85**, 115 (1931/32). — RIPPEL, A., u. P. WITTER: Untersuchungen an Actinomyceten. *Arch. Mikrobiol.* **5**, 24 (1934). — TEMPEL, E.: Untersuchungen über die Variabilität der Actinomyceten. *Arch. Mikrobiol.* **2**, 40 (1931). — TOPPING, L. E.: Zitiert S. 469, Anm. 5.

<sup>6</sup> Vgl. S. 443ff., 448ff., 479, 483, 490, 516, 531, 542, 556, 559, 568.

<sup>7</sup> Auffallend hohen Gehalt an Actinomyceten in Dünen der pazifischen Küste von USA. verglichen mit der atlantischen Küste fand L. M. SNOW: A comparative study of the bacterial flora of wind-blown soil. V. Menterey Peninsula, California. *Soil Sci.* **39**, 233 (1935).

in gewisser Beziehung zu Mykobakterien<sup>1</sup> und Corynebakterien<sup>1</sup>, die ebenfalls verbreitet sind, z. B. fand H. L. JENSEN<sup>2</sup> in australischen Böden 8–65% Corynebakterien und vermutet Beziehungen zu Knöllchenbakterien (S. 515). Die Wichtigkeit dieser Gruppen im Boden geht auch aus den Untersuchungen von L. E. TOPPING<sup>1</sup> hervor (vgl. S. 469).

Hinsichtlich der Verbreitung der Pilze, über die eine Monographie von A. NIETHAMMER<sup>3</sup> vorliegt, auf die betreffs weiterer Einzelheiten verwiesen sei, wurde oben S. 448 festgestellt, daß sie nach Norden im allgemeinen häufiger werden; H. L. JENSEN<sup>4</sup> und M. R. MADHOK<sup>5</sup> geben z. B. auch an, daß sich bei niedriger Temperatur mehr Pilze entwickeln. Es sei noch erwähnt, daß E. J. CYPLENKIN und D. G. SCHILIN<sup>6</sup> in wassergesättigten Tundraböden überhaupt keine Bakterien bei einer Pilzzahl von 4,0–7,5 Millionen je 1 g Boden ( $p_H$  4 und 6) fanden. Indessen zeigt sich, daß gewisse Pilzgruppen, wie namentlich Aspergillusarten, sich durch höheres Wärmebedürfnis auszeichnen<sup>7</sup>, was schon darauf hindeutet, daß die fast ausschließlich in gemäßigten und kälteren Breiten angestellten Beobachtungen zu Trugschlüssen führen können, denn nach dem Äquatorialgürtel zu vollzieht sich anscheinend die gleiche Erscheinung: So hebt A. ST. CORBET<sup>8</sup> hervor, daß in den tropischen Böden die Pilze über die an Zahl geringen Bakterien (etwa 500 000 je 1 g Boden) überwiegen. Wie in anderen Fällen, werden also auch hier noch andere Faktoren als Temperatur entscheidend sein, wie Reaktion, Humusgehalt usw. Daß dabei die tropischen Pilze höhere Kardinalpunkte der Temperatur aufweisen als solche aus gemäßigten Breiten, wie A. v. SZILVINYI<sup>9</sup> hervorhebt, kann nicht überraschen. Vermutlich wird die Pilzflora tropischer Böden von denen gemäßigter Breiten verschieden sein, wie A. v. SZILVINYI<sup>9</sup> für Heideboden fand, der allerdings auch betont, daß die Mucorineen zur Zeit der später vorgenommenen Untersuchung abgestorben sein könnten. Zweifellos liegt auf diesem Gebiet noch eine große Lücke unserer Kenntnisse von der Mikrobiologie des Bodens vor, deren Schließung erst allgemeinere Vorstellungen erlauben würde. Es sei noch erwähnt, daß nach Y. S. SABET<sup>10</sup> die Pilzflora ägyptischer Böden qualitativ keine wesentlichen Unterschiede gegenüber mitteleuropäischen Verhältnissen zeigte; sie war nur quantitativ etwas ärmer. Was die verschiedentlich an anderer Stelle (S. 448f., 556)

<sup>1</sup> Zitiert S. 461, Anm. 5.    <sup>2</sup> JENSEN, H. L.: 1933, zitiert S. 461, Anm. 5.

<sup>3</sup> NIETHAMMER, A.: Die mikroskopischen Bodenpilze. Den Haag: W. Junk 1937. — Eine kurze Zusammenfassung davon: NIETHAMMER, A.: Die mikroskopischen Bodenpilze. *Tabulae Biologicae* **12**, Period. 6, 279 (1937).

<sup>4</sup> JENSEN, H. L.: Zitiert S. 463, Anm. 1.

<sup>5</sup> MADHOK, M. R.: Cellulose decomposition in synthetic and natural soil. *Soil Sci.* **44**, 385 (1937).

<sup>6</sup> CYPLENKIN, E. J., u. D. G. SCHILIN: Über die Nitrifikation in Tundraböden. *Chemis. soz. Landw.* **5**, 59 (1936). Ref. Zbl. Bakter. II **95**, 438.

<sup>7</sup> STAPP, C., u. H. BORTELS: Zitiert S. 562, Anm. 9. — JENSEN, H. L.: Zitiert S. 463, Anm. 1.

<sup>8</sup> CORBET, A. ST.: Zitiert S. 440, Anm. 1, und S. 453, Anm. 2. — Roterden enthalten wenig Bakterien und zeigen eine sehr schwache Nitrifikation: OBRZCOWA, A. A.: Zitiert S. 490, Anm. 3. — SCHWEZOWA, O.: Einige Besonderheiten in der Mikrobiologie der Roterden. *Arb. Allruss. Inst. landw. Mikrobiol.* **4**. Ref. Zbl. Bakter. II **94**, 282. (Es sind jedoch reichlich anaerobe N-Binder und Denitrifikanten vorhanden.) — Sehr wenig Bakterien, viel mehr Pilze, fand in Roterden von Formosa M. ADACHI: *Mikrobiologische Untersuchungen über die Böden in Taiwan (Formosa)*. 2. Bericht. Studien über die mikrobiologischen Eigenschaften der Roterden. I. und II. *J. Soc. Tropical Agricult., Taihoku Imp. Univ., Formosa, Japan* **1930**, 274; **1932**, 168. — In der mir nicht zugänglichen Literatur finden sich sicherlich noch weitere Angaben hierüber.

<sup>9</sup> SZILVINYI, A. v.: Zitiert S. 451, Anm. 5.

<sup>10</sup> SABET, Y. S.: A preliminary study of the Egyptian soil fungi. *Bull. Fac. Sci. Egypt. Univ.* **1935**, Nr 5.

hervorgehobene Bedeutung der Bodenreaktion betrifft, so findet H. L. JENSEN<sup>1</sup> bis  $p_{\text{H}} 6$  aufwärts eine strenge Beziehung zwischen dem Verhältnis Pilze/Bakterien + Actinomyceten, das sich von 0,87—0,0026 änderte, was A. JANKE und Mitarbeiter<sup>2</sup> allerdings bestreiten (vgl. S. 449). Nach Y. HWANG und M. FRANK<sup>3</sup> ist das Vorherrschen der Pilze in saurem Boden allerdings von einem Rückgang des Artenreichtums begleitet. Von Besonderheiten seien noch folgende erwähnt: P. SCARAMELLA<sup>4</sup> gibt an, daß sich Stämme von *Rhizopus nigricans* und *Aspergillus niger* aus der oberitalienischen Ebene durch schnelleren Stoffwechsel von Gebirgsstämmen des Kleinen St. Bernhard unterscheiden. W. HÖHNK<sup>5</sup> stellte für Europa bei Bremen erstmalig Saprolegniales als Bodenbewohner fest. G. LINNEMANN<sup>6</sup> fand bei Mucorineen gleich viele +- und - Stämme bei *Mucor hiemalis*, während bei *Rhizopus nigricans* das eine Geschlecht überwog. Verhältnismäßig wenig Myzelien von Mucorineen waren neutral<sup>7</sup>.

### Algen und Protozoen.

Eine Übersicht über die in 118 Bodenproben der ganzen Welt aufgefundenen 688 Algen-Arten gibt D. FEHÉR<sup>8</sup>. Es fanden sich:

In allen 5 Weltteilen . . . . .	7 Arten	Nur in Europa . . . . .	380 Arten (51 Proben)
„ 4 Weltteilen . . . . .	28 „	„ „ Asien . . . . .	30 „ (15 „ )
„ 3 „ . . . . .	90 „	„ „ Afrika . . . . .	50 „ (24 „ )
„ 2 „ . . . . .	112 „	„ „ Amerika . . . . .	21 „ (12 „ )
		„ „ Australien . . . . .	9 „ (16 „ )

Bei diesen Zahlen muß jedoch berücksichtigt werden, daß die Zahl der Proben aus den verschiedenen Weltteilen sehr verschieden war. Im Hochgebirge (Wiener Schneeberg) nimmt die Zahl der Algen im Boden, wohl infolge günstigerer Licht- und Feuchtigkeitsverhältnisse, mit der Höhe zu. Die Untersuchung der Algenflora mittel- und nordeuropäischer Waldböden durch D. FEHÉR<sup>9</sup> ergab 148 Arten; nach Norden wurde die Anzahl im Boden immer geringer. Den größten Anteil

<sup>1</sup> JENSEN, H. L.: The fungus flora of the soil. Soil Sci. **31**, 123 (1931).

<sup>2</sup> JANKE, A., u. Mitarbeiter: Zitiert S. 449, Anm. 2. — In saurem Moorboden überwogen Pilze: VERONA, O.: Studio microbiologico di un terreno torboso. Arch. Mikrobiol. **5**, 328 (1934). — Erheblich mehr Pilze in saurem Boden finden auch: VANDECAVEYE, S. C., u. G. O. BAKER: Zitiert S. 564, Anm. 5. Es sei hier noch einmal darauf hingewiesen, daß vereinzelte Untersuchungen wenig Allgemeingültiges bringen können, vielmehr nur eingehende vergleichend-ökologische Untersuchungen Klarheit schaffen können im Sinne der S. 446ff. gemachten Ausführungen.

<sup>3</sup> HWANG, Y., u. M. FRANK: Untersuchungen über den Einfluß der Bodenreaktion auf die Ammonifikation und Nitrifikation in humusreichen Böden. Zbl. Bakter. II **99**, 97 (1938).

<sup>4</sup> SCARAMELLA, P.: Essai sur la microflore des terrains du petit St. Bernardo. Soc. Internat. Microbiol. Sez. Ital. **2**, 478 (1930).

<sup>5</sup> HÖHNK, W.: Saprolegniales und Monoblepharidales aus der Umgebung Bremens, mit besonderer Berücksichtigung der Ökologie der Saprolegniaceae. Abh. naturforsch. Verein Bremen **29**, 207 (1935).

<sup>6</sup> LINNEMANN, G.: Beitrag zu einer Flora der Mucorineen Marburgs. Flora (Jena), N. F. **30**, 176 (1936).

<sup>7</sup> Über das Vorkommen besonderer Gruppen vgl. noch: REINKING, O. A.: Parasitic and other *Fusaria* counted in Costa Rica and Panama soils. Zbl. Bakter. II **90**, 4 (1934). — REINKING, O. A., u. M. M. MANN: Parasitic and other *Fusaria* counted in Colombia soils. Ebenda **89**, 502 (1933/34). — WOLLENWEBER, H. W., u. O. A. REINKING: Die Fusarien, ihre Beschreibung, Schädigung und Bekämpfung. Berlin: P. Parey 1935. — REINKING, O. A.: *Cylindrocarpon* fungus studies. Zbl. Bakter. **94**, 134 (1936) — *Cylindrocarpon*-isolations from tropical soils. Ebenda S. 137. — Über Mucorineen: ZYCHA, H.: Zitiert S. 556, Anm. 8.

<sup>8</sup> FEHÉR, D.: Untersuchungen über die regionale Verbreitung der Bodenalgen. Arch. Mikrobiol. **7**, 439 (1936).

<sup>9</sup> FEHÉR, D.: Untersuchungen über die Mikrobiologie des Waldbodens. Berlin: Julius Springer 1933.

stellten die Chlorophyceen, besonders in Mitteleuropa. Sie überwiegen auch nach Norden, doch treten hier Schizophyten und Zygomphyten anteilmäßig stärker in Erscheinung. Als Minimalzahl ergaben sich 2320, als Maximalzahl 793 300 Algen je 1 g Boden. Dänische Böden und solche Ostgrönlands untersuchte J. B. PETERSEN<sup>1</sup>. Auch jungfräuliche Böden Ostgrönlands enthielten Algen; in diesem Gebiet waren Cyanophyceen verhältnismäßig stärker vertreten als in Dänemark. In dänischen Böden bewegen sich die Algenzahlen von 10000—400000, in einem Falle sogar 3 Millionen, je 1 g Boden. R. GISTL<sup>2</sup> und M. v. SCHELHORN<sup>3</sup> geben Algenlisten bayerischer Böden. Ein besonders bemerkenswertes Vorkommen ist folgendes: In Zentraljapan kommen in der Nähe einiger tätiger Vulkane große Mengen gelatinöser Massen im Boden vor, die bis zu 300 qm Fläche bedecken können und bis zu 50 cm Tiefe gehen; sie sind im allgemeinen 10—30 cm mächtig. Es wird vermutet, daß es sich um Cyanophyceen (Blualgen) handelt<sup>4</sup>. Vielfach beschäftigte man sich mit der Wirkung äußerer Einflüsse auf die Bodenalgen. J. B. PETERSEN<sup>1</sup> stellte fest, daß durch intensives Austrocknen bis auf 1,5% Feuchtigkeit ein erheblicher Teil der Algen im Boden abstirbt, die überlebenden aber an Individuen- und Artenzahl dann jahrelang konstant bleiben<sup>5</sup>. Auch ganz trockene Böden, wie z. B. der Sahara, wiesen nach D. FEHÉR<sup>6</sup> zahlreiche Algenarten (90) auf, die meisten Arten vertragen nach diesem Autor große Schwankungen der Feuchtigkeit und Reaktion<sup>1</sup>. Gegen Kälte sind die Algen sehr widerstandsfähig. H. KÄRCHER<sup>7</sup> fand lebende Zellen von *Stichococcus bacillaris* nach achttägiger Abkühlung auf  $-70^{\circ}\text{C}$  und nach dreizehnstündiger auf  $-183$  bis  $-192^{\circ}\text{C}$ . Im übrigen sind große Artunterschiede vorhanden, wie das sehr verschiedene Verhalten aerophiler Algen auf Baumrinden gegenüber Temperatur und Feuchtigkeit zeigt<sup>8</sup>, worauf hier nur kurz verwiesen sei. Düngung erhöht nach J. B. PETERSEN<sup>1</sup> die Zahl der Algen im Boden, wie denn auch bessere Böden sich durch höhere Algenzahlen auszeichnen (s. das untenstehende Beispiel). Diese Wirkung der Düngung stellten früher schon R. GISTL<sup>2</sup> und ferner noch M. v. SCHELHORN<sup>3</sup> fest. R. GISTL<sup>2</sup> fand 9 Arten im un-

<sup>1</sup> PETERSEN, J. B.: Studies on the biology and taxonomy of soil algae. Dansk. bot. Arkiv **8**, Nr 9 (1935).

<sup>2</sup> GISTL, R.: Zur Kenntnis der Erdalgen. Arch. Mikrobiol. **3**, 634 (1932) — Erdalgen und Düngung. Erdalgen und Anionen. Ebenda **4**, 348 (1933).

<sup>3</sup> SCHELHORN, M. v.: Zur Ökologie und Biologie der Erdalgen. Naturw. u. Landw. H. 18. Freising-München: F. P. Datterer 1936.

<sup>4</sup> OKADA, Y.: Occurrence of masses of gelatinous microbes in the soil. Soil Sci. **43**, 367 (1937).

<sup>5</sup> Weitere Literatur über Erdalgen und Algenkultur: DÖNZ, O. CH.: *Chlorella Zopfingensis*, eine neue Bodenalge. Ber. schweiz. bot. Ges. **43**, 127 (1934). — GISTL, R.: Eine neue Erdalge. Beih. z. bot. Zbl. A **53**, 417 (1935). — JAMES, E. J.: An investigation of the algal growth in some naturally occurring soils. Beih. z. bot. Zbl. A **53**, 519 (1935). — LEFÈVRE, M.: Recherches sur la biologie et la systematique de quelques algues obtenues en culture. Rev. Algol. **6**, 313 (1932). — MÜNSTER STRÖM, K.: Nutrition of Algae. Arch. f. Hydrobiol. **25**, 38 (1933). — ONDRATSCHEK, K.: Über die Brauchbarkeit einiger Glassorten für Algenreinkulturen. Arch. Mikrobiol. **6**, 532 (1935). — PETERSEN, J. B.: The algal vegetation of Hammer Bakker. Bot. Tidskr. **42**, 1 (1932) — Einige neue Erdalgen. Arch. Protistenkunde **76**, 395 (1932). — Über das Wachstum von Erdalgen. Planta (Berl.) **17**, 15 (1932). — PRINGSHEIM, E. G.: Untersuchungen zu USPENSKIS Eisenhypothese der Algenverbreitung. Planta (Berl.) **22**, 269 (1934). — SKINNER, C. E.: Isolation in pure culture of green algae from soil by a simple technique. Plant Physiol. **7**, 533 (1932). — WARIS (WARÉN), H.: Über das Kalziumbedürfnis der niederen Algen. Planta (Berl.) **25**, 460 (1936). — WILSON, J. K.: Pure culture of algae from soil. Soil Sci. Soc. amer. Proc. **1**, 211 (1937).

<sup>6</sup> FEHÉR, D.: Zitiert S. 463, Anm. 8.

<sup>7</sup> KÄRCHER, H.: Kurze Mitteilung. Über die Kälteresistenz einiger Pilze und Algen. Planta (Berl.) **14**, 515 (1931).

<sup>8</sup> Vgl. F. EDLICH: Einwirkung von Temperatur und Wasser auf aerophile Algen. Arch. Mikrobiol. **7**, 62 (1936).

gedüngten gegen 43 im gleichen, mit Volldüngung versehenen Boden. Auch die Bestandesdichte nimmt zu und ist im gedüngten Boden 26mal so groß wie im ungedüngten Boden. Maßgebend ist weiterhin vor allem das Ionengemisch ( $\text{Cl}$ ,  $\text{SO}_4$ ,  $\text{PO}_4$ ). Gegen Rhodanid sind besonders Cyanophyceen, aber auch Diatomeen ziemlich empfindlich; diese werden wiederum durch Ammonsulfat stark gefördert, was R. KOLKWITZ<sup>1</sup> bestätigt. Auch die Individuengröße und teilweise auch die Erscheinungsform der Algen unterliegen Veränderungen unter der Wirkung der Ionenzusammensetzung. Bemerkenswert ist noch, daß sich nach R. GISTL Chlamydomonasformen, die mikroskopisch völlig gleich aussahen, physiologisch verschieden verhielten, indem solche aus dem einen Boden nur in Meerwasser, solche aus einem anderen Boden nur in Süßwassernährlösung zu züchten waren. Für das Wachstum in Kultur ist das Vorhandensein einer Erdabkochung oft entscheidend. Nach E. G. PRINGSHEIM<sup>2</sup> handelt es sich um einen säure- und alkali-beständigen, in Alkohol und Äther unlöslichen Stoff. Mit den allgemein schlechteren Lebensbedingungen hängt wohl auch die Abnahme der Algen nach der Tiefe zusammen. Die Algenflora ist dort nach R. GISTL ärmer an Arten und Individuen; die Verschiedenheit, die durch Düngung verursacht wird, tritt dort zurück. Folgendes Beispiel nach J. B. PETERSEN zeigt die Abnahme der Algen nach der Tiefe zu in den oberen Bodenschichten, während das weiter unten folgende Beispiel nach D. FEHÉR die Abnahme auch für tiefere Bodenschichten zeigt, woraus ersichtlich ist, daß grüne Algen selbst noch in erheblicher Tiefe vorkommen.

	Oberfläche	Tiefe			
		5 cm	10 cm	20 cm	30 cm
Sandboden . . . .	10000	10000	10000	2000	200
Gartenboden . . .	400000	—	20000	10000	2000

Nach diesem Autor findet kein aktives Abwandern der Algen nach der Tiefe statt; sie werden aber durch Regen hinabgewaschen, wobei Wurmlöcher förderlich sind, während eine Verbreitung durch die Würmer selbst kaum anzunehmen ist. An einigen bayrischen Böden untersuchte M. v. SCHELHORN die Abhängigkeit des Algenvorkommens von der Bodenreaktion. In alkalischen Böden herrschen Cyanophyceen vor, die, wie auch Diatomeen, in sauren Böden vollständig fehlen. In neutralen Böden herrscht annäherndes Gleichgewicht zwischen Grün- und Blaualgen. Im übrigen werden extreme Böden durch das Vorkommen charakteristischer Arten gekennzeichnet, wie auch aus den Versuchen von R. KOLKWITZ (vgl. dazu S. 590) ebenso wie aus denjenigen von E. J. JAMES<sup>3</sup> hervorgeht, wonach sich verschiedene englische Kulturböden nicht im Vorkommen der gewöhnlichen Arten, wohl aber dem der selteneren unterscheiden. Für die Verhältnisse im Boden ist vor allem die Frage wichtig, welche Lebenstätigkeit die grünen Algen in den lichtlosen Bodenschichten entfalten. Sie hat durch D. FEHÉR<sup>4</sup> eine Beantwortung in der Richtung erfahren, daß die im Gegensatz zu den Lichtstrahlen in den Boden eindringenden ultraroten (infraroten) Strahlen von grünen Algen zur Assimilation verwendet werden sollen, was in Hinblick auf die Verhältnisse bei den Purpurbakterien (S. 580) nicht ausgeschlossen wäre. Da aber während der Versuchsdauer von 5 Monaten eine, wenn auch geringfügige Abnahme an Algenmasse statt-

<sup>1</sup> KOLKWITZ, R.: Beurteilung von Boden, Schlamm und Wasser nach dem Aktiv-Belebens- (A.B.-) Verfahren. Ber. dtsch. bot. Ges. **56**, 197 (1938).

<sup>2</sup> PRINGSHEIM, E. G.: Das Rätsel der Erdabkochung. Beih. z. bot. Zbl. I **55**, 100 (1936).  
— Vgl. im übrigen die unter Anm. 5, S. 464 angeführte Literatur.

<sup>3</sup> JAMES, E. J.: Zitiert S. 464, Anm. 5.

<sup>4</sup> FEHÉR, D., u. M. FRANK: Untersuchungen über die Lichtökologie der Bodenalgen. Arch. Mikrobiologie **7**, 1 (1936).



gefunden hat, die allerdings nach D. FEHÉR beim Fehlen der Assimilation bedeutend größer hätte sein müssen, so werden erst weitere Versuche volle Aufklärung bringen können. Die anteilmäßige Zunahme der Cyanophyceen nach der Tiefe wird von D. FEHÉR als chromatische Adaption an die ultraroten Strahlen gedeutet. Neben-

Bodentiefe	Algenzahl	Schizophyceen %	Chlorophyceen %
19—20 cm	250600	10	90
50 cm	13760	15	84
75 cm	8820	15	85
100 cm	1380	30	70

stehendes Beispiel zeigt das Steigen des Cyanophyceen-anteiles. Daß gewisse grüne Algen im Boden im Dunkeln zwar keine Vermehrung, aber auch keine Abnahme zeigen, stellte auch J. B. PETERSEN<sup>1</sup>

fest. Da einige grüne Algen ohne Chlorophyllverlust auch heterotroph im Dunkeln leben können, so ist eine Beobachtung von B. ALEEFF<sup>2</sup> nicht unwichtig, wonach bei *Ankistrodesmus falcatus* die Grenzkonzentration für die Ernährung mit Zucker auffallend niedrig, nämlich bei 2%, lag. P. MAGDEBURG<sup>3</sup> fand gewisse Chroococcaceen an den Wänden unterirdischer Höhlen in völliger Dunkelheit und erklärt die Möglichkeit ihres Vorkommens als Folge der Symbiose mit autotrophen Eisenbakterien. Es erscheint durchaus möglich, daß grüne Algen im Boden in gewissem Umfange von den vorhandenen Spuren organischer Stoffe leben können. In diesem Zusammenhang sei noch erwähnt, daß M. L. IGGENA<sup>4</sup> bei Cyanophyceen der verschiedensten Herkunft keine Differenzierung in Lang- und Kurztagpflanzen fand. Im übrigen kann hier auf die Assimilation der Algen nicht eingegangen werden.

Die Frage der Bedeutung der Bodenprotozoen wurde in einer eingehenden Untersuchung von M. KOFFMAN<sup>5</sup> geklärt. Ihre Zahl ist natürlich sehr schwankend, sie beträgt 10000—100000, gelegentlich sogar mehrere Millionen je 1 g Boden. Es überwiegen Flagellaten, dann folgen Rhizopoden, während Ciliaten nur ausnahmsweise gefunden werden. Doch kann dieses natürlich wieder nach der Bodenart usw. etwas verschieden sein. Es handelt sich dabei allerdings nicht nur um aktive Protozoen, sondern vor allem auch um Zysten;

<sup>1</sup> PETERSEN, J. B.: Zitiert S. 464, Anm. 1.

<sup>2</sup> ALEEFF, B.: Über die organische Ernährung der *Ankistrodesmus falcatus*. Zbl. Bakter. II **87**, 340 (1933).

<sup>3</sup> MAGDEBURG, P.: Organogene Kalkkonkretionen in Höhlen. Sitzgsber. naturforsch. Ges. Leipzig **58/59** (1933).

<sup>4</sup> IGGENA, M. L.: Beobachtungen über die Wirkung des Lichtes auf das Wachstum von Blaualgen und Grünalgen. Arch. Mikrobiol. **9**, 129 (1938).

<sup>5</sup> KOFFMAN, M.: Die Mikrofauna des Bodens, ihr Verhältnis zu den anderen Mikroorganismen und ihre Rolle bei den mikrobiologischen Vorgängen im Boden. Arch. Mikrobiol. **5**, 246 (1934). Hier eingehende Literaturangaben! — Derselbe: Medd. Centralanst. Försöksväs. **391** (1931). — Weitere Literatur über das Vorkommen und Züchtung der Protozoen des Bodens: BODENHEIMER, F. S., u. K. REICH: Studies on soil protozoa. Soil Sci. **38**, 259 (1934). — CHIRITESCU-ARVA, M.: Prot. Sitzg 3. Komm. 2. Internat. Kongr. Bodenkd. Moskau 1932. — DIXON, A.: Soil protozoa; their growth on various media. Ann. appl. Biol. **24**, 442 (1937). — JACOBSEN, J.: Ein Beitrag zur Dauerzüchtung von Protozoen. Arch. Protistenkd. **79**, 311 (1933). — MCKIRLEY, R.: J. roy. microsc. Soc. **56**, 307 (1936). — KOFFMAN, M.: Zitiert S. 442, Anm. 1. — LOSINA-LOSINSKY, L. K.: Prot. Sitzg 3. Komm. 2. Internat. Kongr. Bodenkd. Moskau 1932. — LOSINA-LOSINSKY, L. K., u. P. E. MARTINOW: A method of studying the activity and rate of diffusion of protozoa and bacteria in the soil. Soil Sci. **29**, 349 (1930). — LWOFF, A.: Recherches biochimiques sur la nutrition des Protozoaires. Monographie Inst. Pasteur (Masson u. Cie) 1932. — VARGA, L.: Beiträge zur Kenntnis der Bodenprotozoen des österreichischen Schneeberges. Zbl. Bakter. II **86**, 254 (1932) — Nährflüssigkeiten zur Züchtung der Protozoenfauna des Bodens. Ebenda **90**, 249 (1934) — Die Protozoen und ihre Verteilung im Waldboden von Tharandt. Ebenda **93**, 128 (1935/36) — Daten zur Kenntnis der Protozoenfauna des Waldbodens von Eberswalde (Deutsches Reich). Ebenda **93**, 32 (1935/36) — Die Protozoen des Waldbodens. In: FEHÉR, D.: Die Mikrobiologie des Waldbodens. Berlin: Julius Springer 1935.

jene gibt M. KOFFMAN zu höchstens 50000, diese zu 26000 große und 63000 kleine an. Ein starkes Sinken der Protozoenzahl während der Sommermonate, verbunden mit starkem Anstieg des Zystenanteils, stellten D. W. CUTLER und L. M. CRUMP<sup>1</sup> fest, was sie in erster Linie auf die höhere Temperatur zurückführen. Die gleichen Autoren fanden auch außerordentlich große, tägliche Schwankungen sowohl in dem Zystenanteil als auch in der absoluten Anzahl (vgl. S. 453). Charakteristisch für die Bodenprotozoen ist nach M. KOFFMAN<sup>2</sup> ihre Kleinheit den aquatischen Formen gegenüber, so daß manche den Eindruck eines größeren Bakteriums z. B. von *Azotobacter*-größe erwecken. Für die Feststellung dieser Verhältnisse war die Anwendung der direkten mikroskopischen Untersuchung entscheidend: Bei Anwendung indirekter Methoden, wie der Züchtung, zu ihrer Erkennung bleibt die Entwicklung der eigentlichen Bodenprotozoen aus, während Formen auftreten können, die an sich dem Boden fremd sind und nur gelegentlich in ihm vorkommen. So war die Ansicht von dem Vorkommen großer Bodenprotozoen entstanden. Auch in Wüstenböden der Sahara fand L. VARGA<sup>3</sup> sehr kleine Protozoen, und zwar in aktivem Zustande hauptsächlich Mastigophoren, die 2—5 mal so klein waren wie ungarische Bodenprotozoen; verbreitet sind Formen von nur 2—5  $\mu$ . Sie kommen dort noch bei 1 % Feuchtigkeit vor, dann aber natürlich nur in enzystiertem Zustande. M. KOFFMAN widerlegt auch die RUSSELLSche Theorie von den Vorgängen bei der partiellen Sterilisation. Einmal zeigt das Zurücktreten der Ciliaten im Boden sowie der ganze sonstige Habitus der Bodenprotozoen, daß sie nicht nach den bakterienfressenden aquatischen Formen beurteilt werden dürfen. Sodann werden die Zysten bei der partiellen Sterilisation nicht völlig abgetötet; endlich zeigten Versuche, bei denen partiell sterilisierter Boden nachträglich eine Impfung von Protozoen erhielt, keinen Einfluß auf den Stickstoffumsatz im Boden, wie er nach der Protozoentheorie zu erwarten wäre: Der Zusatz von Protozoen wirkte eher günstig als hemmend auf die mikrobiologischen Vorgänge, was auch aus den Angaben von D. W. CUTLER und L. M. CRUMP hervorgeht. Infolgedessen haben diese Autoren die ursprüngliche RUSSELLSche Ansicht dahin geändert, daß sie annehmen, die Gegenwart von Protozoen halte die Bakteriengenerationen auf einem jüngeren, arbeitsfähigeren Niveau. Die Wirkung der partiellen Sterilisation wie auch des Trocknens usw. ist jedenfalls, wie man schon früher annahm, in dem durch die Behandlung ausgelösten Aufschluß der Bodennährstoffe zu sehen. Das geht am schlagendsten aus Versuchen von E. N. MISCHUSTIN<sup>4</sup> hervor, der zur Feststellung der Veränderungen des Bodens bei Zusatz flüchtiger Antiseptika das Wachstum von *Aspergillus niger* auf Bodenplatten benutzt. Der Pilz wächst infolge Erhöhung der löslichen Stoffe bei der partiellen Sterilisation besser, und zwar schon zu einem Zeitpunkt, zu welchem die Antiseptika noch nicht völlig verschwunden sind und dadurch die Bakterienentwicklung noch unterdrückt ist. In diesem Stadium können die Protozoen natürlich noch nicht eingreifen<sup>5</sup>. Übrigens können Bakterien auch für Protozoen giftige Stoffe bilden, wie J. M. LUCK und Mitarbeiter sowie S. A. WAKSMAN<sup>5</sup> gezeigt haben.

<sup>1</sup> CUTLER, D. W., u. L. M. CRUMP: Problems in soil microbiology. London: Longmans, Green and Co. 1935.

<sup>2</sup> KOFFMAN, M.: Zitiert S. 466, Anm. 5.

<sup>3</sup> VARGA, L.: Études sur la faune des Protozoaires de quelques sols du Sahara et des hauts plateaux algériens. Ann. Inst. Pasteur **56**, 101 (1936).

<sup>4</sup> MISCHUSTIN, E. N.: On the mechanism of the action of volatile antiseptics on soil. Microbiology **5**, 194 (1936); engl. Zusammenfassg 216.

<sup>5</sup> Weitere Literatur hierzu: Besprechung bei S. A. WAKSMAN: Associative and antagonistic effects of microorganisms. I. Historical review of antagonistic relationships. Soil Sci. **43**, 51 (1937). — BER, W., u. O. KRESTNIKOWA-SSYSOJEWA: Die thermische Sterilisation des

### Eigentümlichkeiten des Bodens als Standort.

Eine für den Boden als Standort entscheidende Frage ist die nach dem tatsächlichen morphologischen und physiologischen Verhalten der Mikroorganismen, die verschiedentlich an anderer Stelle gestreift ist, so Gelegenheitstätigkeit der Sporenbildner (S. 451), Dauerformen — Zysten — von Nichtsporenbildnern (*Azotobacter*, S. 519, aerobe Zellulosezerersetzer, S. 550, Nitritbildner, S. 543), nicht N-bindende *Azotobacter*-formen (S. 520f.), Vorkommen bei einer in künstlicher Kultur schädlichen Konzentration der Wasserstoffionen (*Azotobacter*, S. 523f., Nitritbildner, S. 543), unbekannte Formen bei der CHOLODNY-Methode (S. 443), anderes Aussehen von Pilzen (S. 444) und Bakterien (S. 443) im Boden usw. Sicherlich wird es sich dabei zum Teil um Einflüsse des natürlichen Standortes handeln. Hier seien zunächst einige weitere allgemeine Beobachtungen angeführt: Nach N. A. KRASSILNIKOV, A. E. KRISSE und M. A. LITVINOV<sup>1</sup> findet man im Boden regelmäßig verschiedene Formen einer Art (*Bacillus mycoides*), die auch in Kultur auftreten. Im Boden soll häufig Dissoziation stattfinden. D. NOVOGRUDSKY und E. KONONENKO<sup>2</sup> fanden 3 Typen von *Bacillus mycoides*<sup>3</sup> mit verschiedener Zelldicke, die in der Natur nebeneinander vorkommen und sich unter Laboratoriumsbedingungen in die mittlere, in der Natur verbreitetste Form umwandeln. Es ist ferner zu bemerken, daß Beobachtungen vorliegen, nach denen den „Kulturformen“, etwa in Milch, „Naturformen“ entsprechen. So sind *Streptococcus lactis* und *faecium*, die morphologisch nicht, aber physiologisch verschieden sind, nach W. STORK<sup>4</sup> nur Standortformen, die ineinander übergeführt werden können. Das gleiche gilt nach W. HORNBOSTEL<sup>5</sup> für *Streptobacterium plantarum* als Naturform und *Str. casei*, die Form in Milch, von denen die erste Kasein angreift und Pentosen oxydiert, die zweite entgegengesetztes Verhalten aufweist. Dagegen hat sich *Bacterium herbicola* als Naturform von *Coli*-formen durch W. STORK nicht bestätigen lassen.

Bodens als Unkrautbekämpfungsmethode. *Chemisation soz. Landw.* **7**, 85 (1935). Ref. *Zbl. Bakter.* II **94**, 491. — CUTLER, D. W., u. L. M. CRUMP: The effect of bacterial products in amoebic growth. *J. exper. Biol.* **12**, 52 (1935). — HETTERINGTON, A.: The role of bacteria in the growth of *Colpidium colpoda*. *Physiologic. Zool.* **7**, 618 (1934). — JACOBS, S. E.: The influence of antiseptics on the bacterial and protozoan population of greenhouse soils. *Ann. appl. Biol.* **18**, 98 (1931). — KHLUSTIKOWA-DIKUSSAR, M.: Zitiert S. 565, Anm. 8. — LUCK, J. M., G. SHEETS u. J. O. THOMAS: The rôle of bacteria in the nutrition of protozoa. *Quart. Rev. Biol.* **6**, 46 (1931). — MEIKLEJOHN, J.: The effect of *Colpidium* in ammonia production by soil bacteria. *Ann. appl. Biol.* **19**, 584 (1932). — MORTENSEN, A. E., u. F. L. DULEY: Zitiert S. 474, Anm. 6. — STAEHELIN, M., u. B. PORCHET: Contribution à l'étude de la désinfection partielle du sol en culture maraîchère et horticole. *Annales agronom. Suisse* **1933**, 761. — TELEGDY-KOVATS, L. DE: The growth and respiration of bacteria in sand cultures in the presence and absence of protozoa. *Ann. appl. Biol.* **19**, 65 (1932).

<sup>1</sup> KRASSILNIKOV, N. A., A. E. KRISSE u. M. A. LITVINOV: The microbiological characteristic of the rhizosphere of cultural plants. *Microbiology* **5**, 87 (1936); engl. Zusammenfassg 98 — The effect of the root-system on the soil microflora. *Ebenda* **5**, 270 (1936); engl. Zusammenfassg 285. — Auch E. GRUNDMANN (zitiert S. 451, Anm. 1) fand Glatt- und Rauformen von *B. mycoides* im Boden.

<sup>2</sup> NOVOGRUDSKY, D., u. E. KONONENKO: On the main forms of *Bac. mycoides* Flügele and their mutual relations. *Microbiology* **4**, 4 (1935); engl. Zusammenfassg 22.

<sup>3</sup> Ein sogenannter Pleomorphismus ist bei *B. mycoides* ebensowenig vorhanden wie bei anderen Bakterien: STAPP, C., u. H. ZYCHA: Morphologische Untersuchungen an *Bac. mycoides*: Ein Beitrag zur Frage des Pleomorphismus der Bakterien. *Arch. Mikrobiol.* **2**, 493 (1931).

<sup>4</sup> STORK, W.: Umwandlung von *Streptococcus lactis* (*lacticus*, *acidi lactici*) in *Streptococcus faecium* (*faecalis*, *Enterococcus*). *Zbl. Bakter.* II **95**, 284 (1936). — Vgl. noch: KLENEBERGER, E.: Über die Brauchbarkeit unserer Züchtungsverfahren für bakterielle Umwandlungsstudien. *Zbl. Bakter.* I Orig. **126**, 278 (1932).

<sup>5</sup> HORNBOSTEL, W.: Das systematische Verhältnis von *Streptobacterium plantarum* zu *Streptobacterium casei*. *Arch. Mikrobiol.* **7**, 115 (1936).

Noch sehr wenig Einblick haben wir in die autochthone Mikroflora nach S. WINOGRADSKY, mit der sich einige Untersuchungen beschäftigten. G. ROSSI<sup>1</sup> stellte fest, daß im Boden zwei Formen von Bakterienkolonien vorkommen: 1. ausgebreitete (en voile), wenn organische Massen vorhanden sind, die Bakterien also arbeiten, 2. verdichtete (glomérulaire); diese, die für alten Ackerboden charakteristisch sind, sind Ruhestadien, die vielleicht als eine Art Zysten betrachtet werden können, entsprechend den Zysten der Nitritbildner (S. 543). In der eigentlichen Rhizosphäre sind übrigens die Ruhestadien nicht vorhanden. H. J. CONN und M. A. DARROW<sup>2</sup> untersuchten insbesondere *Bacterium globiforme*, welche Form sie als typischen Vertreter der autochthonen Mikroflora S. WINOGRADSKYS betrachten. Der Organismus zeigt eine bemerkenswert hohe ökonomische Ausnutzung der Nährstoffe; von Zucker wurden etwa  $\frac{1}{3}$ , von gebotenen Ammoniak etwa  $\frac{3}{4}$  in Mikroorganismensubstanz festgelegt. Vielleicht erklärt sich so die im Boden verhältnismäßig geringe Mineralisation der organischen Substanz. Indessen wäre darauf hinzuweisen, daß in dieser Hinsicht die Tätigkeit der aeroben Bakterien, namentlich der Sporenbildner, wohl allgemein unterschätzt wird, wie G. PELLEGRINI<sup>3</sup> für *Bacillus silvaticus* an Hand der Literatur zeigte. Nach A. P. KRIUCHKOVA<sup>4</sup> zeigt ein dem *B. globiforme* nahestehendes Bakterium bei verschiedenen Stickstoffformen morphologische Veränderungen, die auch im Boden festzustellen sind. L. E. TOPPING<sup>5</sup> beschreibt die nach der mikroskopischen Methode von CONN als häufigste Bodenbakterien festgestellten Formen, von denen er zahlreiche Stämme in Kultur genommen hat. Es handelt sich um dünne, gram-positive, nicht säurefeste Stäbchen ohne besondere physiologische, aber mit charakteristischen morphologischen Eigenschaften. Die Untersuchungen zeigen jedenfalls, wie unsicher man noch auf diesem Gebiete ist. L. E. TOPPING fand zum größten Teil teilweise verzweigte Formen, die zu den Proactinomyceten bzw. den Corynebakterien bzw. zwischen beide zu stellen sind. Auffallend ist noch, daß sie teilweise beweglich sind. Gram-negative Bakterien treten ihnen gegenüber stark zurück. Nach dem gleichen Autor (vgl. unten Anm. 5, II) wachsen die häufigsten Bodenmikroorganismen auf Hefeextrakt.

Unter den besonderen Verhältnissen des Bodens, die auf das Mikroorganismenleben einwirken und insbesondere bedingen, daß die bisherigen Untersuchungsmethoden kein richtiges Bild davon liefern konnten, ist vor allem auf die Tatsache hinzuweisen, daß der Boden selbst auf kleinstem Raum ein inhomogen beschaffener Standort ist. Es mußte von vornherein selbstverständlich sein, daß z. B. ein abgestorbenes Insekt oder Insektenteil, die im Boden liegen, ein Feld von besonderen Mikrolebensbedingungen in jeder Hinsicht darstellen,

<sup>1</sup> ROSSI, G.: L'importance et les premiers résultats de la microscopie microbiologique du sol agricole. 6. Internat. Bot. Congr. Amsterdam 2, 170 (1935) — Direct microscopic and bacteriological examination of the soil. Soil Sci. 41, 53 (1936).

<sup>2</sup> CONN, H. J., u. M. A. DARROW: Characteristics of certain bacteria belonging to the autochthonous microflora of soil. Soil Sci. 39, 95 (1935). — CONN, H. J.: Taxonomic relationships of certain nonspore-forming rods in soil. J. Bacter. 36, 320 (1938) (Abstr.). — TAYLOR, C. B.: Further studies of *Bacterium globiforme* and the incidence of this type of organism in Canada soils. Soil Sci. 46, 307 (1938).

<sup>3</sup> PELLEGRINI, G.: Über Eiweißbildung durch Bakterien. III. Mitt. Der ökonomische Koeffizient bei einem sporenbildenden Erdbakterium, *Bacillus silvaticus*. Arch. Mikrobiol. 9, 545 (1938). Vgl. dazu S. 576.

<sup>4</sup> KRIUCHKOVA, A. P.: On the study of the ecologic variability of microorganisms in connection with agronomic diagnostics. Microbiology 3, 232 (1934); engl. Zusammenfassg 257.

<sup>5</sup> TOPPING, L. E.: The predominant microorganisms in soils. I. Description and classification of the organisms. Zbl. Bakter. II 97, 289 (1937) — . . . II. The relative abundance of the different types of microorganisms obtained by plating, and the relation of plate to total counts. Ebenda 98, 193 (1938).

ebenso jedes andersartig beschaffene Bodenteilchen usw. Jede Probenahme mit ihrem Durchschnittswert zerstört aber das natürliche Gefüge des Bodens. Das ist ja auch der Sinn der Methoden zur unmittelbaren mikroskopischen Beobachtung der mikrobiologischen Verhältnisse im Boden (S. 441 ff.), diesen Übelstand zu vermeiden. Hier seien einige Erfahrungen andersartiger Natur mitgeteilt, und zwar zunächst auf chemisch-physikalischem bzw. rein physikalischem Gebiet.

Die lokale Änderung der Wasserstoffionenkonzentration in der Rhizosphäre ist an anderer Stelle besprochen (S. 492). Nach H. HUMFELD<sup>1</sup> vollzieht sich auch in saurem Boden Nitratbildung aus Gründünger, wobei in der Gründüngerschicht der  $p_H$ -Wert stark ansteigt; dieser Wert betrug:

	Im ungekalkten Boden		Im gekalkten Boden	
	normal	Gründüngerschicht	normal	Gründüngerschicht
$p_H$ -Wert . . . . .	4,25	5,66 (zuerst bis auf 7,3 hinaufgehend)	7,21	7,26

Handelt es sich hier noch um eine verhältnismäßig grobe Differenzierung im Boden, gewissermaßen eine makroskopische, so wird in dem folgenden Beispiel von W. KUBIENA und CH. E. RENN<sup>2</sup> die Verschiedenheit des durch verschiedenartige Nachbarschaft bedingten  $p_H$ -Wertes im Boden durch Mikroreaktion wie folgt festgestellt:

	$p_H$ -Wert
Mineralische Bodenteilchen, mit Bodenlösungen getränkt . . .	5,8—6,2
Kapillarwasser zwischen Zellulosefäden . . . . .	5,4—5,6
Wasserschicht auf Ligninteilchen . . . . .	4,2—5,0
„ auf Zein . . . . .	6,0
„ auf Gummiarabikumresten . . . . .	4,6

Daß sich die nesterartige Verteilung der Phosphorsäure im Boden nach E. RAUTERBERG<sup>3</sup> auf die Mikroverteilung der Mikroorganismen äußern wird, ist selbstverständlich (vgl. S. 590). Von Einfluß ist auch die Größe der Strukturaggregate. N. P. KORNEJEWA<sup>4</sup> zeigte, daß die Bakterienmenge im Boden mit Verminderung der Größe der Strukturaggregate steigt; sie fand bei 3 mm Größe 37,5 Millionen, bei 5—8 mm 16,3 Millionen Bakterien je 1 g. Offenbar aber werden die einzelnen Formen der Mikroorganismen in verschiedener Weise beeinflusst: Pilze waren unabhängig davon, und zwar augenscheinlich, weil für ihr auf eine verhältnismäßig große Strecke ausgebreitetes Mycel der Mikrostandort vielleicht nicht so entscheidend ist, während *Azotobacter* sich mehr in Böden mit größeren Aggregaten fand; hier dürfte wohl die bessere Durchlüftung das Entscheidende sein. Weiterhin stellten J. J. KANIWETZ und N. P. KORNEJEWA<sup>5</sup> fest, daß die Peripherie der Bodenkrümel höhere biologische Aktivität als das Innere zeigt. An der Peripherie finden sich *Azotobacter*, Nitrifikanten, Zellulosezer-

<sup>1</sup> HUMFELD, H.: The decomposition of vetch green manure in relation to the surrounding soil. *J. agricult. Res.* **44**, 113 (1932).

<sup>2</sup> KUBIENA, W., u. CH. E. RENN: Micropedological studies of the influence of different organic compounds upon the microflora of the soil. *Zbl. Bakter. II* **91**, 267 (1935).

<sup>3</sup> RAUTERBERG, E.: Die nesterartige Verteilung der Phosphorsäure im Boden. *Z. Pflanzenernährg* **38**, 282 (1935).

<sup>4</sup> KORNEJEWA, N. P.: Mikroflora des Bodens bei verschiedener Zusammensetzung der Strukturaggregate. *Wiss. Schr. Zuckerind.* **27**, 105 (1933). *Ref. Zbl. Bakter. II* **94**, 490.

<sup>5</sup> KANIWETZ, J. J., u. N. P. KORNEJEWA: Die Verteilung der Mikroorganismen und leichtlöslichen Stickstoffformen in verschiedenen „Zonen“ der Bodenkrümel. *Wiss. Ber. Zuckerind.* **1**, 3 (1937). *Ref. Zbl. Bakter. II* **98**, 471.

setzer. Die Unterschiede sind bei größeren Krümeln größer. Die chemisch-physikalische Struktur des Bodens wird durch die Mikroorganismen bzw. ihre Tätigkeit auch unmittelbar verändert: L. ROSOW<sup>1</sup> zeigte, daß aerob-biologische Vorgänge die Bodenteilchen peptisieren, während J. P. CONRAD<sup>2</sup> für die Harnstoffzersetzung feststellte, daß bei Ammoniakbildung Zunahme, bei Nitratbildung Abnahme des Dispersionsgrades stattfand und die Umwandlung organischer Stoffe überhaupt für die chemisch-physikalische Struktur des Bodens wichtig ist. Durch die Bildung von Kohlensäure steigt nach M. S. DU TOIT und J. S. PERALD<sup>3</sup> in den ersten Tagen nach Vermischen des Bodens mit Leitfähigkeitswasser die Leitfähigkeit an. Auf die Wirkung von *Trichoderma lignorum* ist S. 495, Anm. 3 hingewiesen. Von großer Wichtigkeit ist auch das Adsorptionsvermögen des Bodens den an der Grenze der kolloidalen Verteilung stehenden Bakterien gegenüber. L. J. RUBENTSCHIK und Mitarbeiter<sup>4</sup> fanden, daß bei der Adsorption von Bakterien durch Limanschlamm Adsorptionsaustausch verschiedener Arten stattfindet. Dabei nahm bei Adsorption die Tätigkeit der Nitrifikanten ab, die der Desulfurikanten dagegen zu. Nach D. M. NOVOGRUDSKY<sup>5</sup> ist die Adsorption der Bakterienarten verschieden und hängt auch stark, wie zu erwarten ist, vom  $p_H$ -Wert ab: bei *Bacillus mycoides* z. B. erreicht die Adsorption bei  $p_H$  6,7 ihr Maximum und fällt nach beiden Seiten ab, aber nach der sauren Seite viel stärker. Ein Beispiel für die verschiedene Adsorption von Bakterien durch verschiedene Bodenarten zeigt die Tabelle nach D. M. NOVOGRUDSKY. Gram-positive Bakterien wurden

Intensität der Adsorption (in Prozent) einiger Bakterien durch Boden.

Bakterienart	Bodenart		
	Podsol	Boden aus botanischem Garten	Tschernosem
<i>Bacillus mycoides</i> 3, Sporen . . . . .	78	80	92
„ „ Stäbchen . . . . .	71	82	99
„ „ P, Sporen . . . . .	38	46	97
„ „ Stäbchen . . . . .	46	88	99
„ megaterium, Stäbchen . . . . .	61	62	93
„ mesentericus vulgatus . . . . .	10	76	99
<i>Azotobacter chroococcum</i> . . . . .	64	44	95
<i>Sarcinae ureae</i> . . . . .	40	75	97
<i>Bacterium fluorescens</i> . . . . .	8	20	50
„ denitrofluorescens . . . . .	36	20	82
<i>Rhizobium leguminosarum</i> . . . . .	44	45	88

<sup>1</sup> ROSOW, L.: Die Veränderungen der Dispersität des Bodens unter dem Einfluß biologischer Prozesse. Verlag Sel'kolchosgis. Ref. Zbl. Bakter. II 94, 365.

<sup>2</sup> CONRAD, J. P.: The relations of colloidal dispersion in soils to the chemical changes induced by biological transformations of organic materials. Soil Sci. 37, 179 (1934).

<sup>3</sup> TOIT, M. S. DU, u. J. S. PERALD: The factors which influence the use of the conductivity of soil suspensions as a measure of fertility. Soil Sci. 39, 59 (1935).

<sup>4</sup> RUBENTSCHIK, L. J., M. B. ROISIN u. F. M. BIELJANSKY: Über Bakterienadsorption in Salzseen. Microbiology 3, 16 (1934); engl. Zusammenfassg 42 — Adsorption of bacteria in salt lakes. J. Bacter. 32, 11 (1936).

<sup>5</sup> NOVOGRUDSKY, D. M.: Studies on the ability of soils to absorb bacteria. Microbiology 5, 364 (1936); engl. Zusammenfassg 383 — . . . II. The absorption capacity of soils in respect of various microorganisms and its dependence on the  $p_H$  of the medium. Ebenda 5, 623 (1936); engl. Zusammenfassg 643 — . . . III. Ebenda 6, 571 (1937). Ref. Zbl. Bakter. II 98, 269. — Einige ältere, früher nicht zitierte Literatur: CHUDIJKOV, N. N.: Über die Adsorption der Bakterien durch den Boden und den Einfluß derselben auf die mikrobiologischen Bodenprozesse. Zbl. Bakter. II 68, 345 (1926). — KARPINSKAJA, N. S.: Zur Frage über die Adsorption der Bakterien durch den Boden. J. landw. Wiss. 3, 610 (1926). — MINENKOV, A. R.: Adsorption von Bakterien durch verschiedene Bodentypen. Zbl. Bakter. II 78, 109 (1929). — Auch A. JANKE, F. SEKERA u. A. SZILVINYI (zitiert S. 449, Anm. 2) führen die niedrige Atmungsintensität einiger Böden mit nicht geringem Bakteriengehalt auf ihre hohe Sorptionskapazität zurück.

stärker adsorbiert als Gram-negative, auch Pilzsporen wurden adsorbiert, z. B. die Sporen von *Aspergillus*arten sehr schwach, die von *Fusarium* und *Botrytis* sehr stark. Feuchtigkeit und Temperatur verändern die Adsorptionsfähigkeit der Böden stark: Sie sinkt bei hoher Feuchtigkeit und niedriger Temperatur im Frühling und steigt mit Erwärmung und Trockenwerden des Bodens im Sommer. Eine Folge dieser Adsorption ist, daß sich in der Bodenlösung viel weniger Mikroorganismen befinden als an den Bodenteilchen, wie D. M. NOVOGRUDSKY<sup>1</sup> durch verschiedene Verdrängungsmethodik zeigte und wofür die folgende Tabelle ein

Zahl der Mikroorganismen in der Bodenlösung;  
Verdrängung durch hydraulischen Druck.

Bodenart	Bodenlösung			Zurückbleibender Boden		
	Bakterien	Pilze	Actinomyceten	Bakterien	Pilze	Actinomyceten
Aus botan. Garten . . .	100 000	800	40 000	1 000 000*	400 000*	4 000 000*
Tschernosem . . . . .	1 000	0	0	1 000 000	40 000	560 000
Solonetz . . . . .	1 000	0	0	1 000 000	20 000	1 400 000
Solod . . . . .	10 000	0	0	1 000 000	0	2 500 000

\* In diesem Falle ursprünglicher Boden!

Beispiel gibt. Nur bei Zusatz von organischen Stoffen steigt ihre Zahl in der Bodenlösung, auch die der sonst stark zurücktretenden Pilze und Actinomyceten. Es mag an dieser Stelle darauf hingewiesen werden, daß diese Verteilung der Mikroorganismen auf die Phasen Bodenteilchen und Bodenlösung völlig den Verhältnissen in Gewässern entspricht, wo ebenfalls das freie Wasser recht arm an Mikroorganismen ist und deren Zahl darin nur bei Zufuhr von organischen Stoffen stark ansteigt, während im übrigen der Sitz der Mikroorganismen der ebenfalls adsorbierende Bodenschlamm ist, wie für Süß- und Seewasser nachgewiesen wurde<sup>2</sup>. Das folgende Beispiel nach G. KLEIN und M. STEINER erläutert das Gesagte.

Verteilung der Mikroorganismen im Lunzer Untersee. Seemitte.

Zahlen je 1 ccm.

Wasser	0 m Tiefe . . . . .	50 Mikroorganismen
„	1 m „ . . . . .	0 „
„	15 m „ . . . . .	90 „
„	33 m „ . . . . .	80 „
Schlamm	1,6 cm „ . . . . .	45 500 „
„	6,4 cm „ . . . . .	400 000 „

Mit diesen Erscheinungen hängt es weiter zusammen, daß die Mikroflora des Wassers in der Hauptsache epi- bzw. periphytischer Natur ist, daß sich Mikroorganismen in Wasserproben wegen der relativ größeren Oberfläche um so stärker vermehren, je kleiner die Flasche ist, und daß ein Zusatz von Glasperlen

<sup>1</sup> NOVOGRUDSKY, D. M.: Zitiert S. 471, Anm. 5.

<sup>2</sup> KLEIN, G., u. M. STEINER: Bakteriologisch-chemische Untersuchungen am Lunzer Untersee. I. Die bakteriellen Grundlagen des Stickstoff- und Schwefelumsatzes im See. Österr. bot. Z. **78**, 289 (1929). — Vgl. noch: RIGONI, G.: Contribution à l'étude de la microflore des hauts lacs alpins. Soc. Internat. Microbiol. Sez. Ital. **6**, 63 (1934). — BAIER, C. R.: Studien zur Hydrobiologie stehender Binnengewässer. Arch. f. Hydrobiol. **29**, 183 (1935). — Für das Meer vergleiche: BAVENDAMM, W.: Die mikrobiologische Kalkfällung in der tropischen See. Arch. Mikrobiol. **3**, 205 (1932). — PORTIER, P.: Sur la répartition des microorganismes dans la masse de l'eau des océans. C. r. Soc. Biol. Paris **121**, 1169 (1936). — Zo BELL, C. E., u. D. Q. ANDERSON: Vertical distribution of bacteria in marine sediments. Bull. amer. Assoc. Petrol. Geol. **20**, 258 (1936). — WAKSMAN, S. A., u. U. VARTIOVAARA: The adsorption of bacteria by marine bottom. Biol. Bull. **74**, 56 (1938).

oder Kieselsand die Mikroorganismen-tätigkeit im Wasser erhöht<sup>1</sup>. Zweifellos ergeben sich aus solchen Beobachtungen auch wichtige Gesichtspunkte für die Verhältnisse im Boden.

Außer diesen rein physikalischen oder chemisch-physikalischen Einflüssen wirkt sich der Boden mit seinen besonderen Verhältnissen, insbesondere seinem Gehalt an Kolloiden, auch unmittelbar auf die Ernährung aus, allerdings wieder aus chemisch-physikalischen Gründen. Bei *Azotobacter*<sup>2</sup> (S. 526f.) ist die Bedeutung der Humusstoffe für die Eisenernährung erwähnt; dort ist gezeigt, daß man die gleiche Wirkung durch Zusatz geringer Mengen von Agar erzielen kann; es handelt sich dabei aber nicht um eine Sonderwirkung auf *Azotobacter*, sondern um eine solche, die sich, wie A. RIPPEL<sup>3</sup> zeigte, wohl auf alle Mikroorganismen erstreckt. Offenbar wirkt Agar derart, daß das Eisen in einen für seine Wirkung günstigen Verteilungszustand gebracht wird, wie man ihn auch etwa dadurch erreichen kann, daß man Eisen als Eisencitrat u. dgl. gibt. Eine solche Wirkung wird sich aber augenscheinlich auf alle oder wenigstens viele schwer lösliche Stoffe erstrecken. So zeigten A. P. KRIUCHKOVA und R. V. POPOVA<sup>4</sup>, daß sich *Azotobacter* in eisenreichen Böden, in denen also wohl kaum Mangel an Eisen geherrscht haben konnte, nur bei Zufuhr von viel Phosphorsäure oder aber von Agar und Kieselsäure entwickeln konnte<sup>5</sup>. Hier ist offenbar die Phosphorsäure durch den Überschuß an Eisen festgelegt und wird durch den Zusatz der Kolloide aufnehmbar, wie es ja auch von höheren Pflanzen bekannt ist. Man wird dieser Frage in zweierlei Richtung künftig weitere Beachtung schenken müssen, einmal, um durch Kolloidzusatz eine Nährlösung zu erzielen, die den natürlichen Verhältnissen der Mikroorganismen im Boden besser entspricht, sodann in Hinsicht auf die Verhältnisse im Boden selbst, wo nicht nur Humusstoffe und Kieselsäure, sondern auch andere Stoffe von Kolloidcharakter sich in der gekennzeichneten Richtung auswirken können. Offenbar aus dieser Erkenntnis heraus wurden „künstliche Böden“ hergestellt, so von H. L. JENSEN<sup>6</sup> aus 80%

<sup>1</sup> CHARTULARI, E. M., u. S. J. KUSNETZOW: Arb. Limn. Stat. Kosinno **21**, 117 (1937). — HENRICI, A. T.: Studies on freshwater bacteria. III. Quantitative aspects of the direct microscopic method. J. Bacter. **32**, 265 (1936). — Zo BELL, C. E.: Periphytic habits of some marine bacteria. Proc. Soc. exper. Biol. a. Med. **35**, 270 (1936). — Zo BELL, C. E., u. D. Q. ANDERSON: Observations on the multiplication of bacteria in different volumes of stored sea water and the influence of the oxygen tension and solid surfaces. Biol. Bull. Mar. Lab. **71**, 324 (1936).

<sup>2</sup> Vgl. dazu A. RIPPEL: Zitiert S. 526, Anm. 5, D. BURK, H. LINEWEAVER u. C. K. HORNER: Zitiert S. 526, Anm. 4, K. BASSALIK u. J. NEUGEBAUER: Zitiert S. 526, Anm. 6.

<sup>3</sup> RIPPEL, A.: Über Eiweißbildung durch Bakterien. I. Mitt. Erfahrungen bei der Herstellung einer synthetischen Nährlösung mit Glykokoll als Stickstoffquelle. Arch. Mikrobiol. **8**, 41 (1937). — RIPPEL, A., G. BEHR u. K. NABEL: . . . II. Mitt. Die Ertragsfläche Eisen/Phosphat. Ebenda **9**, 377 (1938). — Vgl. weiter: KLODNIZKY, N. N.: Milieux colloïdaux pour la culture des microbes. Ann. Inst. Pasteur **55**, 486 (1935). — BAIER, C. R.: Über die Bedeutung von Spurenelementen und Kolloiden bei der Deckenbildung von *Azotobacter* und über seinen Nachweis im Wasser. Zbl. Bakter. II **95**, 97 (1936). — COTRUFO, P.: Culture in mezzo colloïdale secondo KLODNIZKY. Giorn. Batt. **19**, 603 (1937). — Ferner sei verwiesen auf die S. 527 zur Angabe von M. SCHRÖDER der Förderung von *Azotobacter* durch Silizium gemachte Bemerkung.

<sup>4</sup> KRIUCHKOVA, A. P., u. E. V. POPOVA: The influence of the iron content of soils on the utilization of P<sub>2</sub>O<sub>5</sub>. Experiments with *Azotobacter*. Microbiology **4**, 603 (1935); engl. Zusammenfassg 610.

<sup>5</sup> Nach A. DEMOLON u. E. M. BASTISSE: Annales Agronom. **8**, 6 (1938) wird dreiwertiges Eisen schlecht ausgenutzt, gut aber als Eisen-Kieselsäure-Komplex.

<sup>6</sup> JENSEN, H. L.: Contribution to the microbiology of Australian soils. Proc. Linnean Soc. N. S. Wales **60** (1935). — Zusatz von Quarzsand, Kaolin erhöht auch die Löslichkeit der Phosphorsäure im Boden: GREENE, R. A.: Some factors limiting the applicability of biological methods for determining the availability of plant food elements in calcareous soils. Soil Sci. **36**, 261 (1933).



Sand, 18,5 % reinem Kaolin, 1 %  $\text{CaCO}_3$  und 0,5 % Ferrioxyd, von M. R. MADHOK<sup>1</sup> durch Zusatz von 2,5 % Bentonit (Silica products Company) zu Sand, der die Mikroorganismen-tätigkeit teilweise förderte, endlich von W. A. ALBRECHT zur Kultur von Knöllchenbakterien<sup>2</sup> und Nitrifikanten<sup>3</sup> Sand mit Zusatz von Ton, der adsorptiv mit Basen versehen war.

Auch das Licht darf als Faktor in der mikrobiologischen Beeinflussung des Bodens nicht vergessen werden. Seine mögliche Rolle bei der Humusbildung ist S. 573 erwähnt, ebenso die Assimilationsmöglichkeit ultraroter Strahlen S. 465 und S. 580, ferner die Annahme einer photochemischen Stickstoffbindung (S. 530) und Nitratbildung (S. 546). Hier sei vor allem auf die Wirkung der ultravioletten Strahlen eingegangen (für *Azotobacter* vgl. noch S. 573), die von gewisser Wirkung sind, wenn sie auch naturgemäß nicht tief in den Boden eindringen und nach A. ALBRECHT und L. M. TURK<sup>4</sup> bereits durch eine 0,1 mm dicke Bodenschicht zurückgehalten werden, sodaß Knöllchenbakterien durch sie nicht vernichtet werden. Sie können bei geringer Einwirkung eine „stimulierende“ Wirkung<sup>5</sup> (vgl. S. 520 und 573 für *Azotobacter*), teils eine abtötende haben. Im Boden tritt bei Bestrahlung nach A. E. MORTENSEN und F. L. DULEY<sup>6</sup> eine „partielle Sterilisation“ ein, wobei nach anfänglichem Sinken der Mikroorganismenzahl wie beim Trocknen der Erde ein Anstieg folgt. Gleichzeitige Ultraviolettbestrahlung erhöht die Wirkung des Trocknens noch etwas. Zur Abtötung der Sporen ist nach F. HERCIK<sup>7</sup> eine doppelt so große Energie erforderlich als zur Abtötung der Stäbchen; je langwelliger die Strahlen sind, um so größer ist der zur Abtötung nötige Energieaufwand. Merkwürdigerweise tritt bei Bestrahlung dickerer Bodenschichten noch während der Bestrahlung, wenn diese länger andauert, wieder ein Anstieg der Zahl der Mikroorganismen ein, wie folgendes Beispiel nach A. SCHEITZ<sup>8</sup> zeigt:

<sup>1</sup> MADHOK, M. R.: Synthetic soil as a medium for the study of certain microbiological processes. *Soil Sci.* **44**, 319 (1937) — Cellulose decomposition in synthetic and natural soils. *Ebenda* **44**, 385 (1937).

<sup>2</sup> ALBRECHT, W. A., u. T. M. MCCALLA: Zitiert S. 506, Anm. 5.

<sup>3</sup> ALBRECHT, W. A., u. T. M. MCCALLA: Zitiert S. 544, Anm. 2.

<sup>4</sup> ALBRECHT, A., u. L. M. TURK: Legume bacteria with reference to light and longevity. *Res. Bull. agricult. Exper. Stat. Coll. Agricult. Univ. Missouri* **132** (1930).

<sup>5</sup> HOLLAENDER, A., u. B. M. DUGGAR: The effects of sublethal doses of monochromatic ultraviolet radiation on the growth properties of bacteria. *J. Bacter.* **36**, 17 (1938). (Es wurden zweierlei Wirkungen der nichttödlichen Gaben gefunden, einmal eine anfängliche Steigerung, sodann eine Verbreiterung der „lag phase“.) — Vgl. noch: BUCHHOLZ, J., u. A. v. JENEY: Über das Wesen der bakteriziden Wirkung von monochromatischen ultravioletten Strahlen. *Zbl. Bakter. I Orig.* **133**, 299 (1935). — EHRLSMANN, O., u. W. NAEHLING: Über die baktericide Wirkung monochromatischen Lichtes. *Z. Hyg.* **113**, 597 (1932). — HARRAR, J. G.: Zitiert S. 557, Anm. 8. — LOHMANN, R.: Manometrische Untersuchungen über Stoffwechsel und Wachstum der Bakterien unter dem Einfluß von ultraviolettem Licht usw. *Klin. Wschr.* **13**, 1112 (1934). — NADSON, G., u. K. STERN: Über die Wirkung der ultravioletten Strahlen der Quecksilber-Quarz-Lampe auf die Zellen von *Bacillus mycoides* Fl. *C. r. Acad. Sci. USSR.* **2**, 51 (1934). — PRATT, E. L.: The growth of microorganisms on media exposed to ultra-violet radiations. *J. Bacter.* **32**, 613 (1936). — ROUYER, M., u. M. SERVIGNE: Étude de l'action microbicide des radiations ultraviolettes. *Ann. Inst. Pasteur* **61**, 565 (1938). — SERVIGNE, M., u. M. BOUYER: *C. r. Soc. Biol. Paris* **128**, 286 (1938). (Die Autoren konnten keine Abtötung verschiedener Bakterien erzielen mit Ultraviolettstrahlen verschiedener Wellenlänge). — SHARP, D. G.: A quantitative method of determining the lethal effect of ultraviolet light on bacteria suspended in air. *J. Bacter.* **35**, 589 (1938).

<sup>6</sup> MORTENSEN, A. E., u. F. L. DULEY: The effect of drying and ultraviolet light on soils. *Soil Sci.* **32**, 195 (1931).

<sup>7</sup> HERCIK, F.: Action of ultraviolet light on spores and vegetative forms of *B. megaterium*. *J. gen. Physiol.* **20**, 589 (1937).

<sup>8</sup> SCHEITZ, A.: Die Wirkung der ultravioletten Strahlen auf die Lebenstätigkeit der Bodenbakterien. *Arch. Mikrobiol.* **1**, 577 (1930).

Dicke der Erdschicht	Kontrolle	Bestrahlungsdauer in Stunden			
		2	4	10	20
2—4 mm . . . . .	100	48,0%	38,2%	27,3%	21,7%
4 cm . . . . .	100	59,5%	45,4%	27,6%	41,3%

Kontrolle jeweils = 100. Mittel der Zählungen auf Agar- und Gelatineplatte.

Dieser Autor zeigte auch, daß die physiologischen Gruppen der Bakterien und Protozoen gleichmäßig von der Abtötung betroffen werden.

Zu den eben besprochenenen chemisch-physikalischen bzw. rein physikalischen Verhältnissen treten im Boden noch die rein chemischen Bedingungen, wie sie entweder im natürlichen Boden verwirklicht sind (vgl. z. B. die Mo-Frage S. 525f., Cu-Frage S. 591) oder künstlich durch Einbringen von Dünge- und Giftstoffen in den Boden hergestellt werden. Daß auch die in der Bodenluft erhöhte Konzentration der Kohlensäure sich in irgendeiner Weise auswirken muß, kann als selbstverständlich gelten. Es ist aber bemerkenswert, daß Mikroorganismen ohne Kohlensäure anscheinend nicht zu wachsen vermögen und daß ferner die normale Konzentration der Luft an Kohlensäure nicht das Optimum darstellt, wie folgendes Beispiel nach A. RIPPEL und F. HEILMANN<sup>1</sup> zeigt:

Botrytis cinerea; Milligramm Myzel nach 336 Stunden.			
0% CO <sub>2</sub> . . . . .	1,0 mg	0,1% CO <sub>2</sub> . . . . .	25,4 mg
0,018% CO <sub>2</sub> . . . . .	8,5 mg	0,5% CO <sub>2</sub> . . . . .	30,0 mg
0,024% CO <sub>2</sub> . . . . .	14,5 mg	1,2% CO <sub>2</sub> . . . . .	32,0 mg
0,034% CO <sub>2</sub> . . . . .	16,7 mg		

Diese günstige Wirkung macht sich bereits bei der Quellung der Sporen bemerkbar, wie auch nach R. K. VOORHEES<sup>2</sup> die Sporangien von *Physoderma Zeae-maydis* ohne CO<sub>2</sub> nicht, dagegen bei 10% CO<sub>2</sub> noch gleich gut wie in normaler Atmosphäre keimen. A. RIPPEL hatte die Wirkung der Kohlensäure daher in der Herstellung eines geeigneten Quellungsstandes gesehen; doch ist auch möglich, daß die Kohlensäure in gewissem Umfange ein normaler Wasserstoffakzeptor für alle Organismen, also auch für Heterotrophen, ist<sup>3</sup>. Im übrigen hat man sich verschiedentlich mit der Wirkung erhöhter Mengen von Kohlensäure im Schädigungsgebiet ihrer Wirkung befaßt. N. J. ANDREICHA<sup>4</sup> fand bei Schimmelpilzen die CO<sub>2</sub>-Schädigung bei um so geringeren Konzentrationen, je höher die Zuckerkonzentration war, wie das folgende Beispiel zeigt:

Wachstum von <i>Penicillium avenarium</i> bei			
10% Saccharose und 25% CO <sub>2</sub> : ausgezeichnet		65% Saccharose und 0% CO <sub>2</sub> : gut	
10% „ „ 30% CO <sub>2</sub> : gut		65% „ „ 10% CO <sub>2</sub> : mäßig	
10% „ „ 65% CO <sub>2</sub> : mäßig		65% „ „ 20% CO <sub>2</sub> : schwach	
		65% „ „ 35% CO <sub>2</sub> : kein	

Beim Champignon, bei dem 1% CO<sub>2</sub> die Grenze der Unschädlichkeit ist, 5% aber bereits stark schädigen, stellte E. B. LAMBERT<sup>5</sup> eine eigenartige Wirkung auf die

<sup>1</sup> RIPPEL, A., u. F. HEILMANN: Quantitative Untersuchungen über die Wirkung der Kohlensäure auf Heterotrophen. Arch. Mikrobiol. **1**, 119 (1930). — RIPPEL, A., u. H. BORTELS: Vorläufige Versuche über die allgemeine Bedeutung der Kohlensäure für die Pflanzenzelle. (Versuche an *Aspergillus niger*.) Biochem. Z. **184**, 237 (1927).

<sup>2</sup> VOORHEES, R. K.: Effect of certain environmental factors on the germination of the sporangia of *Physoderma zeae-maydis* Shaw. J. agricult. Res. **47**, 609 (1933).

<sup>3</sup> HES, J. W.: Function of carbon dioxide on the metabolism of heterotrophic cells. Nature (Lond.) **141**, 647 (1938). — Dort weitere Literatur.

<sup>4</sup> ANDREICHA, N. J.: Combined influence of carbon dioxide and of high concentrations of sugar on the development of moulds. Microbiology **5**, 709 (1936); engl. Zusammenfassg 715.

<sup>5</sup> LAMBERT, E. B.: Effect of excess carbon dioxide in growing mushrooms. J. agricult. Res. **47**, 599 (1933). — Vgl. weiter: NEAL, D. C., u. R. E. WESTER: Effects of anaerobic conditions on the growth of the cotton-root-rot fungus, *Phymatotrichum omnivorum*. Phytopathology **22**, 917 (1932). — ZYCHA, H.: Über das Wachstum zweier holzerstörender

Fruchtkörper (abnorm und verkümmert) fest, die nicht auf Sauerstoffmangel zurückzuführen ist. Auch J. BEKKER<sup>1</sup> beobachtete morphologische und kulturelle Änderungen bei Schimmelpilzen unter dem Einfluß hoher CO<sub>2</sub>-Konzentrationen; bei 75–90% CO<sub>2</sub> hörte das Wachstum der Pilze auf. Ähnliches stellte F. KUHN<sup>1</sup> fest, der auch zeigte, daß bei *Aspergillus glaucus* die Sporenbildung bereits bei 20% CO<sub>2</sub> gehemmt war, dagegen das Wachstum erst bei 47% CO<sub>2</sub>. F. B. SMITH<sup>2</sup> und Mitarbeiter fanden, daß CO<sub>2</sub>-Zufuhr im gasförmigen Zustande zum Boden die Zersetzung von Stroh herabsetzt, was sie auf Sauerstoffmangel zurückführen, eine Zufuhr von gelöster CO<sub>2</sub> aber die Nitratbildung, wohl durch Lösung der Mineralbestandteile, förderte. Zweifellos werden aber noch rein physiologische Erscheinungen in dem oben ausgeführten Sinne mitwirken.

Die Anpassung der Mikroorganismen an hohe Salzkonzentrationen hat, in Hinsicht auf die Verhältnisse im Boden, aus vier Gründen Interesse. Einmal wegen des Vorkommens salzhaltiger Böden, sodann wegen der aus salzhaltigem Material stammenden Infektionen, die zu auffallenden Verfärbungen von Nahrungsmitteln führen, weiterhin auch wegen der Verhältnisse im natürlichen Boden und endlich wegen der Düngung mit Mineraldüngern. Auch in normalen Böden werden die Bodenlösungen, namentlich bei Trockenheit, oft einen erheblichen Salzgehalt aufweisen können, zumal die Zufuhr künstlicher Düngemittel hierbei noch verstärkend eingreifen kann. Jedenfalls ist, bei dem nach dem Wasser wechselnden Salzgehalt, eine weitgehende Anpassung der Mikroorganismen des Bodens an Salzkonzentrationen verständlich, wie noch zu zeigen sein wird, und es wäre noch weiter zu untersuchen, wieweit die Anpassung sich auch auf andere Salze als das bisher vorzugsweise untersuchte Chlornatrium<sup>3</sup> erstreckt (vgl. S. 478 über Leuchtbakterien). Es sei dabei an dieser Stelle noch hervorgehoben, daß nach J. HEINTZELER<sup>4</sup> in Salzlösungen die Grenzwerte des Wachstums bei höherer relativer Dampfspannung liegen als auf festem Substrat (vgl. S. 455).

Unter den Mikroorganismen finden sich alle Abstufungen im Ertragen bzw. in der Anpassung an einen verschiedenen Kochsalzgehalt des Substrates. Nach T. HOF<sup>5</sup> stammen obligat halophile Formen aus der normalen Mikroflora des Bodens, da sie daraus isoliert werden können. Im übrigen vollziehen sich nach diesem Autor noch bei 15% Kochsalzkonzentration alle mikrobiologischen Vorgänge. So isolierte auch L. R. RUBENTSCHIK<sup>6</sup> einen anaeroben Zellulosezer-setzer aus Limanschlamm, der bis zu 15% Kochsalz vertrug, wobei allerdings die

Pilze und ihr Verhältnis zur Kohlensäure. Zbl. Bakter. II 97, 222 (1937). — BEKKER, J.: Zur Frage des Einflusses von CO<sub>2</sub> auf die Mikroflora des Kornes (Weizen). Microbiology 2, 360 (1933). Ref. Zbl. Bakter. II 90, 440. — KUHN, F.: Experimentalbeitrag zur Methodik der Wachstumsmessung von Schimmelpilzkulturen und über ihre Beeinflussung durch verschiedene Gasspannungen. Zbl. Bakter. II 98, 430 (1938).

<sup>1</sup> Zitiert S. 475, Anm. 5.

<sup>2</sup> SMITH, F. B., P. E. BROWN u. H. C. MILLER: Some effects of carbon dioxide on the decomposition of organic matter and the accumulation of nitrates in the soil. Soil Sci. 43, 15 (1937).

<sup>3</sup> A. A. ISAKOWA [Zur Frage über die Wirkung verschiedener äußerer Faktoren auf die Veränderungen der Aktivität der Pflanzenrhizosphäre. Ber. Akad. Wiss. USSR. 8/9, 1147 (1937), Ref. Zbl. Bakter. II 98, 369] fand verschiedenartige Beeinflussung der Mikroorganismen der Rhizosphäre durch NaCl und Na<sub>2</sub>SO<sub>4</sub>.

<sup>4</sup> HEINTZELER, J.: Zitiert S. 455, Anm. 5.

<sup>5</sup> HOF, T.: Investigations concerning bacterial life in strong brines. Rec. Trav. bot. néerl. 32, 93 (1935). — HOF, T., u. P. FREMY: On Myxophyceae living in strong brines. Ebenda 30, 140 (1933). — Vgl. noch: WHEATON, J. E.: The effect of salt on microorganisms. Diss. Urbana (Illinois) 1933. — VAAS, K. F.: Studies on the growth of *Bacillus megatherium* de Bary. Diss. Leiden 1938.

<sup>6</sup> RUBENTSCHIK, L. R.: Zur anaeroben Zellulosezerersetzung in Salzseen. Zbl. Bakter. II 88, 182 (1933).

Inkubationszeit 18 Monate betrug. Die nachfolgende Übersicht nach T. HOF gibt die Grenzzahlen für die Tätigkeit der physiologischen Bakteriengruppen<sup>1</sup> bei Impfung mit Gartenerde wieder:

Milchsäurebakterien . . . . .	6% NaCl	Azotobacter chroococcum . . . . .	3% NaCl
Koligruppe . . . . .	6% „	Desulfurikanten . . . . .	6% „
Buttersäurebakterien . . . . .	24% „	Farblose Schwefelbakterien . . . . .	12% „
Harnstoffbakterien . . . . .	24% „	Eiweißzersetzer . . . . .	24% „
Denitrifizierende Bakterien . . . . .	30% „	Anaerobe Pektinzersetzer . . . . .	18% „

Im übrigen handelt es sich um 2 Gruppen, nämlich einmal um gewöhnliche Mikroorganismen, die hohe Kochsalzkonzentrationen vertragen, d. h. halotolerant sind, sodann um obligat halophile, die durch hohe Kochsalzkonzentrationen gefördert werden<sup>2</sup>. Zur zweiten Gruppe gehört z. B. *Micrococcus roseus*, den E. K. PETROWA<sup>3</sup> in einer Anzahl von 70000—120000 je 1 g in russischem, aus Salzseen gewonnenem Kochsalz fand und der sich noch in gesättigter Kochsalzlösung entwickelte. Dies war auch bei einigen anderen Kokken der Fall sowie bei den sporenbildenden Erdbakterien *Bacillus mesentericus*, *megaterium* und *subtilis*, die sich allerdings auf weniger salzreichem Substrat besser entwickelten, und ferner bei dem Pilz *Halobysus moniliformis*, der jedoch bei 10% Kochsalz am besten wuchs. Das von E. K. PETROWA untersuchte Salz enthielt 100000 bis 200000 lebende Keime von 36 Arten je 1 g, die sich aber sehr langsam, erst im Verlaufe von 2 Monaten, auf den Zählplatten entwickelten. Bakterien in Salz fanden auch T. HOF<sup>4</sup> und G. SCHOOP<sup>5</sup>. B. NAMYSLOWSKI<sup>6</sup> stellte in salzgesättigten Solen von Wieliczka Bakterien, Flagellaten und Amöben fest, ferner J. WALTHER<sup>7</sup> in salzgesättigter Sole bei Mex in Ägypten und Salzpfannen bei Suez massenhaft die rotgefärbte Phyllopoide *Artemia salina*. Jedoch kommen nach verschiedenen Angaben im natürlichen Steinsalz keine lebenden Bakterien vor<sup>8</sup>; fossile (konservierte) Mikroorganismen wurden jedoch im Permsalz von A. RIPPEL<sup>9</sup> gefunden. Vielfach handelt es sich bei den halophilen Formen um Farbstoffbildner, die auf gesalzenen Lebensmitteln auftreten und deren Herkunft dann stets auf natürliches Salzwasser bzw. daraus gewonnenes Salz zurückzuführen ist, so z. B.

<sup>1</sup> Über die Tätigkeit der physiologischen Bakteriengruppen in Salzseeschlamm vgl. noch: RUBENTSCHIK, L. R., u. D. G. GOICHERMAN: On the microbiology of mud salt lakes. Investigation of the Kujalniczki liman. *Microbiology* **4**, 403 (1935); engl. Zusammenfassg 420.

<sup>2</sup> Zur Wirkung des Kochsalzes vgl. noch: STUART, L. S., u. L. H. JAMES: The effect of  $E_H$  and sodium chloride concentration on the physiology of halophilic bacteria. *J. Bacter.* **35**, 369 (1938) — The effect of sodium chloride on the  $E_H$  of protogenous media. Ebenda S. 385. — Hier sei noch erwähnt, daß der Great Salt Lake (USA.) eine autochthone Mikroflora enthält; marine Bakterien werden nach wenigen Minuten in dem unveränderten Seewasser abgetötet, Süßwasserbakterien schon durch 10% des Salzes gehemmt: SMITH, W. W., u. C. E. ZO BELL: Direct microscopic evidence of an autochthonous bacterial flora in Great Salt Lake. *Ecology* **18**, 453 (1937). — Zo BELL, C. E., D. Q. ANDERSON u. W. W. SMITH: The bacteriostatic and bactericidal action of Great Salt Lake water. *J. Bacter.* **33**, 253 (1937).

<sup>3</sup> PETROWA, E. K.: Mikrobiologie des Kochsalzes. *Arch. Mikrobiol.* **4**, 326 (1933). — Der von O. A. MALEVICH: A new species of halophile moulds isolated from salted fish *Oospora Nikitinskii* n. sp. [*Microbiology* **5**, 813 (1936); engl. Zusammenfassg 817] isolierte Pilz wächst bei 3—35% NaCl und 10—80% Zucker.

<sup>4</sup> HOF, T.: Zitiert S. 476, Anm. 5.

<sup>5</sup> SCHOOP, G.: Salz und Bakterien. Habilitationsschr. Hannover 1933 — Obligat halophile Mikroben. *Zbl. Bakter. I Orig.* **134**, 14 (1935).

<sup>6</sup> NAMYSLOWSKI, B.: Über unbekannte halophile Mikroorganismen aus dem Innern des Salzbergwerkes Wieliczka. *Anz. Akad. Wiss. Krakau. Cl. Sci. Math. Nat. B. P.* **88** (1913).

<sup>7</sup> WALTHER, J.: Das Gesetz der Wüstenbildung. 4. Aufl. Leipzig: Quelle & Meyer 1924.

<sup>8</sup> RAHN, O.: The national provisioner **11**, Aug. 1934. — SCHOOP, G.: Zitiert Anm. 5. — RIPPEL, A.: Zitiert Anm. 9.

<sup>9</sup> RIPPEL, A.: Fossile Mikroorganismen in einem permischen Salzlager. *Arch. Mikrobiol.* **6**, 350 (1935).

*Pseudomonas Beijerinckii* mit purpurrotem Farbstoff<sup>1</sup> auf Salzbohnen, die Rotfärbung von gesalzenem „codfish“ durch *Torula Wehmeri*<sup>2</sup>, das Rotwerden von Salzfishen durch *Serratia salinaria*<sup>3</sup>, die aus 3 Jahre gelagertem Salz gezüchtet werden konnte, die Rotfärbung von Klippfischen durch *Halococcus litoralis*<sup>4</sup>, sowie ferner auf Salzfishen *Bacterium halobium*, *trapanicum*, *Sarcina morrhuae*<sup>5</sup> usw. *Bacterium prodigiosum* ist bei solchen Rotfärbungen nicht beteiligt, da es nach M. S. TZAPKO<sup>6</sup> bei 30% Salz abstirbt. Immerhin soll nach A. KASAKOW<sup>7</sup> durch Zugabe von Kochsalz die Farbstoffbildung farblos gewordener *Prodigiosus*stämme regeneriert werden können. Bei dem oben erwähnten *Micrococcus roseus* wird die Farbstoffbildung mit steigender Kochsalzgabe intensiver, während sie bei *Sarcina litoralis* erst bei 17,5% NaCl auftritt<sup>8</sup>. Erwähnt sei noch, daß für die Leuchtbakterien die Gegenwart von Kochsalz seit langer Zeit als notwendig gilt, und daß nach A. MUDRAK<sup>9</sup> auch Na- und K-Chlorat sowie Na-Thionat hierfür geeignet waren; indessen findet ohne Gegenwart von Natrium keine Entwicklung statt. Praktisch wichtig ist noch, daß Schädlinge, wie *Bacillus botulinus*, *putrificus*, *sporogenes* nach F. W. TANNER und F. L. EVANS<sup>10</sup> durch 6,5% Kochsalz etwas, durch 12% unbedingt gehemmt werden, so daß Kochsalz in hygienischem Sinne doch als Konservierungsmittel angesprochen werden kann. Auf die Verwendung von Kochsalz zu solchen Zwecken kann hier aber nicht weiter eingegangen werden. Für ein typisch halophiles Bakterium, *Bacterium halobium*, seien nachstehend nach H. F. M. PETER<sup>11</sup> noch die Grenzkonzentrationen verschiedener Salze angeben:

NaCl . . . . .	5,25 mol (gesättigt)	CaCl <sub>2</sub> . . . . .	0,1 mol
KCl . . . . .	3,1 mol (gesättigt)	BaCl <sub>2</sub> . . . . .	0,05 mol
MgSO <sub>4</sub> . . . . .	1,5 mol	KBr . . . . .	0,02 mol
LiCl . . . . .	0,5 mol	Na <sub>2</sub> B <sub>4</sub> O <sub>7</sub> . . . . .	0,005 mol
KNO <sub>3</sub> . . . . .	0,5 mol		

Aber CaCl<sub>2</sub> + MgCl<sub>2</sub> 7,7 mol bei Mischung 50 : 50.

<sup>1</sup> HOF, T.: Zitiert S. 476, Anm. 5.

<sup>2</sup> HANZAWA, J., u. S. H. TAKEDA: On the reddening of boned codfish. Arch. Mikrobiol. 2, 1 (1931).

<sup>3</sup> KUROCHKIN, B. I., u. K. G. EMELIANCHIK: *Serratia salinaria* — the causative agent of the reddening of the bowels of game of hides preserved by salting. Microbiology 5, 848 (1936); engl. Zusammenfassg 854 — The causative agent of „Fuchsin“ on little salted fish of the Aral sea and its origin. Ebenda 6, 402 (1937); engl. Zusammenfassg 405.

<sup>4</sup> SCHOOP, G.: *Halococcus litoralis*, ein obligat halophiler Farbstoffbildner. Dtsch. tierärztl. Wschr. 43, 817 (1935).

<sup>5</sup> PETER, H. F. M.: Over roode en andere bacterien van gezouten visch. Diss. Utrecht 1932. — Vgl. weiter: ROBERTSON, M. E.: A note on the cause of certain red colorations on salted hides. J. of Hyg. 31, 84 (1931). — HOROWITZ-WLASSOWA, L. M.: Über die Rotfärbung gesalzener Därme („der rote Hund“). Zbl. Bakter. II 85, 12 (1932). (*Tetracoccus carneus halophilus* wächst noch bei 20% und mehr Kochsalz.)

<sup>6</sup> TZAPKO, M. S.: On the adaption of *Bact. prodigiosum* to concentrated solutions of sodium chloride. Microbiology 6, 241 (1937); engl. Zusammenfassg 244.

<sup>7</sup> KASAKOW, A., u. M. KOTSCHERGINA: Einfluß des Kochsalzes auf die Pigmentbildung bei *B. prodigiosum*. Zbl. Bakter. II 88, 144 (1933).

<sup>8</sup> STUART, L. S., u. L. H. JAMES: Zitiert S. 477, Anm. 2.

<sup>9</sup> MUDRAK, A.: Beiträge zur Physiologie der Leuchtbakterien. Zbl. Bakter. II 88, 353 (1933). — LEBENSBAUM, M.: Über den Einfluß der Ionen auf das Leuchten der Bakterien. Acta Soc. bot. pol. 7, 583 (1930/31). Ref. Zbl. Bakter. II 89, 152.

<sup>10</sup> TANNER, FR. W., u. FL. L. EVANS: Effect of meat curing solutions on anaerobic bacteria. I. Sodium chloride. Zbl. Bakter. II 88, 44 (1933).

<sup>11</sup> PETER, H. F. M.: Zitiert Anm. 5. — Über Ionenwirkung vgl. weiter: DUMESH, M. G.: On the halophily and salt tolerance of bacteria. Microbiology 4, 45 (1935); engl. Zusammenfassg 56.

Nach E. DIANOWA und A. VOROSHILOWA<sup>1</sup> kann bei Bakterien, die sich ohne Kochsalz entwickeln, Na durch K, Ca und Mg, sowie Cl durch NO<sub>3</sub> und SO<sub>4</sub> ersetzt werden. Bei allen sich nicht ohne NaCl entwickelnden Bakterien ist die Entwicklung beim Vorhandensein geringer NaCl-Mengen in NaNO<sub>3</sub> und Na<sub>2</sub>SO<sub>4</sub> schwächer, wobei das letztgenannte vorgezogen wird.

Aus Böden, die so reich an Natriumsulfat waren, daß sie einen Pflanzenwuchs kaum zuließen, erhielt J. D. GREAVES<sup>2</sup> 13 Stäbchen-, 2 Kokken- und 6 Pilzarten. Man kann daraus ersehen, daß die Anpassung der Mikroorganismen an die Salzkonzentration offenbar größer als die der höheren Pflanzen ist. Das geht deutlich aus den Versuchen von W. SCHWARTZ und W. MÜLLER<sup>3</sup> hervor, die bei Ammonsulfatgaben, die auf die Keimung von Weizen bereits hemmend wirkten, noch keinen Einfluß auf die Mikroflora des Bodens feststellten, während eine geringere, aber in der Praxis noch viel zu hohe Gabe das Mikroorganismenleben steigerte: In ungarischen Szik- (Salz- oder Alkali-) Böden fand R. BOKOR<sup>4</sup> nur einen verhältnismäßig geringen Gehalt an Mikroorganismen, wobei vor allem bemerkenswert ist, daß der Gehalt an Actinomyceten sehr hoch ist und bis zu 100% der Mikroflora betragen kann. Es ist hier jedoch nicht zu entscheiden, wieweit der hohe  $\phi_H$ -Wert der Böden ausschlaggebend war. Aus dem soeben angeführten Beispiel geht bereits die fördernde Wirkung von Ammonsulfat auf die Zahl der Mikroorganismen im Boden hervor. Das folgende Beispiel, ebenfalls nach W. SCHWARTZ und W. MÜLLER, zeigt die Wirkung von mineralischem Stickstoff. Man sieht, daß der Anstieg in der Zahl der Bakterien nach etwa 12 Tagen ein Maximum erreicht und nach etwa 20 Tagen die Bakterienzahl wieder auf den Anfangswert gesunken ist; die Ursache dafür kann offenbar nur in der Aufzehrung leicht assimilierbarer Kohlenstoffverbindungen erblickt werden. Es

Ammonsulfatgabe in kg N je ha	Keimzahl, Millionen je 1 g feuchter Erde nach 20 Tagen
0	3,16
300	4,43
600	3,12
1200	3,18
2400	3,05
bei Versuchsbeginn	2,80

Düngung	Keimzahl in Millionen je 1 g feuchter Erde nach Tagen							
	Vor Beginn des Versuches	4	8	12	16	20	24	31
Harnstoff . . . . .	3,08	2,96	6,41	7,23	5,48	3,08	3,45	2,79
Kalialpeter . . . . .	3,08	3,16	4,82	6,61	4,52	2,75	3,13	3,25
Ammonsulfat . . . . .	3,08	4,41	4,26	7,46	3,60	3,19	3,28	3,01
Ungedüngt . . . . .	3,08	3,22	3,06	3,12	3,04	2,87	2,93	2,96

ist also auch erklärlich, daß die genannten Autoren wie auch K. SCHMALFUSS<sup>5</sup> keinen Einfluß verschieden gedüngter Parzellen bei Untersuchung in Abständen von mehreren Monaten fanden (vgl. noch S. 440). Hier kann sich ein Unterschied wohl erst in sehr langen Zeiträumen summierend auswirken. Im übrigen wirkten

<sup>1</sup> DIANOWA, E., u. A. VOROSHILOWA: Salt composition of medium and specificity of marine bacteria. *Microbiology* **4**, 393 (1935); engl. Zusammenfassg 401.

<sup>2</sup> GREAVES, J. D.: The microflora of a rich sulphate containing soil. *J. agricult. Res.* **42**, 183 (1931) — Some factors influencing nitrogen fixation. *Soil Sci.* **36**, 267 (1933).

<sup>3</sup> SCHWARTZ, W., u. W. MÜLLER: Einwirkung von künstlichen Düngern, besonders von Ammonsulfat, auf Bodenorganismen. *Arch. Mikrobiol.* **2**, 620 (1934).

<sup>4</sup> BOKOR, R.: Die Mikrobiologie der Szik- (Salz- oder Alkali-) Böden, mit besonderer Berücksichtigung ihrer Fruchtbarmachung. In D. FEHÉR: Untersuchungen über die Mikrobiologie des Waldbodens. Berlin: Julius Springer 1933. — Über die Mikrobiologie von Alkaliböden vgl. noch: BOLLEN, W. B., u. S. M. AHI: Effect of „alkali“ salts on general microbial function in soil. *Soil Sci.* **46**, 287 (1938).

<sup>5</sup> SCHMALFUSS, K.: Über die Wirkung des Kalkstickstoffs und andere Stickstoffdünger auf die biologische Tätigkeit im Boden. *Bodenkde u. Pflanzenernährg* **2**, 110 (1937).

die drei verwendeten Stickstoffdünger gleich. Auch die *Azotobacter*zahl wurde in ähnlicher Weise, jedoch mit etwas früherem Maximum, beeinflußt, während das Absinken langsamer vor sich ging, und die Zahlen der gedüngten Parzellen noch nach 30 Tagen über denen der Kontrolle lagen (S. 523). Hier sei noch darauf hingewiesen, daß freies Ammoniak u. U. sehr schädlich sein kann. D. C. NEAL und Mitarbeiter<sup>1</sup> stellten bei dem Parasiten der Baumwollwurzeln *Phymatotrichum omnivorum* fest, daß sein Mycel durch 0,05 %  $\text{NH}_4\text{OH}$  bereits nach 20 Minuten abgetötet war.

Hinsichtlich der Wirkung nichtstickstoffhaltiger Düngemittel lauten die Angaben verschieden, wobei aber oft der Zeitfaktor nicht genügend berücksichtigt wurde. Während z. B. Z. JERMOLAEWA<sup>2</sup> eine starke Erhöhung der Bakterien bei Mineraldüngung angibt, fanden N. HULPOI und H. GLATHE<sup>3</sup> keine Wirkung, während J. K. WILSON<sup>4</sup> sogar hin und wieder eine Schädigung feststellte. Unter feldmäßigen Bedingungen einer Mineraldüngung will zwar G. BARTHEL<sup>5</sup> in Laboratoriumsversuchen durch Kali- und Phosphorsäuredüngung keine Erhöhung der Kohlensäurebildung, auch nicht der Stickstoffbindung und der Zellulosezerersetzung festgestellt haben; eine kritische Nachrechnung durch H. ENGEL<sup>6</sup> zeigte allerdings eine höhere Kohlensäurebildung bei Mineraldüngung. Die Erfahrungen mit *Azotobacter* (S. 587f.) zeigen ja auch deutliche Zusammenhänge zwischen Zahl und Menge der anorganischen Nährstoffe. Man muß sich eben hier, wie überall bei mikrobiologischen Bodenuntersuchungen, klar darüber sein, daß die verschiedensten Umstände störend eingreifen können; nach H. ENGEL spielt in dieser Hinsicht auch der Zeitfaktor eine wichtige Rolle, dessen Nichtberücksichtigung zu falschen Schlüssen führen kann. So hatten H. H. CHRISTENSEN und H. T. JENSEN<sup>7</sup> festgestellt, daß Boden von ungedüngten Parzellen im Laboratorium stärker atmete als Boden gedüngter Parzellen. Die Ursache hierfür ist, daß der Mangel an Mineralstoffen im Freien zu einer durch ungenügende Verarbeitung der Humusstoffe bewirkten Aufstauung dieser Stoffe führte, die sich unter den günstigen Wärme- und Feuchtigkeitsverhältnissen des Laboratoriums nunmehr in einer stärkeren Zersetzung äußerte. Bei längerer Versuchsdauer verschwindet, wie H. ENGEL<sup>6</sup> ausführte, diese Erscheinung offenbar. E. LOWIG<sup>8</sup> fand keinen Einfluß der Kalisalzantionen auf das Wachstum von *Aspergillus*. Sulfate und Chloride senken nach N. A. KRASSILNIKOW<sup>9</sup> die Bakteriengesamtzahl, lassen aber Mikrokokken, Actinomyceten, sporenlöse Stäbchen verhältnismäßig überwiegen. Die selektive Wirkung von Salzen auf Algen ist S. 465 erwähnt.

Hinsichtlich giftiger Stoffe sei zunächst die Wirkung der Einbringung von flüchtigen Antiseptics zwecks partieller Sterilisation des Bodens

<sup>1</sup> NEAL, D. C., R. E. WESTER u. K. G. GUNN: Growth of the cotton-rot fungus in synthetic media and the toxic effect of ammonia on the fungus. *J. agricult. Res.* **47**, 107 (1933).

<sup>2</sup> JERMOLAEWA, Z.: Die Wirkung hoher Kunstdüngergaben auf biologische Prozesse im Boden. *Arb. Inst. Hanfbau* **3**, 126 (1937). *Ref. Zbl. Bakter.* II **97**, 256.

<sup>3</sup> HULPOI, N., u. H. GLATHE: Zitiert S. 442, Anm. 7.

<sup>4</sup> WILSON, J. K.: The production of macroscopic colonies on plaques of soil. *J. amer. Soc. Agronomy.* **29**, 286 (1937).

<sup>5</sup> BARTHEL, G.: Der Einfluß einer feldmäßigen  $\text{K}_2\text{O}$ - und  $\text{P}_2\text{O}_5$ -Düngung auf die Mikroorganismen-tätigkeit im Boden und die Beziehungen dieser zu den Felderträgen. *Z. Pflanzenernährg B* **13**, 102 (1934).

<sup>6</sup> ENGEL, H.: Ist eine feldmäßige mineralische Volldüngung auf dem Freiland ohne Einfluß auf die Mikroorganismen-tätigkeit im Boden? *Zbl. Bakter.* II **92**, 490 (1935)

<sup>7</sup> CHRISTENSEN, H. H., u. H. T. JENSEN: Bodenuntersuchungen in Verbindung mit statischen Düngeversuchen auf Mineralboden. *Arch. Pflanzenbau* **5**, 1 (1930).

<sup>8</sup> LOWIG, E.: Über den Einfluß der Kalisalzantionen auf das Mycelwachstum von *Aspergillus niger*. *Landw. Jb.* **76**, 181 (1932).

<sup>9</sup> KRASSILNIKOW, N. A.: Zitiert S. 460, Anm. 3.

erwähnt, die im übrigen hinsichtlich der Protozoentheorie S. 466f. besprochen ist. Wesentlich neue Gesichtspunkte sind zu den früher besprochenen<sup>1</sup> nicht hinzugekommen. Man hat in neuerer Zeit mehrfach das Chlorpikrin verwendet<sup>2</sup>. Erwähnt sei nur, daß man annimmt, durch Zusatz dieses Stoffes die mikrobiologischen Vorgänge im Dünger in günstigem Sinne regulieren zu können<sup>3</sup>. Phenoltrichlorid hatte nach E. N. MISCHUSTIN und A. O. SCARYPOV<sup>2</sup> vor allem eine Vermehrung von *Azotobacter* zur Folge, was auf die S. 521 erwähnte Vorliebe dieses Bakteriums für aromatische Verbindungen zurückgeführt wird. Eine gewisse Bedeutung könnten hin und wieder auch die Beizmittel für die Mikroflora im Boden haben; bisher liegen nur wenige Versuche hauptsächlich in Hinblick auf die Wirkung auf Pilze vor. *Azotobacter* erwies sich als besonders widerstandsfähig<sup>4</sup>. Teerdämpfe bewirkten bei *Cladosporium herbarum* charakteristische morphologische Veränderungen<sup>5</sup>. Eine besondere Mikroflora in natürlichem kupferhaltigem Boden konnte J. KORINEK<sup>6</sup> nicht feststellen. Es fehlte *Azotobacter*. Auf die mannigfachen Beobachtungen über Desinfektionsmittel usw. kann hier nicht eingegangen werden. Es ist seit einiger Zeit bekannt, daß Chlorate, deren Vorhandensein im Boden zwar nicht mehr durch die Verwendung von Chilesalpeter, sondern durch ihre Anwendung als Unkrautvertilgungsmittel bedingt sein kann, einerseits Mikroorganismen schädigen, andererseits im Boden bis zu einem gewissen Grade zersetzt werden. Eine eingehende Untersuchung durch C. STAPP und W. BUCKSTEEG<sup>7</sup> ergab sehr verschiedenartige Be-

<sup>1</sup> Dieses Handbuch 9, S. 285.

<sup>2</sup> GODFREY, G. H.: Control of soil fungi by soil fumigation with chloropikrin. *Phytopathology* 26, 246 (1936). — KUDZIN, J. K., u. V. K. POBEREZHNJUK: On the regulating microbiological processes in the storage of manure. *Microbiology* 4, 96 (1935); engl. Zusammenfassg 102. — MISCHUSTIN, E. N., u. A. O. SCARYPOV: Die Reaktion des Bodens auf die Sterilisation mit Hilfe der mikrobiologischen Methode. *Chemisation soz. Landw.* 5, 64 (1936). — SLUCHAY-NATAL'ENKO, A.: Die Wirkung der Giftstoffe auf biochemische Prozesse und auf die Mikroflora des Bodens. *Chemisation soz. Landw.* 2, 44 (1934). Ref. Zbl. Bakter. II 94, 490. — TSCHEPETIL'NIKOWA, A., u. W. TSCHERMISOWA: Chlorpikrin als Mobilisierungsfaktor der Nährstoffe im Boden. *Chemisation soz. Landw.* 8, 39 (1937). Ref. Zbl. Bakter. II 98, 472. — BERJEZOWA, E. F., u. W. J. KULIKOWA: Die Rolle der chemischen und biologischen Faktoren bei partieller Sterilisation des Bodens. *Microbiology* 6, 773 (1937). Ref. Zbl. Bakter. II 99, 75.

<sup>3</sup> KUDZIN, J. K., u. Mitarbeiter: Anm. 2. — Vgl. noch: ROMASCHKEWITSCH, J. F.: Die Wirkung des Chlors, Natriumbisulfats und der Braunkohlen auf die Stallmistzersetzung. *Chemisation soz. Landw.* 11/12, 34 (1935). Ref. Zbl. Bakter. II 95, 354.

<sup>4</sup> NIETHAMMER, A.: Über den Einfluß einzelner Beizmittel auf die Bodenmikroflora. *Z. Pflanzenernährg* 41, 257 (1931) — Wachstumsversuche mit einigen Bodenpilzen. *Arch. Mikrobiol.* 9, 23 (1938) — Zitiert S. 462, Anm. 3 — Studien über die Pilzflora böhmischer Böden. *Arch. Mikrobiol.* 4, 72 (1933).

<sup>5</sup> SKUPIENSKI, FR. X.: Influence du goudron sur le développement de certains champignons. I. *Cladosporium herbarum* Link. Phénomènes morphologiques. *Acta Soc. bot. pol.* 11, 541 (1934) — *Arch. exper. Zellforsch.* 19, 447 (1937).

<sup>6</sup> KORINEK, J.: Über die Mikroflora eines natürlichen Kupferbodens. *Vestn. kral. česke Spolecn. Nauk. Trida* 2, 1 (1936).

<sup>7</sup> STAPP, C., u. W. BUCKSTEEG: Untersuchungen über die Beeinflussbarkeit mikrobiologischer Vorgänge im Boden durch das Unkrautbekämpfungsmittel Natriumchlorat. *Zbl. Bakter. II* 97, 1 (1937). — Vgl. weiter: ASLANDER, A.: Experiments on the eradication of *Canada thistle*, *Cirsium arvense*, with chlorates and other herbicides. *J. agricult. Res.* 36, 915 (1928). — HARPER, H. J.: The use of sodium chlorate in the control of Johnson grass. *J. amer. Soc. Agronomy* 20, 417 (1930). — BOWSER, W. E., u. J. D. NEWTON: Decomposition and movement of herbicides in soils and effects on soil microbiological activity and subsequent crop growth. *Canad. J. Res.* 8, 73 (1933). — LOOMIS, W. E., R. BISSEY u. E. V. SMITH: The absorption and movement of sodium chlorate when used as an herbicide. *J. amer. Soc. Agronomy* 25, 724 (1933). — FROM, M., u. R. BERTRAND: Contribution à l'étude de l'influence des chlorates sur la végétation. *Annales agronom.* 4, 1 (1934). — FLEROW, K. W.: Die Wirkung des Chlorats auf den Boden. *Sammelber. allruss. Inst. Pflanzenschutz* 1935, 171. Ref. *Zbl. Bakter. II* 96, 356 (1937).



einflussung. Am empfindlichsten erwiesen sich *Azotobacter*, *B. amylobacter* und nitrifizierende Bakterien. Resistenter waren Zellulosezersetzer, und zwar je nach der Spezies verschieden; hohe Resistenz zeigten Sporenbildner, die auf Agar erst durch 5% Chlorat gehemmt wurden, aber selbst noch bei 10% Entwicklung zeigten. Pilze waren sehr resistent: *Aspergillus niger* kommt noch in 30proz. Lösung zur Fruktifikation. Gleiches gilt auch für Algen. Indessen fand eine völlige Unterdrückung auch der empfindlichsten Formen erst bei 1% Chlorat statt. Die Abnahme des Chlorats erfolgt in erster Linie durch Auswaschung, aber auch biologisch, jedoch offenbar nur in untergeordnetem Maße, und zwar durch anaerobe Zerstörung, die aber nicht mit allen Anaeroben, z. B. nicht mit denitrifizierenden Bakterien, wie *Pseudomonas fluorescens* und *pyocyaneus*, *Bacterium denitrificans*, wohl aber mit Rohkulturen von *B. amylobacter* nachgewiesen werden konnte. Sie war hier in 0,5proz. Natriumchloratlösung nach 72 Tagen fast quantitativ erfolgt. Daß nur gewisse Anaeroben zur Zersetzung von Chlorat befähigt sind, zeigt auch die Beobachtung, daß die Zersetzung nicht in allen untersuchten Abwässern stattfand. Verschiedene Mikroorganismen zeigen eine bemerkenswerte Resistenz gegenüber Bor. Borsäure wirkt nach E. M. McV. BLAIR<sup>1</sup> stark selektiv auf Mikroorganismen; in käuflicher 3proz. Borsäure fanden H. SCHNEGG und K. WEIGAND<sup>2</sup> rote Torulaarten, schwarze Hefen und *Dematium*; keine andere Mikroorganismengruppe war derart widerstandsfähig. 4% Borsäure verträgt nach P. BARTELLI und A. ADEMOLLO<sup>3</sup> *Cryptococcus farciminosus*, während G. LUCHETTI<sup>4</sup> aus boraxhaltiger Erde von Larterello in Italien ein *Cephalosporium* isolierte, das noch in einer Lösung von 10% Natriumborat + 12,5% Borsäure, d. h. in der gesättigten Lösung wuchs. Die autochthone anaerobe Mikroflora von Schlammvulkanen (vgl. S. 461) zeichnet sich nach L. RUBENTSCHIK<sup>5</sup> durch eine erheblich höhere Anpassung an Bor gegenüber den gleichen physiologischen Gruppen aus Erde aus; bei Aeroben war dies nicht der Fall. Im äußersten Falle, nämlich bei den Denitrifikanten, wurde 1% Natriumborat von den Schlammmikroben gegenüber 0,15% von den aus gewöhnlicher Erde stammenden Mikroben gleicher Gruppe vertragen. Weiterhin hat sich gezeigt, daß Bor in geringen Mengen fördernd auf die Tätigkeit von Mikroorganismen wirkt, z. B., in Bestätigung früherer Autoren, nach O. VERONA<sup>6</sup> bei Nitratbildnern, wobei auch Ammoniumborat in einer Konzentration von 0,1% gut nitrifiziert wird:

Gramm HNO<sub>3</sub> nach 25 Tagen bei 24°C

Kontrolle	Borsäure in Proz.					Borax in Proz.				
	0,05	0,10	0,50	1,0	5,0	0,05	0,10	0,50	1,0	5,0
0,30	0,30	0,30	0,40	0,01	0,005	0,50	0,40	0,30	0,20	0,005

### Zusammenleben der Organismen im Boden (ohne Symbiose).

Das Zusammenleben der Organismen im Boden kann sich in schädlichem und nützlichem Sinne auswirken. Was zunächst das Zusammenleben der Mikro-

<sup>1</sup> BLAIR, E. M. McV.: Boric acid as a selective bacteriostatic agent. J. of Hyg. **36**, 446 (1936).

<sup>2</sup> SCHNEGG, H., u. K. WEIGAND: Borsäurestudien. Zbl. Bakter. II **95**, 154 (1936).

<sup>3</sup> BARTELLI, P., u. A. ADEMOLLO: Sulla resistenza delle colture di „*Cryptococcus farciminosus*“. Rivolta agli agenti fisici e chimici. Ann. Igiene **37**, 81 (1927).

<sup>4</sup> LUCHETTI, G.: À propos des particulières propriétés borophiles d'un „*Cephalosporium*“. Soc. Internat. Microbiol. Sez. Ital. **9**, 162 (1937).

<sup>5</sup> RUBENTSCHIK, L.: À contribution to the microbiology of mud-volcanoes. Microbiology **5**, 451 (1936); engl. Zusammenfassg 464.

<sup>6</sup> VERONA, O.: A propos de l'influence du bore sur le processus de nitrification. Soc. Internat. Microbiol. Sez. Ital. **9**, 65 (1937).

organismen mit höheren Organismen unter Schädigung dieses Organismus (Parasitismus) betrifft, so fällt dieser Gegenstand nicht mehr in das hier zu behandelnde Gebiet. Die nützliche Beeinflussung (Symbiose) von höheren Pflanzen durch Mikroorganismen ist an anderer Stelle behandelt (Leguminosen-Symbiose, S. 498 f., Rhizosphäre, S. 489 ff., Mykorrhiza, S. 495 ff., Verdauung der Zellulose durch Tiere, S. 554). Es bleibt nur übrig, hier auf die Erscheinungen hinzuweisen, die sich — in nützlichem oder schädlichem Sinne — zwischen den Mikroorganismen selbst im Boden abspielen. Das Verhältnis der Bakterien zu den Protozoen ist ebenfalls an anderer Stelle behandelt (S. 466 f.), ebenso die Wirkung photosynthetisch arbeitender Mikroorganismen, wie Algen, und von Zellulosezersetzern (S. 532), auf die Stickstoffbindung durch Belieferung der Stickstoffbinder mit Kohlenstoffverbindungen. Hier sei also nur über einige Erfahrungen, die an anderer Stelle nicht berücksichtigt wurden, berichtet.

Nützliche Beeinflussung verschiedener Mikroorganismen: Der einfachste Fall ist die bestimmte Entwicklungsfolge, wie sie der organische Kreislauf der Stoffe im Boden darstellt, der unter Umständen bei ungünstigen Verhältnissen unterbrochen sein kann, wie etwa beim Ausbleiben der Nitratbildung (S. 539). Eine solche Entwicklungsfolge vollzieht sich z. B. überall da, wo zunächst das Wachstum von Pilzen beobachtet wurde, dem das Wachstum von Bakterien folgt, wie M. R. MADHOK<sup>1</sup> bei Zugabe von Zellulose zu Sand fand<sup>2</sup>. Auch die verschiedentlich<sup>3</sup> erwähnte, besondere Zusammensetzung der Mikroflora unter der Wirkung von Zusätzen würde hierher gehören. Endlich vollzieht sich eine typische Entwicklungsfolge bei der Zersetzung von komplexem Material, wobei zuerst durch Mucorineen, Bakterien und Actinomyceten die wasserlöslichen Stoffe, hierauf durch Ascomyceten und zellulosezersetzende Bakterien die Zellulosen und Hemizellulosen, sodann durch Basidiomyceten das Lignin angegriffen werden. K. STOLL<sup>4</sup> bestätigt diese Entwicklungsfolge Phycomycetes — Ascomycetes — Basidiomycetes auf dem Mist von Pflanzenfressern innerhalb der Temperaturspanne von +18 bis +35° C und 3—8 Atmosphären Saugkraft. Bei anderen Bedingungen können einzelne Vertreter oder ganze Gruppen ausfallen. Es ist verständlich, daß dabei der Stoffwechsel eines Organismus durch die Tätigkeit eines Begleitorganismus umgeschaltet werden kann: So fanden S. A. WAKSMAN und I. J. HUTCHINGS<sup>5</sup>, daß die verhältnismäßig gut zellulosezersetzende Trichoderma, in Reinkultur auf Luzerne gezogen, die Zellulose nicht angreift, sondern das Eiweiß zersetzt. Ist aber gleichzeitig sein zellulosezersetzendes Bakterium zugegen, so greift der Pilz die Zellulose an. Bei Gegenwart von Oidium wird der Eiweißabbau durch Bakterien nach I. B. LINNEBOE und E. G. HASTINGS<sup>6</sup> gesteigert. Eine günstige Beeinflussung von Mikroorganismen untereinander kommt hauptsächlich dadurch zustande, daß der eine Organismus wachstumsfördernde Stoffe<sup>7</sup> bildet, der

<sup>1</sup> MADHOK, M. R.: Zitiert S. 462, Anm. 5.

<sup>2</sup> Vgl. S. 444 f. Ferner N. HULPOI u. H. GLATHE: Zitiert S. 442, Anm. 7. — Hinsichtlich gegenteiliger Feststellungen vgl. S. 463.

<sup>3</sup> Vgl. S. 465.

<sup>4</sup> STOLL, K.: Untersuchungen über die koprophilen Pilze unserer Haustiere. Zbl. Bakter. II 90, 97 (1934).

<sup>5</sup> WAKSMAN, S. A., u. I. J. HUTCHINGS: Associative and antagonistic effects of microorganisms. III. Associative and antagonistic relationships in the decomposition of plant residues. Soil Sci. 43, 77 (1937).

<sup>6</sup> LINNEBOE, I. B., u. E. G. HASTINGS: Über die symbiotischen Funktionen von Oidium lactis. Zbl. Bakter. II 93, 278 (1935/36).

<sup>7</sup> Außer der nachgenannten Literatur vgl. noch die Zusammenstellungen: BONNER, J.: The role of vitamins in plant. Bot. Review 3, Nr 12 (1937). — SCHLENKER, G.: Die Wachstumsstoffe der Pflanzen. München-Berlin: J. Lehmann 1937.

andere nicht. Das gilt auch für organische Stoffe, die den Anaeroben das Wachstum in Aerobiose ermöglichen<sup>1</sup>. So ist der Gehalt der Hefe an „Bios“ seit langem bekannt. Ein gutes Beispiel bieten Polyporaceen, die nach alter Erfahrung in Gegenwart von Bakterien besser wachsen. N. FRIES<sup>2</sup> zeigte, daß dieses darauf beruht, daß diese Pilze biosartige Stoffe brauchen, die sie nicht selbst bilden, aber von den Bakterien beziehen können. Wie F. KÖGL und N. FRIES<sup>3</sup> erkannten, wachsen Polyporusarten und der Ascomycet *Nematospira Gossypi* zusammen auf einer synthetischen Nährlösung, die keiner der beiden allein wachsenden Formen Entwicklungsmöglichkeit bietet: *Nematospira* liefert dann dem *Polyporus Aneurin* (Vitamin B<sub>1</sub>), während dieser jenem Biotin liefert. Im einzelnen sind diese Verhältnisse je nach der Art der Mikroorganismen selbst innerhalb eines engsten Verwandtschaftskreises sehr verschieden. Dafür mag die folgende Aufstellung nach W. H. SCHOPFER<sup>4</sup> für Mucorineen (M.), Protozoen (P.) und einige andere Mikroorganismen ein Beispiel für die Beziehung zum Vitamin B<sub>1</sub> (Aneurin) geben:

- I. Grüne Pflanze: Synthetisiert das ganze Aneurinmolekül.
- II. *Absidia glauca* (M.), *Ustilago zeae*, *tritici*, *levis*, *nuda*, *hordei*, *avenae*, *bromivora*: Wachsen in synthetischer Nährlösung ohne Aneurin, synthetisieren dieses also.
- III. *Rhodotorula rubra*: Von den beiden Bestandteilen des Aneurins (Pyrimidin und Thiazol) wird Thiazol synthetisiert, Pyrimidin nicht.
- IV. *Mucor Ramannianus* (M.), *Polytoma caudatum* (P.), *Chilomonas parmaecium* (P.), *Polytoma ocellatum* (P.): Pyrimidin wird synthetisiert, Thiazol nicht. *Ustilago longissima* ist ein Übergangstyp zwischen II und IV.
- V. *Absidia ramosa* (M.), *Parasitella simplex* (M.): Thiazol wird nur zum Teil synthetisiert, Pyrimidin nicht.
- VI. *Phycomyces Blakesleeanus* (M.), *Ustilago violacea*, *Staphylococcus aureus*: Aneurin oder seine beiden Komponenten werden benötigt.
- VII. *Ustilago scabiosae*, *Glaucoma pyriformis* (P.), *Strigomonas oncopelti* (P.): Benötigen Aneurin, das aber nicht durch seine beiden Komponenten ersetzt werden kann.
- VIII. *Rhizopus* (M.): Verhält sich wie II, aber Aneurin wirkt schwach schädigend.

Diese Liste findet eine Ergänzung durch N. FRIES<sup>5</sup>:

1. Nicht aneurinbedürftig: *Fusarium conglutinans* v. *callistephi*, *Hypochnus solani*, *Aspergillus niger*.
2. Relativ aneurinbedürftig: *Lenzites sepiaria*, *Nectria coccinea*, *Valsa ceratophora*, *Sclerotinia cinerea*, *Penicillium notatum*.
3. Unter gewissen Umständen (sehr kleine Aneurinmengen) absolut, unter anderen Umständen (größere Aneurinmengen) relativ aneurinbedürftig: *Daedalea unicolor* (?).
4. Absolut aneurinbedürftig: *Polyporus adustus*, *P. abietinus*, *P. annosus*, *P. benzoinus*, *Trametes serialis*, *Helvella infula*, *Valsa pini*, *Phytophthora cactorum* (von diesen Pilzen benötigt *Valsa* außerdem noch Biotin).

Zu den Mikroorganismen, die bei rein mineralischer Ernährung, abgesehen von der Kohlenstoffquelle, zur Entwicklung organische Wuchsstoffe nötig haben

<sup>1</sup> Vgl. die Literatur bei R. MEYER u. K. PIETSCHMANN: Methoden der Anaerobenzucht. Handbuch der biologischen Arbeitsmethoden Abt. XII, Teil 2, 1499 (1939).

<sup>2</sup> FRIES, N.: Untersuchungen über biosartige Substanzen als Wachstumsfaktor für holzzerstörende Polyporaceen. Sv. bot. Tidskr. **31**, 42 (1937).

<sup>3</sup> KÖGL, F., u. N. FRIES: Über den Einfluß von Biotin, Aneurin und Meso-Inosit auf das Wachstum verschiedener Pilzarten. Hoppe-Seylers Z. **249**, 93 (1937). — FRIES, N.: Zitiert Ann. 5. — RENNERFELT, E.: Zitiert S. 486, Anm. 1.

<sup>4</sup> SCHOPFER, W. H.: Aneurin et hétérotrophie chez les microorganismes. Arch. Mikrobiol. **9**, 116 (1937). — SCHOPFER, W. H., u. S. BLUMER: Untersuchungen über die Biologie von *Ustilago violacea* (Pers.) Fuck. II. Mitt. Wirkung des Aneurins und anderer Wuchsstoffe vitaminischer Natur. Ebenda **9**, 305 (1937). — LWOFF, A.: Les facteurs de croissance pour les microorganismes. Ann. Inst. Pasteur **61**, 580 (1938). — Für andere Pilze vgl. noch: ROBBINS, W. J., u. F. KAVANAGH: Vitamin B<sub>1</sub> or its intermediates and growth of certain fungi. Amer. J. Bot. **25**, 229 (1938).

<sup>5</sup> FRIES, N.: Über die Bedeutung von Wuchsstoffen für das Wachstum verschiedener Pilze. Symbolae Botanicae Upsalienses III, 2. Uppsala 1938.

(vergleiche hinsichtlich der Knöllchenbakterien, *Azotobacter* und der Nitrifikanten S. 506, S. 527 und S. 544), gehören u. a.<sup>1</sup> Milch-, Propion-, Buttersäurebakterien<sup>2</sup>, Hefen<sup>3</sup> usw., wobei meist die einzelnen, nahe verwandten Formen sich sehr verschieden verhalten, wie oben schon hinsichtlich des Vitamin B<sub>1</sub> auseinandergesetzt wurde. Will man z. B. Hefe bei geringer, also von vornherein wenig Wuchsstoffe enthaltender Aussaat in rein synthetischer Nährlösung ziehen, so genügt es, etwa *Aspergillus niger*, der in dieser Hinsicht weit anspruchsloser ist, vorher einzupflanzen und nach erfolgter Keimung und schwacher Entwicklung zu sterilisieren und danach die Aussaat vorzunehmen. Aber auch der so anspruchslose *Aspergillus niger*, der Typ eines auf rein synthetischen Nährlösungen wachsenden Pilzes, erfährt durch Stoffe noch unbekannter Art Förderungen<sup>4</sup>. Es ist klar, daß sich solche Wirkungen

<sup>1</sup> Vgl. z. B.: DOOREN DE JONG, L. E. DEN: Über *Micrococcus Eykmannii* n. sp., ein Bakterium, welches für sein Wachstum vitaminartige Stoffe braucht. Arch. Mikrobiol. **5**, 1 (1934). — GLADSTONE, G. P.: The nutrition of *Staphylococcus aureus*, nitrogen requirements. Brit. J. exper. Path. **18**, 322 (1937). — KNIGHT, B. C.: Bacterial nutrition Spec. Rep. Ser. Med. Res. Council Lond. **1936**, Nr 210 — The nutrition of *Staphylococcus aureus*; nicotinic acid and vitamin B<sub>1</sub>. Biochemic. J. **31**, 731 (1937). — LWOFF, A., u. M. LWOFF: Studies on co-dehydrogenases. I. Natur of the faktor „V“. II. Physiological function of the growth factor „V“. Proc. roy. Soc. Lond., s. B **122**, 352, 360 (1937) — C. r. Acad. Sci. Paris **203**, 520 (1937). — MUELLER, J. H., u. S. COHEN: Beta alanine as a growth accessory for the diphtheriae bacillus. J. Bacter. **34**, 381 (1937). — ROBBINS, W. J.: Organisms requiring vitamin B<sub>1</sub>. Proc. nat. Acad. Sci. USA. **24**, 53 (1938). — SARTORY, A., R. SARTORY u. J. MEYER: De l'influence de certains vitamines hydrosolubles sur la vitesse de croissance de diverses bactéries cocciformes. C. r. Acad. Sci. Paris **206**, 1414 (1938).

<sup>2</sup> FROMAGEOT, CL., u. P. PAIX: Respiration et fermentation chez *Propionibacterium pentosaceum*. Enzymologia **3**, 288 (1937). — FROMAGEOT, CL., u. P. LAROUX: Sur la nutrition azotée des bactéries propioniques. II. Utilisation de l'azote ammoniacal. Bull. Soc. Chim. biol. Paris **18**, 812 (1936). — FROMAGEOT, CL., u. E. L. PIRET: Sur la nutrition azotée de quelques espèces de bactéries propioniques. Arch. Mikrobiol. **7**, 551 (1936). — LAVA, V. G., R. ROSS u. K. C. BLANCHARD: Is vitamin B<sub>2</sub> the accelerating factor in the fermentation of sugar by propionic organisms? Philippine J. Sci. **59**, 493 (1936). — ORLA-JENSEN, S., N. C. OTTE u. A. SNOG-KJAER: Der Vitaminbedarf der Milchsäurebakterien. Zbl. Bakter. II **94**, 343 (1936) — Der Vitaminbedarf verschiedener Bakterien außerhalb der Milchsäurebakterien der Milch. Ebenda **94**, 447 (1936) — Über Wuchsstoffe in den Peptonen. Ebenda **94**, 452 (1936) — Die Stickstoffernährung der Milchsäurebakterien. Ebenda **94**, 460 (1936). — SNELL, E. E., F. M. STRONG u. W. H. PETERSON: Growth factors for bacteria. VI. Fractionation and properties of an accessory factor for lactic acid bacteria. Biochemic. J. **31**, 1789 (1937). — SNELL, E. E., E. L. TATUM u. W. H. PETERSON: ... III. Some nutritative requirements of *Lactobacillus Delbrückii*. J. Bacter. **33**, 207 (1937). — TATUM, E. L., W. H. PETERSON u. E. B. FRED: An unknown factor stimulating the formation of butyl alcohol by certain butyric acid bacteria. Ebenda **27**, 207 (1934). — TATUM, E. L., H. G. WOOD u. W. H. PETERSON: Growth factors for bacteria. V. Vitamin B<sub>1</sub> a growth stimulant for propionic acid bacteria. Biochemic. J. **30**, 1898 (1936) — Essential growth factors for propionic acid bacteria. II. Nature of the Neuberger precipitate fraction of potato. Replacement by ammonium sulfate or by certain amino acids. J. Bacter. **32**, 167 (1936). — WERKMAN, C. H., u. R. W. BROWN: The propionic acid bacteria. II. Classification. J. Bacter. **26**, 393 (1933). — WOOD, H. G., A. A. ANDERSON u. C. H. WERKMAN: Growth factor for propionic and lactic acid bacteria. Proc. Soc. exper. Biol. a. Med. **36**, 217 (1937) — Nutrition of the propionic acid bacteria. J. Bacter. **36**, 201 (1938). — WOOD, H. G., E. L. TATUM u. W. H. PETERSON: Growth factor for bacteria. IV. An acidic ethersoluble factor essential for growth of propionic acid bacteria. J. Bacter. **33**, 227 (1937).

<sup>3</sup> Auf die zahlreiche Hefe-Literatur kann hier nicht eingegangen werden; es mag z. B. auf die laufende Behandlung in Fortschr. Bot., Berlin: Julius Springer, verwiesen werden.

<sup>4</sup> So findet sich in *Rhizopus suinus* ein das Wachstum von *Aspergillus niger* fördernder Stoff: NIELSEN, N.: The effect of Rhizopin on the production of matter of *Aspergillus niger*. Medd. Carlsberg Laborat. **19**, Nr 5 (1931). — NIELSEN, N., u. V. HARTELIUS: Untersuchungen über die Wirkung einiger Metalle als Co-Wuchsstoffe. Biochem. Z. **259**, 340 (1933). — Über weitere Wuchsstoffwirkung auf *Aspergillus niger* vgl.: NIELSEN, N., u. V. HARTELIUS: Versuche über den Einfluß des  $\beta$ -Alanins auf das Wachstum von *Aspergillus niger*. Biochem. Z. **296**, 171 (1938). Dort weitere Literatur — Über die Trennung

weitgehend im Boden in Hinsicht auf das Zusammenleben der Mikroorganismen bzw. bei der sehr verschiedenartigen Reaktion der einzelnen Formen auf Verteilung und Tätigkeit der einzelnen Mikroorganismen äußern werden, wozu noch die in den Naturstoffen, die in den Boden gelangen, vorhandenen Wirkstoffe kommen. Es sei nur noch einmal auf die oben gemachte Bemerkung hinsichtlich der Anaeroben hingewiesen sowie darauf, daß gerade auch die Buttersäurebakterien zu den ergänzungsstoffbedürftigen Bakterien (s. oben) gehören, in welche Gruppe auch der stickstoffbindende *Bacillus amylobacter* einzureihen ist. Die Bedeutung solcher Stoffe für die Stickstoffbindung dieses Organismus ist noch gar nicht bekannt. Daß derartige, von Mikroorganismen gebildete Stoffe auch auf höhere Pflanzen wirken können oder könnten, ist S. 497 bei der Mykorrhiza und S. 492 f. bei der Rhizosphäre erwähnt. Auch für die Mikroorganismensymbiose mit Tieren (S. 554) könnte derartiges in Frage kommen. Als sehr bemerkenswert ist noch zu erwähnen, daß unter den Hefen die Wildformen anspruchsloser in der Ernährung und offenbar von den Wuchsstoffen unabhängiger als die Kulturformen sind<sup>1</sup>. Es erscheint nicht ausgeschlossen, daß manche Degenerationserscheinungen in der Kultur auf das Nachlassen derartiger, ursprünglicher Fähigkeiten zurückzuführen sind (Domestikationserscheinungen). Darauf dürfte auch das verschiedene, oben mehrfach erwähnte Verhalten nächstverwandter Arten hindeuten. Offenbar sitzt diese Fähigkeit sehr verschieden fest. Alle diese Erscheinungen sind für die Mikrobiologie des Bodens zweifellos von größter Bedeutung, wenn auch noch keine greifbaren Zusammenhänge bekannt sind.

Schädliche Beeinflussung verschiedener Mikroorganismen: Mit diesen Erscheinungen — dem Antagonismus bei Mikroorganismen — hat man sich vielfach beschäftigt. Es ist nicht möglich, an dieser Stelle die ganze Literatur zu besprechen, auf die hiermit auszugsweise verwiesen sei<sup>2</sup>. Zusammen-

der auf die Stoffproduktion der Hefe und Schimmelpilze einwirkenden Wuchsstoffe. C. r. Trav. Labor. Carlsberg **22**, 1 (1937). — NIELSEN, N., u. FANG SING-FANG: Vergleichende Untersuchungen über Wuchsstoffwirkung auf verschiedene Arten von Hefe und Schimmelpilzen. Ebenda **22**, 141 (1937). — RONSDORF, L.: Vergleichende Untersuchungen über die Wirkung verschiedener Wuchsstoffe auf das Wachstum einiger Pilze. Arch. Mikrobiol. **6**, 309 (1935). — Ferner hat Vitamin B einen gewissen Einfluß: BÜNNING, E.: Wachstum und Stickstoff-assimilation bei *Aspergillus niger* unter dem Einfluß von Wachstumsregulatoren und von Vitamin B. Ber. dtsh. bot. Ges. **52**, 423 (1934). — Hinsichtlich anderer Pilze vgl. man S. 484, Anm. 4 u. 5.

<sup>1</sup> Daher kann z. B. *Torula utilis* mit rein anorganischen Stickstoff gezogen werden: FINK, H., R. LECHNER u. E. HEINISCH: Über die Futterhefegewinnung in Holzzuckerlösungen. I. II. Biochem. Z. **278**, 23; **283**, 71 (1935). — Vgl. noch: RENNERFELT, E.: Beobachtungen über den gegenseitigen Einfluß einiger Pilze aufeinander. Sv. bot. Tidskr. **32**, 332 (1938).

<sup>2</sup> Eine zusammenfassende Darstellung findet sich bei S. A. WAKSMAN: Associative and antagonistic effects of microorganisms. I. Historical review of antagonistic relationships. Soil Sci. **43**, 51 (1937). — Im folgenden ist einige neuere Literatur angeführt: Antagonismus von Bakterien: BESTA, B., u. H. KUHN: Untersuchungen über Antagonismus zwischen Diphtheriebacillen und anderen Bakterien. Z. Hyg. **116**, 520 (1934). — BIRCH-HIRSCHFELD, L.: Versuch zur Analyse der Pyocyanase. Ebenda **116**, 304 (1934). — DMITREVSKAIA, N. A.: Arch. biol. NAUK **43**, 337; engl. Zusammenfassung 344. Ref. Physiol. **102**, 490. — DONDOROFF, M.: Dynamics of dissociated bacterial cultures. Proc. Soc. exper. Biol. a. Med. **35**, 339 (1936). — EISLER, M., u. I. JACOBSON: Über die antagonistische Wirkung steriler Bouillonextrakte aus *Bacterium prodigiosum*. Z. Hyg. **117**, 76 (1935). — ETINGER-TULCYNKA, R.: Über Bakterienantagonismus. Z. Inf.krkh. Haustiere **113**, 762 (1932). — GOLDMANN, W.: Untersuchungen über den Coli-Milzbrandantagonismus. Zbl. Bakter. I Orig. **136**, 345 (1936) — GUNDEL, M., u. H. KLIEWE: Experimentelle Untersuchungen über das antagonistisch wirksame Prinzip der Koli- gegenüber Milzbrandbazillen. Zbl. Bakter. I Orig. **124**, 519 (1932). — HETTICHE, H. O., u. W. VOGEL: Vergleichende Untersuchungen über die antagonistische Wirkung von *Bacterium fluorescens* und *Bacterium pyocyaneum*. Arch. f. Hyg. **117**, 234 (1937). — JAKEŠ, E.: Antagonismus der Mikroorganismen auf zähen Substraten. Sborn. českoslov. Akad. zeměd. **2**, 115 (1937). Ref. Zbl. Bakter. II **97**, 249. — ISABOLINSKI, M. P., u. R. M. SOBOLEWA: Über den Antagonismus

gefaßt kann gesagt werden, daß es sich nicht nur um rohe Hemmungen, etwa hervorgerufen durch Bildung von Säuren oder Alkalien handelt, sondern um andersartige, die zum Teil an die Wirkung spezifischer Toxine u. dgl. erinnern. Teilweise wurde festgestellt, daß sie thermolabil sind. Zweifellos handelt es sich

der Bakterien. Zbl. Bakter. I Orig. **133**, 107 (1934). — KOCH, F. E., u. E. KRÄMER: Über den Antagonismus von Colibakterien gegen Typhusbakterien, Staphylokokken und Streptokokken. Untersuchungen in vitro. Ebenda **123**, 308 (1932). — KONISHI, K.: Effect of soil bacteria on the growth of the root nodule bacteria. Kyoto Coll. Agr. Mem. **16** (1931). — KRAMER, H.: Neue Untersuchungen über die antagonistische Wirkung des *Bacillus pyocyaneus*. Z. Immun.forsch. **84**, 505 (1935). — LASSEUR, PH., u. J. G. MARCHAL: Associations bactériennes. Antibiologie. Trav. Labor. Microbiol. Fac. Pharmacie Nancy **7**, 75 (1934). — LASSEUR, PH., A. DUPAIX-LASSEUR u. G. REHN: Tentatives d'explication du mécanisme de certains antagonismes. Ebenda **7**, 91 (1934). — LASSEUR, PH., u. F. FERRY: Action des filtrats et des autolysats de différents bactéries sur le tableau de la vie de *B. mesentericus niger*. Ebenda **9**, 49 (1936). — LEWIS, J. M.: Bacterial antagonism with special reference to the effect of *Pseudomonas fluorescens* on spore forming bacteria in soils. J. Bacter. **17**, 89 (1929). — NEUFELD, E., u. H. KUHN: Untersuchungen über „direkten“ Bakterienantagonismus. Z. Hyg. **116**, 95 (1934). — PERETZ, L. H., u. E. M. SLAWSKY: Die Bedeutung der normalen Mikroflora für den Organismus. *Bacterium coli* als Immunitätsfaktor. Z. Immun.forsch. **80**, 520 (1933). — REGNIER, J., u. S. LAMBIN: Étude d'un cas d'antagonisme microbien. C. r. Acad. Sci. Paris **199**, 1682 (1934). — RIZZI, J.: Untersuchungen über die antagonistische Wirkung der Colibazillen verschiedener Herkunft. Z. Immun.forsch. **82**, 380 (1934). — ROCHAIX, A., u. G. VIEUX: Antagonisme du bacille pyocyanique et du colibacille dans l'eau d'alimentation. C. r. Soc. Biol. Paris **124**, 1118 (1937). — SANFELICE, FR.: Der Antagonismus des Milzbrandbazillus gegenüber dem *Bact. coli*. Arch. f. Hyg. **110**, 348 (1933). — SCHILLING, C., u. L. CALIFANO: Antagonismus der Bakterienarten. Zbl. Bakter. I Orig. **119**, 244 (1930). — SCHWEIZER, G.: *Bacillus hirudinis*, ein spezifischer Symbiont des Blutegels. Arch. Mikrobiol. **7**, 235 (1936). — WEILAND, P.: Bakterizide Wirkung von *Mesentericus*-filtraten auf Diphtheriebazillen. Zbl. Bakter. I Orig. **136**, 451 (1936).

Antagonismus von Actinomyceten: BORODULINA, J. S.: Interrelations of soil Actinomyces and *B. mycoides*. Microbiology **4**, 561 (1935); engl. Zusammenfassg 584. — MCCORMACK, R. B.: The associative action of some species of actinomyces. Diss. Cornell Univ. 1936. — NAKHIMOVSKAIA, M. J.: The antagonism between Actinomycetes and soil bacteria. Microbiology **6**, 131 (1937); engl. Zusammenfassg 155. — NOVGRUDSKY, D. M.: Über *Pyronema confluens* Tul. und sein Verhalten zu den Mikroorganismen des Bodens. Bjul. moskov. Obšč. Ispyt. Prir. **45**, 384 (1936). Ref. Forsch.dienst **3**, 160. — TIMS, E. C.: An actinomycete antagonistic to a *Pythium* root parasite of sugar cane. Phytopathology **22**, 27 (1932).

Antagonismus von Hefen: BACHMANN, W.: Über Fernwirkung einer Hefekultur auf Mikroorganismen. Zbl. Bakter. I Orig. **124**, 113 (1932). — MELIN, E.: Zur Frage des Antagonismus zwischen frei lebenden Mikroorganismen. Untersuchungen an Holzschliff. Arch. Mikrobiol. **4**, 509 (1933) — Sv. Skogsv. Tidskr. **3**, 397 (1934). — OKUNUKI, K.: Über die Beeinflussung des Wachstums der Schimmelpilze durch die von Rosaheten gebildeten Stoffe. Jap. J. of Bot. **5**, 401 (1931).

Antagonismus von Pilzen: ASTHANA, R. P., u. L. E. HAWKER: The influence of certain fungi on the sporulation of *Melanospora destruens* Shear and some other Ascomycetes. Ann. of Bot. **50**, 325 (1936). — BLATTNY, C.: Beitrag zur Kenntnis der intraspezifischen Aversion bei Schimmelpilzen. Sborn. českoslov. Akad. zeměd. **2**, 138 (1937). Ref. Zbl. Bakter. II **97**, 474. — BROWN, J. G.: Watermelon susceptible to texas root-rot. Science (N. Y.) **78**, 509 (1933). — CARKER, J. C.: Diffusive nature of the inhibitory agent produced by fungi. Phytopathology **25**, 1031 (1935). — CHAZE, M., u. A. SARAZIN: Nouvelles données biologiques et experimentales sur la môle maladie du champignon de couche. Ann. des Sci. natur. Bot. **18**, 1 (1936). — CLUTTERBUCK, P. W., R. LOVELL u. H. RAISTRICK: Studies on the biochemistry of microorganisms. XXVI. The formation from glucose by members of the *Penicillium chrysogenum* series of a pigment, an alkali-soluble protein and penicillin-the antibacterial substance of Fleming. Biochemic. J. **26**, 1907 (1932). — FLEMING, A.: On the antibacterial action of cultures of a *Penicillium*, with special reference to their use in the isolation of *B. influenzae*. Brit. J. exper. Path. **10**, 226 (1929). — GIVELLI, F.: Ann. di Bot. **20**, 327 (1933). — NIETHAMMER, A.: Wachstumsversuche mit mikroskopischen Bodenpilzen. Arch. Mikrobiol. **9**, 23 (1938). — PALEY, T., u. P. OSICHEVA: Reciprocal action of *Aspergillus niger* und *Penicillium luteum purpurogenum* Thom and Church. Trudy nauchno-izsled. Inst. Pischthch. Promish. **3** (4), 146 (1936). Zit. nach S. A. WAKSMAN (s. oben). — ROSEN, H. R., u. L. SHAW: Studies on *Sclerotium Rolsii*, with special reference to the

um eine Fülle verschiedenartiger Erscheinungen, bei denen auch noch kaum zu erkennen ist, wieweit sie im Boden tatsächlich zur Wirkung kommen. Dabei wurden auch morphologische und physiologische Veränderungen der Bakterien während der Zeit der Einwirkung solcher Stoffe festgestellt, wie z. B. von J. S. BORODULINA<sup>1</sup> und M. J. NAKHIMOVSKAIA<sup>1</sup> bei Einwirkung von Actinomyceten auf *Bacillus mycoides* und andere<sup>2</sup>. Es sei noch erwähnt, daß sich auch im Boden toxische Stoffe befinden können. Nach I. M. LEWIS<sup>3</sup> entstehen

metabolic interchange between soil inhabitants. J. agricult. Res. **39**, 41 (1929). — REID, R. D.: Some properties of a bacterial-inhibitory substance produced by a mold. J. Bacter. **29**, 215 (1935). — SATOH, R.: Mem. Coll. Agr. Imp. Univ. **13**, 41 (1931).

Weitere Angaben über antagonistische Beeinflussung von pflanzenpathogenen Pilzen: ALLEN, M. C., u. C. M. HAENSELER: Antagonistic action of *Trichoderma* on *Rhizoctonia* and other soil fungi. Phytopathology **25**, 244 (1935). — BAMBERG, R. H.: Bacteria antibiotic to *Ustilago Zeae*. Ebenda **21**, 881 (1931). — BISBY, G. R., N. JAMES u. M. TIMONIN: Fungi isolated from Manitoba soils by the plat method. Canad. J. Res. **8**, 253 (1933). — BRÖMMELHUES, M.: Die wechselseitige Beeinflussung von Pilzen und die Bedeutung der Pilzkonkurrenz für das Ausmaß der Schädigung an Weizen durch *Ophiobolus graminis* Sacc. Zbl. Bakter. II **92**, 81 (1935). — CARTER, J. C.: Diffusible nature of the inhibitory agent produced by fungi. Phytopathology **25**, 1031 (1935). — CHUDIJKOV, J. P.: The lytic action of soil bacteria on parasitic fungi. Microbiology **4**, 193 (1935); engl. Zusammenfassg 204. — ENDO, S.: Studies on the antagonism of microorganisms. I. Growth of *Hypochnus sasakii* Shirai as influenced by the antagonistic action of other microorganisms. Bull. Miyazaki Coll. Agr. Forsch. **3**, 95 (1931) — ... II. Growth of *Hypochnus sasakii* Shirai as influenced by the antagonistic action of other microorganisms. Ebenda **4**, 133 (1932). — ... III. Ebenda **4**, 159 (1932) — ... IV. Growth and pathogenicity of *Sclerotium oryzae sativae* Sawada in the presence of other microorganisms. Ebenda **5**, 51 (1933). — FAWCETT, H. S.: The importance of investigations on the effects of known mixtures of microorganisms. Phytopathology **21**, 545 (1931). — GARETT, S. D.: Factors affecting the severity of take-all. J. agricult. Soc. Austr. **37**, 664 (1934) — Ebenda **37**, 799 — ... III. The climatic factor. Ebenda **37**, 976 (1934) — Factors affecting the pathogenicity of cereal foot-rot fungi. Biol. Rev. **9**, 351 (1934) — Soil conditions and the take-all disease (*Ophiobolus graminis*) of wheat. Ann. appl. Biol. **23**, 667 (1936). — HENRY, A. W.: The natural microflora of the soil in relation to the foot-rot problem of wheat. Canad. J. Res. **4**, 69 (1931) — Occurrence and sporulation of *Helminthosporium sativum* P. K. B. in the soil. Ebenda **5**, 407 (1931) — Ebenda **7**, 198 (1932). — HINO, I.: Antagonistic action of soil microbes with special reference to plant hygiene. Trans. 3. Internat. Congr. Soil Sci. **1**, 173 (1935). — JOHNSON, D. E.: The antibiosis of certain bacteria to smuts and some other fungi. Phytopathology **21**, 843 (1931) — The antagonism of certain bacteria to corn smut, *Ustilago Zeae*. 6. Internat. Bot. Congr. **2**, 221 (1935). — LEEMANN, A. C.: The problem of plant immunity. Zbl. Bakter. II **85**, 360 (1931). — LUYK, A. VAN: Antagonism between various microorganisms and different species of the genus *Pythium*, parasitizing upon grasses and luzerne. Meded. phytopath. Labor. Scholten, Baarn. Deel **14**, 43 (1938). — MORITZ, O.: Weitere Studien über die Ophiobolose des Weizens. Arb. biol. Reichsanst. Land- u. Forstw. **20**, 27 (1932). — NOVIGRUDSKY, D., E. BEREZOWA, M. NACHIMOVSKAJA u. M. PERIKOWA: The influence of bacterization of flax-seed on the susceptibility of reedlings to infection with parasitic fungi. C. r. Acad. Sci. USSR. **14**, 385 (1937). Ref. Bot. Zbl. **30**, 223. — PORTER, C. L.: Mixed cultures of bacteria and fungi. Proc. Indian Acad. Sci. **41**, 149 (1932). — ROSEN, H. R., u. L. SHAW: Studies on *Sclerotium Rolfssii*, with special reference to the metabolic interchange between soil inhabitants. J. agricult. Res. **39**, 41 (1929). — SANDFORD, G. B., u. W. C. BROADFOOT: Studies of the effects of other soil inhabiting microorganisms on the virulenz of *Ophiobolus graminis* Sacc. Sci. Agr. **11**, 512 (1931). — VASUDEVA, R. S.: Studies in the physiology of parasitism. XII. On the effect of one organism in reducing the parasitic activity of another. Ann. of Bot. **44**, 557 (1930). — WEINDLING, R.: *Trichoderma lignorum* as a parasite of other soil fungi. Phytopathology **22**, 837 (1932) — Studies on a lethal principle effective in the parasitic action of *Trichoderma lignorum* on *Rhizoctonia solani* and other soil fungi. Ebenda **24**, 1153 (1934). — WEINDLING, R., u. O. EMERSON: The isolation of a toxic substance from the culture filtrate of *Trichoderma*. Ebenda **26**, 1068 (1936). — WEINDLING, R., u. H. S. FAWCETT: Experiments in the control of *Rhizoctonia damping-off* citrus seedlings. Hilgardia **10**, 1 (1936).

<sup>1</sup> BORODULINA, J. S., u. M. J. NAKHIMOVSKAIA: Zitiert Anm. auf S. 487 unter Actinomyceten.

<sup>2</sup> Vgl. noch: PRUCHANSKAJA, E.: Die Symbiose als rassebildender Faktor bei Mikroorganismen. C. r. Acad. Sci. USSR. **3**, 461 (1934). Ref. Zbl. Bakter. II **92** (383).

<sup>3</sup> LEWIS, I. M.: Zitiert Anm. auf S. 487.

Stoffe, die auf gewisse Bakterien wirken, nicht durch Sterilisation des Bodens, sondern durch Bakterientätigkeit, z. B. durch *Pseudomonas fluorescens*. Indessen ist nachgewiesen, daß z. B. empfindliche Pilze, wie koprofile Ascomyceten und Hymenomyceten, namentlich Boletusarten, auf sterilisiertem Substrat nicht wachsen<sup>1</sup>. Zweifellos werden hier beim Sterilisieren Hemmungsstoffe gebildet. Auf dieser Erkenntnis beruht die Methode von E. MELIN<sup>2</sup> zur Kultur solcher Pilze: Das sterilisierte Substrat wird mit *Trichoderma lignorum* geimpft; nach 4 Wochen sind dann die Hemmungsstoffe zerstört, und der empfindliche Pilz kann wachsen. Auf die Bedeutung der Beseitigung von Hemmungsstoffen beim Wachstum der Orchideen ist S. 497 hingewiesen. Unter Hinweis auf einige Sammelberichte<sup>3</sup> sei hier noch ganz kurz die Frage der Bakteriophagie gestreift, auf die hinsichtlich der Knöllchenbakterien S. 509f. eingegangen ist, dagegen hat man Bakteriophagie bei *Azotobacter* bisher noch nicht<sup>4</sup>, wohl aber bei anderen Bodenbakterien<sup>5</sup> festgestellt. Während man aber Bakteriophagen aus Wasser, namentlich Abwasser, leicht gewinnen kann, scheint dies nach O. VERONA<sup>6</sup> aus Erde nicht ohne weiteres möglich zu sein. Jedenfalls ist nicht bekannt, welche Rolle die Bakteriophagie im Boden spielt. Es handelt sich vielleicht nur um stoffwechselphysiologische Vorgänge (vgl. die Virusfrage<sup>7</sup>), jedenfalls aber wohl nicht um die Tätigkeit ultravisibler Parasiten. Ob durch solche Erscheinungen eine „Bodenmüdigkeit“<sup>8</sup> zustande kommen kann, sei dahingestellt. Jedenfalls aber ist dieser Begriff zu unbestimmt, als daß er hier gesondert behandelt werden könnte. Natürlich könnte jede Störung des mikrobiologischen Gleichgewichtes im Boden, auch in der Rhizosphäre usw., eine Bodenmüdigkeit bedingen; aber abgesehen vom Überhandnehmen von Parasiten sind diese Dinge zur Zeit noch nicht genau zu erfassen.

Der Begriff der „Rhizosphäre“ hat eine starke Neubelebung erfahren. Erneut wurde mehrfach festgestellt, daß in unmittelbarer Nähe der Wurzeln mehr Mikroorganismen vorhanden sind als im umgebenden Boden, wie solches das folgende Beispiel nach C. THOM und H. HUMFELD<sup>9</sup> bei Mais, bezogen auf je 1 g Boden, zeigt:

<sup>1</sup> LIHNELL, D.: Zur Frage der chemischen Sterilisierung von Humus für Pilzkulturen. Arch. Mikrobiol. **6**, 326 (1935). — SCHWEIZER, G.: Die Kaltsterilisation von Nährböden und ihre Bedeutung für die Reinkultur von Mikroorganismen. Ebenda **7**, 297 (1936) — Einführung in die Kaltsterilisationsmethode. Jena: G. Fischer 1937.

<sup>2</sup> MELIN, E.: En ny metodik för svamskulturer på sterilizerad humus. Sv. bot. Tidskr. **28**, 441 (1934).

<sup>3</sup> DEMETER, K. J.: Bakteriophagie und Landwirtschaft. Fortschr. Landw. **3**, 394 (1928). — HODER, F.: Der gegenwärtige Stand der Bakteriophagenforschung. Arch. Mikrobiol. **4**, 589 (1933). — BECHHOLD, H.: Ferment oder Lebewesen? Kolloid-Z. **66**, 329; **67**, 66 (1934). — KRUEGER, A. P.: Physiol. Rev. **16**, 129 (1936).

<sup>4</sup> DOOREN DE JONG, L. E. den: Zitiert S. 520, Anm. 2.

<sup>5</sup> Zum Beispiel: DOOREN DE JONG, L. E.: Studien über Bakteriophagie. IV. Mitt. Über *Bacillus mycoides* und den darin enthaltenen Bakteriophagen. Zbl. Bakter. I Orig. **131**, 401 (1934).

<sup>6</sup> VERONA, O.: Recherches d'un principe lysant dans les terres cultivées. Soc. Internat. Microbiol. Sez. Ital. **6**, 427 (1934).

<sup>7</sup> STANLEY, W. M.: The reproduction of virus proteins. Amer. Naturalist **72**, 110 (1938). Sammelbericht über den Stand der Chemie der Virusformen.

<sup>8</sup> RIPPEL, K. [Über Begriff und Wesen der Bodenmüdigkeit. Phytopath. Z. **9**, 507 (1936)], sieht die Ursache der Bodenmüdigkeit in der Ausscheidung von Stoffwechselprodukten der höheren Pflanzen.

<sup>9</sup> THOM, C., u. H. HUMFELD: Notes on the association of microorganisms and roots. J. Bacter. **23**, 79 (1932). — Notes on the association of microorganisms and roots. Soil Sci. **34**, 29 (1932). — Vgl. weiter: ADACHI, M.: Untersuchungen über die Rhizosphäre der Pflanzen. (Vorl. Mitt.) J. Soc. Tropical Agr. Taihoku Imp. Univ. Formosa **5**, 277 (1933). — LUNA DE LA FUENTE, L. M.: Beiträge zur Kenntnis der Rhizosphäre. Diss. Bonn 1936.



	Pilze	Bakterien	$\rho_H$
Boden . . . . .	100 000	5 500 000	4,8
Boden an den Wurzeln. . . . .	800 000	26 000 000	5,2
Faserwurzel . . . . .	7 000 000	136 000 000	5,6

Daß auf Grasland mehr Mikroorganismen gefunden wurden als im Acker bzw. im unbewachsenen Boden<sup>1</sup>, dürfte möglicherweise auf diese Erscheinung zurückzuführen sein. Dabei vermehrt sich nach G. TRUFFAUT und M. LEFOUIN<sup>2</sup> bei Weizen die Zahl der Mikroorganismen während des Wachstums und nimmt nach der Ernte wieder ab. Ähnliches stellten N. A. KRASSILNIKOV, A. E. KRISS und M. A. LITWINOV<sup>3</sup> fest, die jedoch 2 Maxima, das erste zu einem frühen Zeitpunkt der Vegetation, das zweite zur Zeit der Fruchtbildung fanden. Ferner erkannten D. A. SABININ und E. G. MININA<sup>4</sup>, daß Sandböden arider Gegenden in kurzer Entfernung vom Wurzelsystem praktisch steril sind. Diese Anhäufungen von Mikroorganismen unmittelbar an der Wurzel und besonders an den Wurzelhaaren, die früher nur durch Plattenzählung ermittelt worden waren, konnten einerseits mittels der direkten mikroskopischen Untersuchung nach CONN-WINOGRADSKY<sup>5</sup> bestätigt und andererseits mittels der ROSSI-CHOLODNYSchen Aufwuchsplattenmethode dadurch von A. RIPPEL<sup>6</sup> nachgewiesen werden, daß man die Wurzeln über die Glasplatte wachsen ließ und dann wie üblich untersuchte. N. HULPOI, G. ROSSI und R. L. STARKEY<sup>7</sup>, von denen letzterer besonders viel Actinomyceeten fand, zeigten dann unter Anwendung der gleichen Methode ebenfalls diese Mikroorganismenanhäufungen um die Wurzeln, wobei es sich um die mannigfachsten Formen handelte. G. ROSSI stellte dabei fest, daß an den Wurzeln die

<sup>1</sup> Vgl. hierzu: MCKINLEY, A. D.: Effects of Sorghum plants on biological activities in the soil. *Soil Sci.* **32**, 469 (1931). — REUSZER, H. W.: Microbiological changes occurring in a soil under pasture and bare conditions. *J. amer. Soc. Agronomy* **23**, 417 (1931). — EGGLETON, W. G. E.: Studies on the microbiology of grassland soil. Part. I. General chemical and microbiological features. *J. agricult. Sci.* **24**, 416 (1934).

<sup>2</sup> TRUFFAUT, G., u. M. LEFOUIN: De l'influence de la microflore du sol sur la végétation du blé. *C. r. Acad. Sci. Paris* **197**, 787 (1933).

<sup>3</sup> KRASSILNIKOV, N. A., A. E. KRISS u. M. A. LITWINOV: The microbiological characteristic of the rhizosphere of cultural plants. *Microbiology* **5**, 87 (1936); engl. Zusammenfassg 98. — The effect of the root-system on the soil microflora. *Ebenda* **5**, 270 (1936); engl. Zusammenfassg 285. — KRASSILNIKOV, N. A.: Zur mikroskopischen Charakteristik der Böden des Transvolgagabietes. *Arb. Irrigationskomm.* **3**, 141 (1934). *Ref. Zbl. Bakter. II* **94**, 365. (Rhizosphäre vom Alter der Kulturpflanze abhängig.) — OBRACOWA, A. A.: Die Mikroorganismen der Rhizosphäre in der Roterde. *Ber. Akad. Wiss. USSR.* **1—2**, 63 (1937). *Ref. Zbl. Bakter. II* **97**, 256. (In Rhizosphäre junger Teepflanzen mehr Mikroorganismen als in der alten Pflanze; sporenlose überwiegen.) — Vgl. noch: THOM, CH., F. E. CLARK, M. L. FIERKE u. H. FELLOWS: Variations in the microflora of wheat roots following soil amendments. *J. Bacter.* (Abstr.) **36**, 322 (1938).

<sup>4</sup> SABININ, D. A., u. E. G. MININA: Das mikrobiologische Bodenprofil als zonales Kennzeichen. *Proc. a. Papers 2. Internat. Congr. Soil Sci.* **3**, 224 (1930). — OBRACOWA, A. A.: Mikroorganismen der Rhizosphäre in der Roterde im Batumgebiet. *Ber. Akad. Wiss. USSR.* **1**, 255 (1936). (Wenig Mikroorganismen in der sauren Erde; diese um Wurzeln gehäuft.)

<sup>5</sup> Vgl. S. 489, Anm. 9. Weiter: ISAKOVA, A.: On the interrelations of higher plants and microorganisms. *Bull. Acad. Sci. USSR., Cl. Sci. math. et natur.* **1934**, 993. *Ref. Bot. Zbl.* **28**, 271.

<sup>6</sup> RIPPEL, A.: Allgemeine Grundlagen der mikrobiologischen Bodenuntersuchung (Bestimmung der Zahl). *Forsch.dienst* **1**, 28 (1936).

<sup>7</sup> HULPOI, N.: Demonstration von Mikroorganismen der Rhizosphäre mittels der Aufwuchsplattenmethode nach CHOLODNY. *Arch. Mikrobiol.* **7**, 579 (1936). — HULPOI, N., u. H. GLATHE: Die Bedeutung der Stalldüngerrolle für den Boden und die Ernteerträge. *Zbl. Bakter. II* **98**, 1 (1938). — ROSSI, G.: L'importance et les premiers résultats de la microscopie microbiologique du sol agricole. *Proc. 6. Internat. Bot. Congr.* **2**, 170 (1935) — Direct microscopic and bacteriological examination of the soil. *Soil Sci.* **41**, 53 (1936). — STARKEY, R. L.: Some influences of the development of higher plants upon the microorganisms in the soil. VI. Microscopic examination of the rhizosphere. *Soil Sci.* **45**, 207 (1938).

oben (S. 469) erwähnten Ruheformen fehlen. Indessen läßt sich noch nicht erkennen, ob es sich hierbei um eine spezifische Mikroflora und um ein echtes Zusammenleben mit der lebenden (vgl. unten) Wurzel handelt. Nach den bisherigen Erfahrungen scheint jenes allerdings nicht der Fall zu sein (N. A. KRASSILNIKOV<sup>1</sup>, R. L. STARKEY<sup>2</sup>). Das geht am besten aus den Untersuchungen von B. STILLE<sup>3</sup> hervor, der bei Impfung steriler Pflanzenkulturen mit aus der Institutsammlung stammenden Reinkulturen beliebiger Mikroorganismen, selbst Hefen, die bekannten Bilder der Mikroorganismenanhäufungen um die Wurzelhaare, wie Abb. 5 zeigt, erhielt. Nach A. A. ISAKOVA<sup>4</sup> allerdings soll es sich um Wurzelausscheidungen der Pflanzen handeln, die eine spezifische Mikroflora in der Rhizosphäre entstehen lassen. Doch konnte B. STILLE die Angabe des Verfassers nicht bestätigen, wonach Impfung der Samen von *Sinapis alba* mit einer Rhizosphärenaufschwemmung das Wachstum dieser Pflanze erheblich fördern soll. Er erhielt nur in einem Falle ein positives Ergebnis, das aber auf die saure Reaktion der Aufschwemmung und die dadurch bedingte Keimungsförderung zurückzuführen war<sup>5</sup>. Einige Aufmerksamkeit hat man auch dem Vorkommen von *Azotobacter* in der Rhizosphäre geschenkt. H. POSCHENRIEDER<sup>6</sup> fand dieses Bakterium zwar nicht in der engeren, aber in der weiteren Rhizosphäre angereichert. Aber R. L. STARKEY<sup>7</sup> fand es nicht als einen gerade häufigen Organismus, und N. A. KRASSILNIKOV<sup>8</sup> stellte sogar fest, daß es sich in der Rhizosphäre von Weizen nicht, in der von Mais nur schwach entwickelte, gut dagegen *B. denitrificans* und *B. fluorescens*; Fluorescenten

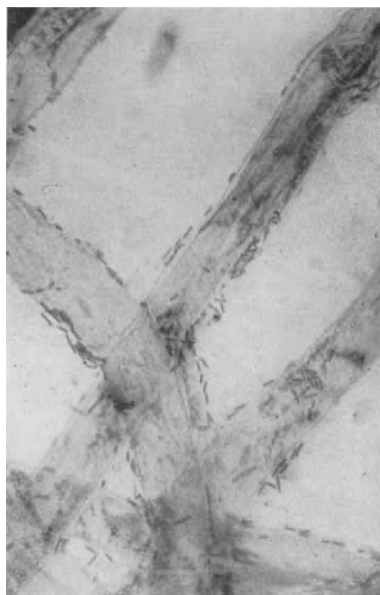


Abb. 5. Rhizosphäre von *Sinapis alba* und *Bacillus mesentericus*. Impfung von steriler Pflanzenkultur mit Bakterien-Reinkultur. (Nach STILLE.)

<sup>1</sup> N. A. KRASSILNIKOV und Mitarbeiter: Zitiert S. 490, Anm. 3.

<sup>2</sup> STARKEY, R. L.: Zitiert S. 490, Anm. 7.

<sup>3</sup> STILLE, B.: Untersuchungen über die Bedeutung der Rhizosphäre. Arch. Mikrobiol. **9**, 477 (1938). — C. B. TAYLOR (zitiert S. 469, Anm. 2) fand *Bacterium globiforme* als Rhizosphärenbakterium.

<sup>4</sup> ISAKOVA, A. A., u. A. SMIRNOVA: The influence of various microbe complexes of bacteriorrhizas on the development of higher plants. C. r. (Doklady) Acad. Sci. USSR. **14**, 397 (1937). Ref. Bot. Zbl. **30**, 224. — ISAKOVA, A. A.: On the influence of bacteriorrhizal microorganisms on the germination of seeds. Ebenda **14**, 463 (1937). Ref. ebenda S. 225 — On the problem of the nature of bacteriorrhizal microorganisms on plants. Ebenda **13**, 429 (1936). Ref. ebenda S. 226. — ISAKOVA, A. A., u. V. A. ANDREJEW: Ebenda **18**, 101 (1938). — ADATI, M.: Einflüsse einiger heterotrophischer Bakterien auf das Wachstum der Kulturpflanzen. J. Soc. Trop. Agr. Taihoku Univ. Formosa, Japan **10**, 337 (1938).

<sup>5</sup> Umgekehrt führt A. J. ROKITZKAJA [Biologische Phasen des im Erdboden Zellulose zersetzenden Mikroben *Spirochaeta cythophaga* und seine Verbreitung im Boden der Ukraine. Pedology **3**, 209 (1933). Ref. Zbl. Bakter. II **90**, 91] das Fehlen von *Cythophaga* in der Rhizosphäre der verschiedensten Pflanzen auf chemischen Einfluß der Pflanze zurück. — RIPPEL, K. (zitiert S. 489, Anm. 8) gibt ähnliche Wirkungen von *Pisum* auf Hefen an.

<sup>6</sup> POSCHENRIEDER, H.: Über die Verbreitung des *Azotobacter* im Wurzelbereiche der Pflanzen. Zbl. Bakter. II **80** (1930).

<sup>7</sup> STARKEY, R. L.: Zitiert S. 490, Anm. 7.

<sup>8</sup> KRASSILNIKOV, N. A.: Influence of root secretion of the development of *Azotobacter* and other soil organisms. Microbiology **3**, 343 (1934); engl. Zusammenfassg 359.

fand auch H. POSCHENRIEDER in der engeren Rhizosphäre angereichert. Unter diesen Umständen muß man mit Recht den Angaben über die günstige Wirkung einer Impfung von *Azotobacter* auf den Ertrag höherer Pflanzen<sup>1</sup> einstweilen mit R. L. STARKEY skeptisch gegenüberstehen.

Immerhin könnte auch eine beliebige Mikroflora die Umgebung der Wurzel irgendwie verändern, da z. B. C. THOM und H. HUMFELD<sup>2</sup> angeben, daß der  $p_H$ -Wert an den Wurzeln in saurem Boden erhöht (vgl. das obige Beispiel), in alkalischem erniedrigt werde. In diesem Zusammenhang verdient der von E. JAHN<sup>3</sup> aufgestellte Begriff der „peritrophen Mykorrhiza“ weitere Beachtung. Es handelt sich darum, daß die Wurzeln der Bäume von einer Pilzflora umgeben sind, die nichts mit den eigentlichen, also auch in die Wurzel eindringenden, Mykorrhizapilzen zu tun haben, sondern stets außen verbleiben. Diese „Begleitpilze“ (*Aspergillus*-, *Penicillium*arten, *Fungi imperfecti*, *Mucorineen*, also keine *Basidiomyceten* wie bei der echten Mykorrhiza) sollen als „lebende Puffer“ die Konzentration der Wasserstoffionen in einer für die Pflanze günstigen Weise regulieren. E. JAHN zeigt beispielsweise, daß die peritrophen Begleitpilze aus Buntsandsteinboden durch kohlen-sauren Kalk gehemmt, die aus Muschelkalkboden dadurch schwach gefördert werden, wobei es allerdings unentschieden ist, ob es sich um eine Wirkung der Ca- oder der H-Ionen handelt. Bei der Esche, die keine echte Mykorrhiza führt, fand P. KÜRBIS<sup>4</sup> eine Zunahme der Zahl der Pilzsporen wie auch der Bakterien nach der Wurzel hin. Als charakteristische Arten erwiesen sich auf den verschiedensten Standorten *Cylindrocarpum radicum* und ein *Fungus imperfectus* I, die nie in undurchwurzeltem Boden, ferner *Citromyces*arten und *Mortierella pusilla*, die stets in der Rhizosphäre, aber nur vereinzelt im undurchwurzelten Boden anzutreffen waren. Die beiden erstgenannten verändern den  $p_H$ -Wert nach der sauren Seite hin.

Auch Kulturpflanzen scheinen unter Umständen durch Pilze günstig beeinflusst werden zu können. So fand L. MANNOZI-TORINI<sup>5</sup>, daß von einer größeren Anzahl, nämlich 40, aus Ackerboden isolierten Pilzen 62,5% für Weizen toxische Produkte<sup>6</sup> ausschieden, 25% hemmend auf das Wachstum der Wurzeln, aber nicht auf das der oberirdischen Teile wirkten und 12,5% (*Cunninghamella spec.*, *Pirella spec.*, *Fusarium VI*) das Wachstum begünstigten.

<sup>1</sup> SCHELOUMOVA, A., u. O. PROTOD'JAKONOV: The rôle of *Azotobacter* in the nitrogen nutrition of higher plants under the conditions of Leningrad. Bull. State Inst. Agr. Microbiology **5**, 119 (1933). Ref. Zbl. Bakter. II **91**, 306. — SCHELOUMOVA, A., E. ZAITZEVA u. V. FAERMANNILOV: Duration of the influence of *Azotobacter* on the yield of higher plants and on the nitrogen balance. Ebenda **5**, 131 (1933). Ref. ebenda. — SSAWOSTIN, P.: Zur Frage über die Anwendung der den Boden mit Bakterien bereichernden Düngung in Tajgagebieten Westsibiriens. Zum Problem der Agrochemie in Westsibirien. Nowossibirsk **1934**, 71. Ref. Zbl. Bakter. II **94**, 363. — SAHASRABUDDHE, D. L.: Fixierung von Stickstoff durch Reisböden und Reispflanzen. Proc. Indian Acad. Sci., Sect. B **3**, 310 (1936). Ref. Chem. Zbl. **1936** II, 1050.

<sup>2</sup> THOM, C., u. H. HUMFELD: Zitiert S. 489, Anm. 9. — Vgl. noch: POTTER, C.: Soil microorganisms, their influence upon the potential difference between the plant and the soil. Zbl. Bakter. II **90**, 255 (1934).

<sup>3</sup> JAHN, E.: Die peritrophe Mykorrhiza. Ber. dtsh. bot. Ges. **52**, 462 (1934) — . . . 2. Zur Physiologie und Biologie der Begleitpilze. Ebenda **53**, 847 (1935). — Vgl. noch: JOHANN, F.: Untersuchungen über *Mucorineen* des Waldbodens. Zbl. Bakter. II **85**, 305 (1932).

<sup>4</sup> KÜRBIS, P.: Mykologische Untersuchungen über den Wurzelbereich der Esche. Flora (Jena) **131**, 129 (1936).

<sup>5</sup> MANNOZI TORINI, L.: Influence des produits d'excrétion des champignons du sol sur le développement du blé. Soc. Internat. Microbiol. Sez. Ital. **4**, 244 (1932).

<sup>6</sup> Auf die mannigfache Literatur über pflanzenparasitäre Bodenpilze kann hier nicht eingegangen werden. Hinsichtlich der antagonistischen Wirkung von Bodenmikroorganismen auf sie vergleiche S. 488 Anm.

Hingewiesen sei noch kurz auf die Annahme von „Auximonen“ nach W. B. BOTTOMLEY und Ähnlichem, organischen Stoffen oder Komplexen, die im Boden durch Mikroorganismenaktivität gebildet werden und das Wachstum der Pflanzen fördern sollen, was jedoch äußerst unsicher erscheint<sup>1</sup>. Nicht verwechselt werden darf damit die Wirkung von Humus, die auf der Wirkung seines Mineralstoffgehaltes beruht. Erwähnt sei hier nur, daß nach U. VARTIOVAARA<sup>2</sup> die gegenüber  $\text{NH}_4\text{NO}_3$  bessere Wirkung einer Düngung von Pflanzen mit Pilzmycel auf darin enthaltene spezifische organische Stoffe zurückgeführt wird. Falls ein Zusammenleben von Mikroorganismen, obligat oder zufällig, mit den Wurzeln höherer Pflanzen im Sinne der besprochenen Rhizosphäre vorhanden ist, so gewinnt vor allem die zweifellos vorhandene Ausscheidung organischer Stoffe durch die lebenden Wurzeln Bedeutung, falls es sich nicht, wenigstens teilweise, darum handelt, daß die Mikroorganismen von den absterbenden Wurzelhaaren leben, was sicherlich auch wohl zum Teil zutreffen dürfte. Eine Reihe von Beobachtungen deuten in diese Richtung<sup>3</sup>. Man vergleiche auch die auf S. 510 über die Ausscheidung von organischen Stickstoffverbindungen gemachten Beobachtungen. Gerade Leguminosen sollen eine besonders starke Anhäufung von Mikroorganismen in der Rhizosphäre zeigen, wie R. L. STARKEY<sup>4</sup> angibt. Allerdings genügt nicht, wie in den bisherigen Feststellungen bei Nichtleguminosen, die einfache Beobachtung, daß Mikroorganismen durch Wurzelextrakte gefördert oder gehemmt<sup>5</sup> werden, sondern es muß der Nachweis erbracht werden, daß solche Stoffe tatsächlich normalerweise durch die Wurzeln ausgeschieden werden, falls die Mikroorganismen nicht, wie oben angedeutet, von den absterbenden Wurzelteilen leben. Jedenfalls wird künftig die Frage an Hand von Reinkulturen, auch der höheren Pflanze, anzugreifen sein, in welcher Art B. STILLE vorgegangen ist.

Die Frage der Rhizosphäre ist noch in einem anderen Zusammenhang wichtig, nämlich in Hinsicht auf den Zusammenhang mit der Wurzelatmung. Einer Bemerkung von P. EHRENBERG<sup>6</sup> gegenüber, wonach die Kohlensäurebildung des

<sup>1</sup> ANSTEAD, R. D.: The relationships of organic fertilizers and vitamins. Monthly letter 38, Imp. Bur. Soil Sci. 1934 — Trop. Agricult. **12**, 34 (1935). — CARBONE, D., M. ARATA u. H. ROTH-SCHILD: Études sur une substance fertilisante. Soc. Internat. Microbiol. Sez. Ital. **10**, 160 (1938). — CLARK, N. A.: One aspect of the interrelation of soil bacteria and plant growth. J. amer. Soc. Agronomy **27**, 100 (1935). — EULER, H. v., D. BURSTRÖM u. G. GÜNTHER: Studien an Phytohormonen. Sv. kem. Tidskr. **46**, 250 (1934). — HARDY, F.: Auximone nutrition. Do plant growth-promoting substances occur in soil organic matter and organic manures? Trop. Agr. Trinidad **10**, 18 (1933). — HARTLEY, K. T., u. M. GREENWOOD: The effect of small applications of farmyard manure on the yields of cereals in Nigeria. Emp. J. exper. Agricult. **1**, 113 (1933). — HILITZER, A.: Über den Einfluß der Humusstoffe auf das Wurzelwachstum. Beih. z. bot. Zbl. **49**, 467 (1932). — ISAKOVA, A. A.: Zitiert S. 491, Anm. 4. — NATH, B. V.: Some aspects of plant nutrition. Agr. Res. Inst. Coimbatore, Curr. Sci., India **1932**. — NICOL, H.: The derivation of the nitrogen of crop plants, with special reference to associated growth. Biol. Rev. Cambridge philos. Soc. **9**, 383 (1934). — VIRTANEN, A. I., u. S. v. HAUSEN: Utilization of organic compounds by plants. Suom. Kem. B **7**, 97 (1934).

<sup>2</sup> VARTIOVAARA, U.: Zitiert S. 556, Anm. 3.

<sup>3</sup> KÜRBIŠ, P.: Zitiert S. 492, Anm. 4. — FLANCÓWNA, P.: Einfluß von Coleoptilen- und Radiculae-Wachstoffs von Zea Mais auf die Stickstoffbindung verschiedener Stämme von *Azotobacter chroococcum*. Act. Soc. bot. pol. **10**, 521 (1933). — RIPPEL, K.: Anm. 5.

<sup>4</sup> STARKEY, R. L.: Zitiert S. 490, Anm. 7. — Ausscheidung organischer Säuren und von Kohlenhydraten durch Wurzeln und Beeinflussung der Bakterienflora dadurch nimmt auch an G. TRUFFAUT: Congr. Chim. Ind. Paris **17** II, 911 (1937).

<sup>5</sup> RIPPEL, K. (zitiert S. 489, Anm. 8) fand Hemmung von Hefen durch Extrakte der verschiedensten Teile der Erbse, jedoch keine Hemmung von Schimmelpilzen. — A. NIETHAMMER [Wachstumsversuche mit mikroskopischen Bodenpilzen. Arch. Mikrobiol. **9**, 23 (1938)] fand die mannigfachsten Beziehungen zwischen Keimlingsentwicklung und Bodenpilzen.

<sup>6</sup> EHRENBERG, P.: Die Aufgabe des Humus im Erdboden vom Gesichtspunkt des landwirtschaftlichen Praktikers. Z. Pflanzenernähr B **13**, 404 (1934).

Bodens in erster Linie der Atmung der Pflanzenwurzeln zuzuschreiben sei, hat A. RIPPEL<sup>1</sup> darauf hingewiesen, daß dies nur durch Untersuchung steriler Kulturen nachgewiesen werden könne. Wenn auch z. B. R. L. STARKEY<sup>2</sup> feststellte, daß die Kohlensäurebildung in der Rhizosphäre stärker als im übrigen Boden ist, was man ja auch nach dem höheren Gehalt an Mikroorganismen annehmen muß, so kann doch nicht gesagt werden, ob sie sich lediglich auf Grund einer erhöhten Mikroorganismenzahl vollzieht, die infolge irgendeiner günstigen Beeinflussung die organischen Bestandteile des Bodens stärker angreift, oder ob die Pflanze durch Ausscheidung organischer Stoffe indirekt dabei beteiligt ist. Auch in stoffwechselphysiologischer Hinsicht wäre die Klärung dieser Frage wichtig, wenn es sich herausstellen sollte, daß ein Teil der von den Wurzeln gebildeten Kohlensäure nicht primären Ursprunges aus dem Stoffwechsel der Pflanze sei, falls mit nichtsterilen Kulturen gearbeitet wurde. Tatsächlich stellte denn nun auch B. STILLE<sup>3</sup> fest, daß sich bei steriler Kultur von *Sinapis alba* in sterilem, ausgeglühtem, von organischen Bestandteilen völlig freiem Quarzsand eine geringere Kohlensäurebildung als bei entsprechend behandelten nichtsterilen Pflanzen ergab,

CO<sub>2</sub>-Bildung innerhalb 24 Stunden in Kubikzentimetern. I = steril; II = nichtsteril.

ccm CO <sub>2</sub>	Trockengewicht der Versuchspflanzen in mg	CO <sub>2</sub> -Bildung je 1 g Trockensubstanz	Steril : nichtsteril (steril = 100)
I 2,85	434	6,57	100 : 201
II 5,20	394	13,18	
I 3,23	406	7,94	100 : 118,3
II 3,25	346	9,39	
I 1,28	166	7,71	100 : 154,2
II 2,51	211	11,89	

wie es die nebenstehende Übersicht zeigt. Bei den nichtsterilen Pflanzen entfielen somit auf die Atmung der Mikroorganismen der Rhizosphäre 35% der insgesamt gebildeten CO<sub>2</sub>-Menge. Da die ganzen Pflanzen gemessen wurden, so ergibt sich, daß von der Wurzelatmung allein ein noch viel höherer Teil auf die Mikroorganismen der Rhizosphäre entfällt,

nämlich mindestens gleich viel auf Wurzeln und Mikroorganismen, wenn man annimmt, daß die CO<sub>2</sub>-Bildung der Wurzeln die Hälfte der von der ganzen Pflanze gebildeten Kohlensäure beträgt. Es kann aber natürlich nicht entschieden werden, ob die von den Mikroorganismen gebildete CO<sub>2</sub> durch organische Ausscheidungen der Wurzeln oder durch das Absterben älterer Teile der Wurzeln bzw. Wurzelhaare bedingt ist. Jedenfalls wird aber die weit überwiegende Menge der im Boden gebildeten CO<sub>2</sub> durch Mikroorganismen gebildet, da sich die CO<sub>2</sub>-Bildung ja auch noch außerhalb der Rhizosphäre vollzieht, womit die oben erwähnte Behauptung von P. EHRENBERG genügend widerlegt ist.

Schließlich sei noch kurz auf die Frage einer Bodenimpfung hingewiesen, wobei von Knöllchenbakterien (S. 515) abgesehen sei; auch *Azotobacter* ist an anderer Stelle (S. 492) erwähnt. Man wird R. PEROTTI<sup>4</sup> beipflichten können, wenn er feststellt, daß die Förderung der vorhandenen Mikroorganismen durch geeignete Maßnahmen besser als eine Impfung mit spezifischen Mikroorganismen ist. Immerhin ist es nicht ausgeschlossen, daß hin und wieder kleine Wirkungen beobachtet werden, wie z. B. die günstige Wirkung kleiner Stalldüngermengen auf die Zufuhr des stark eiweißzersetzenden *Bacillus mycoides* zurück-

<sup>1</sup> RIPPEL, A.: Die Bedeutung des Bodenhumus. Mitt. Landw. 50, 168 (1935).

<sup>2</sup> STARKEY, R. L.: Some influence of the development of higher plants upon the microorganisms in the soil: IV. Influence of proximity to roots on abundance and activity of microorganisms. Soil Sci. 32, 367 (1931). — Vgl. noch: LUNA DE LA FUENTE, L. M.: Zitiert S. 489, Anm. 9.

<sup>3</sup> STILLE, B.: Zitiert S. 491, Anm. 3.

<sup>4</sup> PEROTTI, R.: Attivazione fisiologica od in oculazione di forme nel terreno coltivabile? Mem. Labor. pat. e batter. Roy. Ist. sup. Agr. Pisa 3, Nr 75 (1933).

geführt wird<sup>1</sup>, dessen Gebundensein an tierische Ausscheidungsprodukte S. 451 erwähnt wurde. Allerdings hatte nach S. C. VANDECAVEYE<sup>2</sup> bei einem Zusatz von wenig Dünger zum Torf der unsterilisierte Dünger keine bessere Wirkung als der sterilisierte, so daß hier wenigstens die Mikroorganismenzufuhr keinen Erfolg aufwies<sup>3</sup>.

### Mykorrhiza.

Zur Frage der Mykorrhiza sind zahlreiche neue Erkenntnisse gewonnen worden<sup>4</sup>. Zunächst sei erwähnt, daß nach J. COSTANTIN und Mitarbeitern<sup>4</sup> im allgemeinen die kultivierten Kartoffeln keine, sondern nur gewisse Kartoffelrasen

<sup>1</sup> HARTLEY, K. T., u. M. GREENWOOD: Zitiert S. 493, Anm. 1. — TYAGNY-RYADNO, M.: The relations of *Bacillus mycoides* with ammonification, nitrification and soil fertility. *J. agricult. Sci.* **23**, 335 (1933).

<sup>2</sup> VANDECAVEYE, S. C.: Effects of stable manure and certain fertilizers on the micro-biological activities in virgin peat. *Soil Sci.* **33**, 279 (1932).

<sup>3</sup> Recht skeptisch dürfte man auch der Angabe von J. J. KANIWETZ [Die Rolle des Pilzes *Trichoderma lignorum* in der Erhöhung der Bodenfruchtbarkeit usw. *Sugar* **16**, 29 (1938). *Ref. Chem. Zbl.* **1938 II**, 4299] gegenüberstehen, wonach Impfung mit *Trichoderma lignorum* die Ernten erhöht, und zwar durch Verbesserung der physikalischen Bodenstruktur durch die Tätigkeit des Pilzes (Ausscheidung von Enzymen usw.).

<sup>4</sup> Eine zusammenfassende Übersicht über die Kultur der Mykorrhizapilze gibt E. MELIN: Methoden der experimentellen Untersuchung mykotropher Pflanzen. *Handbuch der biologischen Arbeitsmethoden* Abt. XI, Teil 4, 1015 (1936). — Ferner: ULBRICH, E.: Ergebnisse neuerer Forschungen über die Mykorrhiza. *Sitzgsber. Ges. naturforsch. Freunde Berl.* **1937**, 253. — Im folgenden nicht gesondert zitierte Literatur: PALM, B.: *Pinus* and *Boletus* in the tropics. *Sv. bot. Tidskr.* **24**, 519 (1930). — QUEDNOW, KL. G.: Beiträge zur Frage der Aufnahme gelöster Kohlenstoffverbindungen durch Orchideen und andere Pflanzen. *Bot. Archiv* **30**, 51 (1930). — ROMELL, L. G.: Der echte Reizker, ein Fichtenbegleiter. *Sv. bot. Tidskr.* **24**, 524 (1930). — TAKAMATSU, M.: Studien über die Mykorrhiza-Pflanzen im Solfatargebiet auf dem Berg Hakkoda. *Sci. Rep. Tohoku Univ.* **5**, 607 (1930). — HASSELBAUM, G.: Zytologische und physiologische Studien zur erikoiden endotrophen Mykorrhiza von *Empetrum nigrum*. *Bot. Archiv* **31**, 386 (1931). — FRASER, L.: An investigation of *Lobelia gibbosa* and *Lobelia dentata*. I. Mycorrhiza, latex system and general biology. *Proc. Linnean Soc. N. S. Wales* **56**, 497 (1931). — HOLLÄNDER, ST.: Ernährungsphysiologische Untersuchungen an Wurzelpilzen saprophytisch lebender Orchideen. *Diss. Würzburg* 1932. — MCLUCKIE, J., u. A. BURGESS: Mycotrophism in the Rutaceae. *Proc. Linnean Soc. N. S. Wales* **57**, 291 (1932). — MCARDLE, R. M.: The relation of mycorrhizae to conifer seedlings. *J. agricult. Res.* **44**, 287 (1932). — ZIEGENSPECK, H.: Orchideen. In: O. v. KIRCHNER, E. LOEW, C. SCHROETER, W. WANGERIN: *Lebensgeschichte der Blütenpflanzen Mitteleuropas*. Stuttgart: E. Ulmer 1936. — LE ROY, K. H.: Mycorrhizas of trees and strubs. *Bot. Gaz.* **94**, 791 (1933). — ASAI, T.: Über Vorkommen und die Bedeutung der Wurzelpilze in den Landpflanzen. *Jap. J. of Bot.* **7**, 107 (1934). — CASTELLANI, E.: Recherches préliminaires sur le biologie de quelques Rhizoctones. *Soc. Internat. Microbiol. Sez. Ital.* **6**, 117 (1934). — Recherches morphologiques et systématiques sur quelques Rhizoctones. *Ebenda* **6**, 119 (1934). — GERM, H.: Über die Mykorrhizaprotoplasten der Orchideen. *Ber. dtsh. bot. Ges.* **52**, 26 (1934). — HATCH, A. B.: A jet-black mycelium forming ectotrophic mycorrhizae. *Sv. bot. Tidskr.* **28**, 369 (1934). — A culture chamber for the study of mycorrhizae. *J. Arnold Arboretum* **15**, 358 (1934). — HATCH, A. B., u. C. T. HATCH: Some Hymenomycetes forming mycorrhizae with *Pinus strobus*. *Ebenda* **14**, 324 (1933). — NEUMANN, G.: Über die Mykorrhiza in der Gattung *Gentiana*. *Zbl. Bakter. II* **89**, 433 (1934). — VAN DER PIJL, L.: Die Mykorrhizen von *Burmannia* und *Epirrhizanthes* und die Fortpflanzung ihres Endophyten. *Rec. Trav. bot. néerl.* **31**, 761 (1934). — BARROWS, F. L.: Propagation of *Lycopodium*. II. Endophytic fungus in gametophyte and sporophyte. *Contrib. Boyce Thompson Inst.* **7**, 295 (1935). — DOMINIK, T.: *Rocz. nauk roln. i leśn.* **36**, 84 (1936). (*Pinus* usw.) — ZALOCKA, W.: *Bull. internat. Acad. polon. Sci., Cl. Sci. math. et natur.*, S. B. **1**, Nr 3/7, 93 (1936). — GAST, P. R.: Studies of the development of conifers in raw humus. III. The growth of scots pine (*Pinus silvestris* L.) seedlings in pot cultures of different soils under varied radiation intensities. *Medd. Stat. Skogsförsöksanst.* **29**, 587 (1937). — HARLEY, J. L.: Ecological observations on the mycorrhiza of beech (preliminary note). *J. Ecology* **25**, 421 (1937). — BOUWENS, H.: Investigations about the mycorrhiza of fruit-trees, especially of quince (*Cydonia vulgaris*) and of strawberry-plants (*Fragaria vesca*). *Zbl. Bakter. II* **97**, 34 (1937/38). — BURGEFF, H.: Mycorrhiza. In F. VERDOORN: *Manual of pteridology*, S. 159. 1938.

auf dürrtigem Boden Mykorrhiza führen. Dagegen besitzen wilde Solanaceen stets Mykorrhiza, die aber auf reichem Kulturboden immer zurücktritt. Im übrigen wurde die weite Verbreitung der Mykorrhiza erneut gezeigt<sup>1</sup>. Von S. RENNER<sup>2</sup> wurde Mykorrhiza auch bei Pflanzen feuchter Standorte, wie *Salix repens* und *Schoenus*, gefunden, von A. KLECKA und W. VUKOLOV<sup>3</sup> auch an Wiesenhalophyten. Dagegen wurde von B. PEYRONEL<sup>4</sup> ihr Fehlen bei Insektivoren und Hemiparasiten bestätigt. Daß bei *Calluna* eine zyklische Symbiose des Mykorrhizapilzes vorhanden sei, so daß der Pilz also die ganze Pflanze durchziehe, konnten R. FREISLEBEN und L. KNUDSON<sup>5</sup> nicht bestätigen. Doch wird auch von R. ADDOMS und F. C. MOUNCE<sup>6</sup> für *Vaccinium macrocarpum* angegeben, daß der Pilz

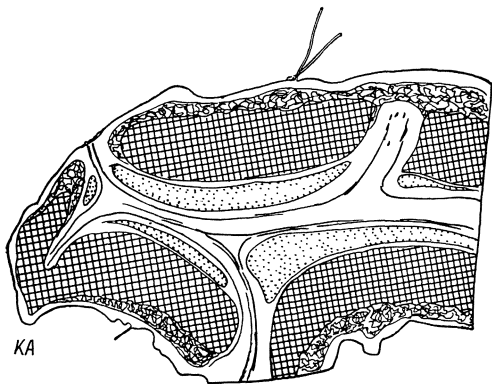


Abb. 6. *Zeuxine purpurascens*. Längsschnitt durch den basalen Teil des Rhizoms. KA = Keimachse; punktiert: Speichergewebe; schraffiert: Pilzverdauungsgewebe; gekräuselt: Pilzwirtsgewebe. (Nach H. BURGEFF.)

schließlich die ganze Pflanze durchziehe, was aber von R. FREISLEBEN<sup>5</sup> ebenfalls in Zweifel gezogen wird. M. MOLLIARD<sup>7</sup> leugnet sogar ein enges symbiontisches Verhältnis zwischen *Calluna* und ihrem Mykorrhizapilz. Die eingehendsten Untersuchungen, und zwar über die stark endotrophe Mykorrhiza der Orchideen, verdanken wir H. BURGEFF<sup>8</sup>. Abb. 6 zeigt die Verteilung des Pilzes im Rhizom einer Orchidee. Die Samen der Orchideen sind außerordentlich winzig; im geringsten Falle, d. h. bei *Schomburgkia undulata*, beträgt ihr Gewicht nach H. BURGEFF 0,3  $\gamma$  (1  $\gamma$  =  $\frac{1}{1000}$  mg). Schon in frühestem Stadium der Entwicklung

ist somit die Pflanze auf die Nährstoffzufuhr durch den Symbionten angewiesen. Im Extremfall, d. h. bei völlig chlorophyllosen Orchideen, wie z. B. der *Galeola hydra*, die bis 16m lang wird und außerordentlich reichlich blüht und Frucht trägt, muß also das ganze Kohlenstoffmaterial während der ganzen Lebenszeit der Pflanze von dem Symbionten geliefert werden, dazu jedenfalls auch Stickstoff, Mineralstoffe und Wasser. Der Pilz, in diesem Falle eine Fomesart, verarbeitet

<sup>1</sup> COSTANTIN, J., J. MAGROU, BOUGET u. V. JAUDEL: Production expérimentale de mycorrhizes chez la pomme de terre. C. r. Acad. Sci. Paris **198**, 1195 (1934). — COSTANTIN, J., u. J. MAGROU: Sur les mycorrhizes de la pomme de terre. Ann. des Sci. natur. Bot. **17**, 37 (1935).

<sup>2</sup> RENNER, S.: Beitrag zur Kenntnis einiger Wurzelpilze. Phytopath. Z. **8**, 457 (1935).

<sup>3</sup> KLECKA, A., u. W. VUKOLOV: Studien über Mykorrhiza der Wiesenhalophyten. Sborn. českoslov. Akad. zeměd. **2**, 190 (1937). Ref. Zbl. Bakter. II **97**, 256.

<sup>4</sup> PEYRONEL, B.: Absence de mycorrhizes chez les plantes insectivores et hémiparasites, et signification probable de la mycorrhizie. Soc. Internat. Microbiol. Sez. Ital. **4**, 483 (1932).

<sup>5</sup> FREISLEBEN, R.: Über experimentelle Mykorrhizabildung bei Ericaceen. Ber. dtsh. bot. Ges. **51**, 351 (1933) — Zur Frage der Mykotrophie in der Gattung *Vaccinium* L. Jb. wiss. Bot. **80**, 421 (1934) — Weitere Untersuchungen über die Mykotrophie der Ericaceen. Ebenda **82**, 413 (1935). — KNUDSON, L.: Non symbiotic development of seedlings of *Calluna vulgaris*. New Phytologist **32**, 115 (1933).

<sup>6</sup> ADDOMS, R., u. F. C. MOUNCE: Notes on the nutrient requirements and the histology of the cranberry (*Vaccinium macrocarpum* Ait.) with special reference to mycorrhiza. Plant Physiol. **6**, 653 (1931).

<sup>7</sup> MOLLIARD, M.: Sur la biologie du *Calluna vulgaris* L., signification des mycorrhizes chez les éricacées. Ann. des Sci. natur. Bot., S. X **19**, 401 (1937).

<sup>8</sup> BURGEFF, H.: Saprophytismus und Symbiose. Studien an tropischen Orchideen. Jena: G. Fischer 1932 — Samenkeimung der Orchideen und Entwicklung ihrer Keimpflanzen. Jena: G. Fischer 1935.

faules Holz; daß er Zellulose und Lignin verarbeitet, ist ebenfalls nachgewiesen. Für andere vollsaprophytische Orchideen wurden *Marasmius*, *Xerotus* und *Clitocybe* als Symbionten erkannt, bei grünen, also zum Teil noch selbständig arbeitenden Orchideen, Rhizoctonien, die wahrscheinlich zu *Corticium* gehören, wie mit Sicherheit FR. SPRAU<sup>1</sup> für *Orchis masculus* zeigte. Wieweit in diesem Falle die Ernährung der Pflanze durch den Symbionten geht, ist noch nicht zu überblicken; man wird wohl in dieser Hinsicht mit Abstufungen quantitativer Art zu rechnen haben. Jedenfalls aber steht in allen diesen Fällen der endotrophe Pilz ausgiebig mit dem Boden in Verbindung. In künstlicher Kultur sollen die Orchideenpilze nach J. MAGROU<sup>2</sup> ihre Virulenz verlieren, die durch Wirtspassage regeneriert werden kann, was aber H. BURGEFF nicht bestätigen konnte. Wie die vollsaprophytischen Orchideen verhält sich auch der Fichtenspargel, *Monotropia hypopitys*, dessen Symbiont ebenfalls ein Basidiomycet, vielleicht eine *Boletus*-art, ist, wie H. L. FRANCKE<sup>3</sup> zeigte; die Samen wiegen bei dieser Pflanze 3  $\gamma$ . Aber es findet, wenigstens in gewissen Fällen, noch eine andere Art der Beeinflussung statt, so fand H. BURGEFF<sup>4</sup>, daß bei den Vandeen (Orchideen mit äußerst reduziertem Embryo) der Pilzsymbiont der Pflanze Wachstumsvitamin (Bios?) liefert, ohne welches keine Entwicklung stattfinden kann. Aber die Erscheinung ist nicht spezifisch, sondern kann auch durch Stämme, die keine Mykorrhiza bilden, ferner sogar durch abgetötetes *Penicillium* ausgelöst werden. Nocheingehend wurde diese Avitaminose der Orchideenkeimlinge durch G. SCHAFFSTEIN<sup>5</sup> dargelegt. Ähnliches ist auch bei *Calluna* der Fall, denn wie R. FREISLEBEN<sup>6</sup> zeigte, wächst die steril aufgezogene Pflanze schlechter ohne als mit Pilz. Auch hier ist bemerkenswert, daß diese Förderung gleichfalls durch gewöhnliche Bodenpilze, also nicht nur durch den spezifischen Symbionten, erfolgt; der Verfasser sieht hierin jedoch lediglich die Beseitigung von Hemmungsstoffen durch den Pilz. C. CAPPELLETTI<sup>7</sup> stellte fest, daß Orchideenkeimlinge beim Vorhandensein des spezifischen Pilzes noch durch *Cladosporium* oder *Penicillium* in ihrem Wachstum gefördert werden. Bei *Thesium humile* keimen die Samen nach CH. CHABROLIN<sup>8</sup> nur in verpilztem Zustande (*Alternaria* oder *Cladosporium herbarum*), aber auch bei Anritzung der Samenschale. Hier macht die Tätigkeit des Pilzes die Samenschale offenbar erst durchlässig. Trotz solcher Beobachtungen wird man die Ansicht von der Spezifität und Nützlichkeit der Mykorrhizasymbiose, soweit die besprochenen endotrophen Mykorrhizen in Frage kommen, nicht aufzugeben brauchen, wie etwa A. BURGESS<sup>9</sup> in der Mykorrhiza nur einen erfolgreich abgewehrten parasitären Angriff sieht. Bei der anscheinend mannigfachen Bedeutung der Symbiose werden auch gewöhnliche Bodenpilze die eine oder andere Wirkung entfalten können. In der Mykorrhiza wird aber das

<sup>1</sup> SPRAU, FR.: Beiträge zur Mykorrhizenfrage. Die Fruktifikation eines aus *Orchis masculus* isolierten Wurzelpilzes, *Corticium masculi* n. sp. Jb. Bot. **85**, 151 (1937).

<sup>2</sup> MAGROU, J., u. M. MAGROU: Sur les variations d'activité des rhizoctones d'Orchidées. Ann. des Sci. natur. Bot. **15**, 303 (1933).

<sup>3</sup> FRANCKE, H. L.: Beiträge zur Kenntnis der Mykorrhiza von *Monotropia hypopitys* L. Analyse und Synthese der Symbiose. Flora (Jena) **29**, 1 (1934).

<sup>4</sup> BURGEFF, H.: Pflanzliche Avitaminose und ihre Behebung durch Vitaminzufuhr. Ber. dtsh. bot. Ges. **52**, 384 (1934).

<sup>5</sup> SCHAFFSTEIN, G.: Untersuchungen über die Avitaminose der Orchideenkeimlinge. Jb. Bot. **86**, 720 (1938).

<sup>6</sup> FREISLEBEN, R.: Zitiert S. 496, Anm. 5.

<sup>7</sup> CAPPELLETTI, C.: Sull'azione dei prodotti dell ricambio di miceli micorizogeni sulle piante ospiti. Ann. di Bot. **19**, 1 (1931) — Osservazioni sulla germinazione asimbiotica e simbiotica di alcune Orchidee. Nuovo Giorn. bot. ital. **42**, 436 (1935).

<sup>8</sup> CHABROLIN, CH.: La germination des graines de *Thesium humile* exige l'intervention de champignons saprophytes. C. r. Acad. Sci. Paris **199**, 225 (1934).

<sup>9</sup> BURGESS, A.: On the significance of mycorrhiza. New Phytologist **35**, 117 (1936).



erfolgreiche Zusammenleben während des ganzen Lebensablaufes der Pflanze die Gesamtheit der Wechselwirkungen in unmittelbarstem Kontakt gewährleisten. Die Frage, ob eine Stickstoffbindung durch den Mykorrhizapilz erfolgt, wurde von H. WOLFF<sup>1</sup> erneut in positivem Sinne beantwortet, und zwar für die Symbionten von *Coralliorrhiza*, *Laelia* und *Cattleya*, die übrigens auch Gerbstoffe als Kohlenstoffquelle auszunutzen vermögen; indessen sind die gefundenen Mengen so gering, nämlich in 100 Tagen bei 100 mg Trockengewicht 0,6—0,8 mg N, daß man hinsichtlich der Sicherheit der Ergebnisse noch berechnete Zweifel hegen darf. Was die Mykorrhiza von mehr ektotrophem Typ betrifft, wie sie bei den Waldbäumen, mit Ausnahme der Esche, die stets frei von Mykorrhiza ist (vgl. S.492), vorkommt, so wird hier die Kohlenstoffversorgung der Pflanze durch den Pilznaturgemäß nicht die Bedeutung wie bei den chlorophyllosen Ganzsaprophyten haben können. Da der Pilz jedoch verdaut wird, muß auch Kohlenstoff in die Wirtspflanze gelangen. Praktisch werden diese Mengen allerdings kaum eine Rolle spielen. Hier würde also in erster Linie die Versorgung der Pflanze mit Stickstoff und Mineralstoffen durch den Pilz, wie man jetzt wohl allgemein annimmt, in Frage kommen. In neuester Zeit legt A. B. HATCH<sup>2</sup> größeren Wert auf die Mineralstoffversorgung als auf die Stickstoffversorgung. Möglicherweise ist das aber örtlich, je nach den Mengen an Nährstoffen, die ein Boden hergibt, verschieden. Es ist ja auch eine praktische Erfahrung der Forstwirtschaft, daß die Bäume auf einem Boden, in dem für gute Mineralisation gesorgt ist, ausgezeichnet gedeihen und dann, wie auch in künstlicher Kultur, offenbar weitgehend unabhängig von der Mykorrhiza sind. Es erscheint im Falle dieser Mykorrhiza am einleuchtendsten anzunehmen, daß sie gewissermaßen ein „biologisches Puffersystem“ für die Pflanze darstellt und dieser ermöglicht, auch auf ungünstigem Substrat, eben mit ihrer Hilfe, zu gedeihen. Nach L. G. ROMELL<sup>3</sup> unterscheiden sich die obligaten Mykorrhizapilze der Bäume von den fakultativen Mykorrhizapilzen der Orchideen dadurch, daß sie, im Gegensatz zu diesen, als organische Kohlenstoffquelle Zucker nötig haben, den sie von den Bäumen beziehen, aber keine toten organischen Rückstände verwerten können.

#### Leguminosen- und Erlen-Symbiose<sup>4</sup>.

Die Rassenfrage bei den Knöllchenbakterien ist noch durchaus ungeklärt. Eine ausführliche Zusammenstellung gibt W. R. CARROLL, wonach mindestens

<sup>1</sup> WOLFF, H.: Zur Assimilation atmosphärischen Stickstoffs durch die Wurzelpilze von *Coralliorrhiza innata* R. Br. sowie der Epiphyten *Cattleya Bowringiana* Veit und *Laelia anceps* Ldl. Jb. Bot. **77**, 657 (1933).

<sup>2</sup> HATCH, A. B.: The physical basis of mycotrophy in *Pinus*. Black Rock Forest (Cornwall-on-the-Hudson, N. Y.) Bull. Nr 6 (1937).

<sup>3</sup> ROMELL, L. G.: A trenching experiment in spruce forest and its bearing on problems of mycotrophy. Sv. bot. Tidskr. **32**, 89 (1938). Eine ähnliche Methode benutzte schon K. VOLGER: Untersuchungen über das Verhalten der Buchen- und Fichtenwurzeln auf erkrankten und gesunden Böden des Forstamtsbezirkes Wenzeln. Forstwiss. Zbl. **72**, 209 (1928). — Vgl. weiter: ENDRIGKEIT, A.: Beiträge zum ernährungsphysiologischen Problem der Mykorrhiza unter besonderer Berücksichtigung des Baues und der Funktion der Wurzel- und Pilzmembran. Bot. Archiv **39**, 1 (1937). — GUINIER, PH.: Sur la formation des „Ronds de Sorcière“ et le fonctionnement physiologiques des mycorrhizes ectotrophes. Ann. des Sci. natur. Bot., S. X. **19**, 219 (1937). — MITCHELL, H. L., R. F. FINN u. R. O. ROSENDAHL: The relations between mycorrhizae and the growth and nutrient absorption of coniferous seedlings in nursery beds. Black Rock Forest Papers **1**, 58 (1937). — WILKINS, W. H., E. M. ELLIS u. J. L. HARLEY: The ecology of the larger fungi. I. Constancy and frequency of fungal species in relation to certain vegetation communities, particularly oak and beech. Ann. appl. Biol. **24**, 703 (1937).

<sup>4</sup> Zusammenfassende Darstellungen: FRED, E. B., J. L. BALDWIN u. E. MCCOY: Root nodule bacteria and leguminous plants. Madison 1932. — ROSSI, G. DE: Zitiert S. 518, Anm. 1. — ISRAILSKI, W. E., E. B. RUNOW u. W. N. BERNARD: Knöllchenbakterien und Nitragin.

16 Gruppen unterschieden werden<sup>1</sup>. Indessen mehren sich die Fälle, in denen Übergänge einer Bakterienrasse auf andere Pflanzen beobachtet werden (cross-inoculation), wobei dieser Übergang oft jedoch nur einseitig ist. So fanden R. HANSEN und F. W. TANNER<sup>2</sup>, daß Daleabakterien auf Phaseolus übergingen, während das Umgekehrte nicht der Fall war. Bei Impfung von Daleabakterien auf Phaseolus vulgaris war zudem, trotz guter Knöllchenbildung, die Stickstoffbindung derjenigen durch Impfung mit Phaseolusbakterien unterlegen. Die größte Schwierigkeit bietet, wie P. W. WILSON mit Recht bemerkt, die Vigna sinensis-Gruppe, die, wie neuere Angaben bestätigen<sup>3</sup>, offenbar mit der Sojagruppe und, nach O. A. BUSHNELL und W. B. SARLES<sup>4</sup>, vielleicht sogar noch mit Lupinus zu vereinigen ist. Doch mahnen andere Autoren zur Vorsicht. Durchaus fraglich wird der Wert dieser Gruppen durch eine neueste Notiz von P. W. WILSON<sup>5</sup>, wonach gewisse Leguminosenarten zu mehreren Gruppen gestellt werden können. Es war auch möglich, getrennte Wurzeln eines Individuums mit Bakterien verschiedener Gruppen zu impfen. Eine Ergänzung finden diese Beobachtungen durch die soeben erschienene Mitteilung von W. KRÜGER und Mitarbeitern<sup>6</sup>, wonach Lotus und Trifolium repens bei Bernburg Knöllchen tragen, mit denen man Vicia, Pisum usw., aber nicht Lupinus und Ornithopus impfen kann, hingegen vermag man mit Knöllchen von Lotus und Trifolium aus der Heide Lupinus und Ornithopus, nicht aber Vicia zu impfen. Die Schwierigkeit liegt vor allem darin, daß der Übergang von der einen zur anderen Pflanze nicht in allen Fällen erfolgt. Nach J. J. REID<sup>7</sup> und M. S. RAJU<sup>7</sup> könnte die Erklärung darin liegen, daß äußere Bedingungen (Tageslänge, Lichtmenge, Gegenwart von gebundenem Stickstoff) einen wesentlichen Einfluß beim Zustandekommen der Infektion ausüben. So erklärt Z. G. RAZUMOWSKAIA<sup>8</sup> ihre Beobachtung, wonach 1933 (Russisch). — THORNTON, H. G.: The symbiotic relationship between soil bacteria and higher plants, as exemplified by the Leguminosae. Trans. 3. Internat. Congr. Soil Sci. 2, 81 (1935). — RIPPPEL, A.: Der derzeitige Stand der Knöllchenbakterien-Frage. Forschungsdienst, Sonderheft 6 (1937). — VIRTANEN, A. I.: Cattle fodder and human nutrition. Cambridge: University press 1938. — WILSON, P. W.: Symbiotic nitrogen-fixation by the leguminosae. Bot. Review 3, 365 (1937).

<sup>1</sup> CARROLL, W. R.: A study of Rhizobium species in relation to nodule formation on the roots of Florida legumes: I and II. Soil Sci. 37, 117, 227 (1934). — Nach S. G. RAZUMOWSKAIA: Über die Knöllchenbakterien des Cicer, Zbl. Bakter. II 90, 330 (1934), soll Cicer spezifische Bakterien besitzen, die nicht zu Wicke und Erbse gehören.

<sup>2</sup> HANSEN, R., u. F. W. TANNER: The nodule bacteria of the Leguminosae with special reference to the mechanism of inoculation. Zbl. Bakter. II 85, 129 (1932).

<sup>3</sup> WALKER, R. H., u. P. E. BROWN: The nomenclature of the cowpea group of root nodule bacteria. Soil Sci. 39, 221 (1935). — CONKLIN, M. E.: Studies of the root nodule organisms of certain wildlegumes. Ebenda 41, 167 (1936). — Vgl. dazu weiter: CARROLL, W. R.: A study of Rhizobium species in relation to nodule formation on the roots of Florida legumes: I and II. Soil Sci. 37, 117, 227 (1934). — ALLEN, O. N., u. E. K. ALLEN: Root nodule bacteria of some tropical leguminous plants. I. Cross-inoculation studies with Vigna sinensis L. Soil Sci. 42, 61 (1936). — BUSHNELL, O. A., W. B. SARLES u. E. B. FRED: Studies on the root nodule bacteria of certain wild leguminous plants of Wisconsin. J. Bacter. 31, 93 (1936). — RAJU, M. S.: Studies on the bacterial-plant groups of cowpea, cicer and dhaincha. I. Classification. Zbl. Bakter. II 94, 249 (1936) — . . . II. Variations in the infective power of the nodule bacteria of pea group. Ebenda 94, 337 (1936). — REID, J. J.: The infective ability of rhizobia of the soybean, cowpea and lupine cross-inoculation groups. Ph. D. Thesis. Univ. of Wisconsin 1936.

<sup>4</sup> BUSHNELL, O. A., u. W. B. SARLES: Studies on the root-nodule bacteria of wild leguminous plants in Wisconsin. Soil Sci. 44, 409 (1937).

<sup>5</sup> WILSON, P. W.: Species of legumes and their associated root nodules organism. Soil Sci. Soc. amer. Proc. 1, 221 (1937).

<sup>6</sup> KRÜGER, W., G. WIMMER u. H. LÜDECKE: Beobachtungen und Versuche zur Frage über die Arteinheit der Knöllchenbakterien der Leguminosen. Landw. Jb. 86, 624 (1938).

<sup>7</sup> REID, J. J., sowie RAJU, M. S.: Zitiert Anm. 3.

<sup>8</sup> RAZUMOWSKAIA, Z. G.: The formation of nodules in various sorts of peas. Microbiology 6, 321 (1937); engl. Zusammenfassung 328.

Erbsensorten verschiedener, südlicher Herkunft bei Leningrad unregelmäßig Knöllchen bildeten, nicht durch das Fehlen aktiver Stämme, sondern durch physiologische Verschiedenheiten der Erbsensorten. In ähnlicher Weise erklären P. W. WILSON, J. C. BURTON und V. S. BOND<sup>1</sup> ihre Feststellung, nach der bei der Impfung von 4 Melilotusarten mit verschiedenen Melilotusbakterienstämmen die Infektion teils erfolgte, teils ausblieb. Sicherlich wird auch die weitere Untersuchung von Wildleguminosen, die sich in Nordamerika und den Tropen vorwiegend als zur *Vigna sinensis*- bzw. Sojagruppe gehörig erwiesen<sup>2</sup>, weitere Aufklärung bringen. Während aber eine Infektion von *Vigna sinensis* in diesen Fällen erfolgreich war, trat das Umgekehrte ebenfalls nicht immer ein. Von den bisher bekannten Rassen sind die nachfolgenden fünf zur Zeit am besten untersucht<sup>3</sup>:

- Rhizobium leguminosarum (Lathyrus, Pisum, Lens, Vicia),
- „ trifolii (Trifolium),
- „ phaseoli (Phaseolus),
- „ meliloti (Melilotus, Medicago, Trigonella),
- „ japonicum (Soja).

Sie weisen gewisse morphologische und kulturelle Unterschiede auf, so besitzt z. B. japonicum nur eine, die übrigen mehr Geißeln. Nach D. W. THORNE, O. R. NEAL und R. H. WALKER<sup>4</sup> ist der Respirationsquotient im WARBURG-Manometer für 24 Stunden nach der Impfung bei japonicum und leguminosarum wesentlich niedriger als bei den drei übrigen. Arabinose ist nach O. R. NEAL und R. H. WALKER<sup>5</sup> für japonicum allen anderen Kohlenstoffquellen überlegen, Nitrat wird besser verwertet als Ammoniak, bei meliloti ist es umgekehrt. Der Sauerstoffverbrauch und Atmungsquotient ( $\text{CO}_2/\text{O}_2$ ) sind bei japonicum nach C. E. GEORGI und P. W. WILSON<sup>6</sup> viel geringer als bei trifolii, leguminosarum und meliloti; auch steigt bei jenem der Glykoseverbrauch mit sinkendem Sauerstoffdruck, bei diesen umgekehrt. Nach K. KONISHI und T. TSUGE<sup>7</sup> verbrauchten Rh. leguminosarum und meliloti am meisten, trifolii am wenigsten Sauerstoff. Die  $\text{O}_2$ -Menge auf 1 Million Zellen ist bei meliloti und trifolii am größten, bei lupini am geringsten. Für japonicum stellten R. H. WALKER, D. A. ANDERSON und P. E. BROWN<sup>8</sup> eine doppelt so lange Generationsdauer als für meliloti fest; L. ALMON und E. B. FRED<sup>9</sup> fanden Unterschiede in der Tyrosinase-

<sup>1</sup> WILSON, P. W., J. C. BURTON u. V. S. BOND: Effect of species of host plant on nitrogen fixation in Melilotus. J. agricult. Res. **55**, 619 (1937).

<sup>2</sup> Anm. 3, S. 499.

<sup>3</sup> BALDWIN, J. L., u. E. B. FRED: Nomenclature of the root nodule bacteria of the Leguminosae. J. Bacter. **17**, 141 (1929).

<sup>4</sup> THORNE, D. W., O. R. NEAL u. R. H. WALKER: Physiological studies on Rhizobium. VIII. The respiratory quotient. Arch. Mikrobiol. **7**, 477 (1936).

<sup>5</sup> NEAL, O. R., u. R. H. WALKER: Physiological studies on Rhizobium. IV. Utilization of carbonaceous materials. J. Bacter. **30**, 173 (1935).

<sup>6</sup> GEORGI, C. E., u. P. W. WILSON: The influence of the tension of oxygen on the respiration of rhizobia. Arch. Mikrobiol. **4**, 543 (1933). — Vgl. noch: THORNE, D. W., u. R. H. BURRIS: Enzym systems in nodules of leguminous plants. J. Bacter. **36**, 261 (1938) (Abstr.). — BURRIS, R. H., u. D. W. THORNE: Respiratory enzymes of the root-nodule bacteria. Ebenda S. 262 (Abstr.).

<sup>7</sup> KONISHI, K., u. T. TSUGE: On the respiration of nodule bacteria. J. Soc. Soil a. Manure Japan **8**, 297 (1934).

<sup>8</sup> WALKER, R. H., D. A. ANDERSON u. P. E. BROWN: The comparative growth rates of Rhizobium meliloti and Rhizobium japonicum. Zbl. Bakter. II **86**, 433 (1932) — ... II. Quantitative studies. Ebenda **87**, 27 (1933).

<sup>9</sup> ALMON, L., u. E. B. FRED: The production of tyrosinase among various species of Rhizobium and related organisms. Zbl. Bakter. II **88**, 302 (1933).

wirkung und M. S. RAJU<sup>1</sup> in der Säurebildung usw. Hinsichtlich der Schleimbildung sei auf die Angaben auf S. 512 verwiesen.

Handelte es sich bisher um die Verschiedenheit zwischen den einzelnen Rassen der Knöllchenbakterien, so liegen auch Unterschiede selbst innerhalb der gleichen Rasse vor. Wie bei anderen Bakterien finden sich nach W. P. ISRAILSKY<sup>2</sup> Glatt- und Rauhformen (S- und R-Formen), die sogar verschiedene Arten vor-täuschen können und auch morphologische und physiologische Unterschiede zeigen. Einen regionalen Unterschied fand U. VARTIOVAARA<sup>3</sup>, indem Reinkulturen von Knöllchenbakterien aus gemäßigtem Klima bei 6–13° C schlechteres Wachstum im Vergleich zu solchen aus Nordeuropa zeigten. Finnische Stämme wuchsen bei kühler Temperatur besser als schwedische. Besonders bemerkenswert ist noch, daß „gute“ und „schlechte“ Stämme einer Rasse vorkommen, die gut bzw. schlecht Stickstoff binden. So fand D. L. KEENEY<sup>4</sup>

	Gesamt-N mg je Pflanze	N in Proz.
Negative Kulturen . . . . .	1,78–3,02	0,70–0,88
Zwei arme Stämme . . . . .	3,81–4,48	0,98–1,00
Gute Stämme . . . . .	5,25–6,68	1,13–1,41

Jedoch betonen P. W. WILSON, J. C. BURTON und V. S. BOND<sup>5</sup>, daß der Begriff „gute“ und „schlechte“ Stämme möglicherweise relativ und das Entscheidende vielleicht der innerphysiologische Zustand der Pflanze bzw. gewisse Verschiebungen darin sein könnten. Darauf weist wohl auch die Beobachtung hin, daß nach O. N. ALLEN und E. K. ALLEN<sup>6</sup> von 54 Stämmen der *Vigna sinensis*-Gruppe sämtliche auf dieser Pflanze wirksame Knöllchen bildeten, auf *Phaseolus lunatus* aber nur 22 dieser Stämme, und noch dazu unwirksame Knöllchen. Nach den gleichen Autoren<sup>7</sup> waren die bei der Erdnuß von wirksamen und unwirksamen Stämmen gebildeten Knöllchen verschieden. In diesem Zusammenhang sei noch nachgetragen, daß J. F. DUGGAR<sup>8</sup> bei der Erdnuß, Sorte „spanish“, im Vergleich zur Sorte „runner“, auch bei künstlicher Impfung, geringere Knöllchen-

<sup>1</sup> RAJU, M. S.: Studies on the bacterial plant groups. IV. Variations in the fermenting characters of different strains of nodule bacteria of the cowpea, Cicer and dhaincha groups. Zbl. Bakter. II **99**, 133 (1938).

<sup>2</sup> ISRAILSKY, W. P., u. K. LEONOWITSCH: Dissoziation bei einigen Bakterienarten. II. Mitt. Zbl. Bakter. II **88**, 216 (1933). — Die hier angegebene Filtrierbarkeit dürfte vorerst noch in Zweifel zu ziehen sein.

<sup>3</sup> VARTIOVAARA, U.: Investigations on the root nodule bacteria of leguminous plants. XXI. The growth of the root-nodules organisms and inoculated peas at low temperatures. J. agricult. Sci. **27**, 626 (1937).

<sup>4</sup> KEENEY, D. L.: The determination of effective strains of *Rhizobium trifolii* Dangeard, the root nodule bacteria of clover, under bacteriologically controlled conditions. Soil Sci. **34**, 417 (1932). — Vgl. noch: LÖHNIS, M. P.: Investigations upon the ineffectiveness of root-nodules on Leguminosae. Zbl. Bakter. II **80**, 342 (1930).

<sup>5</sup> WILSON, P. W., J. C. BURTON u. V. S. BOND: Zitiert S. 500, Anm. 1. — WILSON, W. P.: Effect of species of host plant on nitrogen fixation in *Melilotus*. J. agricult. Res. **55**, 619 (1937).

<sup>6</sup> ALLEN, O. N., u. E. K. ALLEN: Strain variation and host specificity of *Rhizobium* within the cow-pea cross-inoculation group. J. Bacter. **36**, 304 (1938) (Abstr.).

<sup>7</sup> ALLEN, O. N., u. E. K. ALLEN: A cytological and histological study of the root nodules of the pea nut (*Arachis hypogaea*). Ebenda S. 305 (Abstr.).

<sup>8</sup> DUGGAR, J. F.: J. amer. Soc. Agronomy **27**, 286 (1935). — Der gleiche Autor fand bei *Lespedozia striata* auf gleichem Boden bessere Knöllchenbildung als bei *L. spiculacea*: DUGGAR, J. F.: Differences between korean and other annual lespedozas in root nodule formation. Ebenda **26**, 917 (1934). — Auch die in verschiedenen Jahren verschiedene Knöllchenbildung könnte von ähnlichen Gesichtspunkten abhängen: DUGGAR, J. F.: Ebenda **27**, 32, 542 (1935).

bildung, nämlich 11 bzw. 127 Knöllchen je Pflanze, fand. Nach G. BJÄLFVE<sup>1</sup> haben Varietäten mit geringer N-Bindung einen starken Bedarf an gebundenem Stickstoff, was ebenfalls in dieser Richtung liegen könnte. M. J. RAJU<sup>2</sup> findet in der *Vigna sinensis*-Gruppe langsam wachsende, weniger Schleim bildende und sich schnell und gut auf Raffinose entwickelnde Stämme. Wie sich die Frage der „guten“ und „schlechten“ Stämme auch gestalten möge, sie verdient vorerst in Hinsicht auf vermeintliche Virulenzsteigerungen der Bakterien Beachtung. Bei Verwendung von reinem Ausgangsmaterial fanden O. N. ALLEN und J. L. BALDWIN<sup>3</sup> sogar, daß sich ein „guter“ Stamm in einen „schlechten“ verwandelte, was man also als Virulenzverminderung bezeichnen müßte. Doch konnte durch wiederholte Pflanzenpassage auch der umgekehrte Vorgang beobachtet werden. Man wird also einstweilen nicht von einer Virulenzveränderung sprechen können, sondern vom Vorherrschen einer bestimmten Population innerhalb einer gegebenen Variationsbreite<sup>4</sup>. Ob ferner eine Immunität, und zwar im Sinne einer aktiven, erworbenen Immunität der Pflanze, den Stämmen bzw. Rassen der Knöllchenbakterien gegenüber in Frage kommt, ist durchaus zweifelhaft. So haben z. B. R. HANSEN und F. W. TANNER<sup>5</sup> gezeigt, daß in Fällen, in denen ein Übergreifen einer Bakterienrasse auf eine ihr normalerweise nicht zugehörige Leguminosengruppe stattfand, eine serologische Umstimmung der Bakterien nicht erfolgte. D. H. DUNHAM und J. L. BALDWIN<sup>6</sup> impften mit einem guten und einem schlechten Stamm, die sich beide durch die Agglutinationsreaktion unterschieden. Bei gleichzeitiger Impfung mit beiden Stämmen enthielten die Knöllchen entweder den einen oder den anderen Stamm; beide Stämme waren also an einer Pflanze, aber getrennt nach Knöllchen, vorhanden. Wurde ein Stamm nach dem andern geimpft, so entstanden nur Knöllchen des erstgeimpften Stammes. Daraus ist aber nicht auf eine erworbene Immunität zu schließen, da allein der Kohlehydratzug durch den ersten Stamm die Infektion durch den zweiten verhindern konnte. Bezüglich weiterer Erklärungen vergleiche man die Ausführungen von H. G. THORNTON<sup>7</sup>.

Mit dem Kohlehydrat-Stickstoff-Verhältnis ist eine Frage angeschnitten, die in neuerer Zeit erhebliche Förderung erfahren hat, nämlich die Bedeutung der Kohlehydratversorgung der Pflanze für das Eintreten der Infektion und der Stickstoffbindung. Zusammengefaßt läßt sich sagen, daß eine optimale Menge von Kohlehydraten in der Pflanze vorhanden sein muß, wenn Infektion und Stickstoffbindung eintreten sollen. An etiolierten Pflanzen werden keine Knöllchen gebildet, ebensowenig an weißen Varietäten, doch erfolgt eine Knöllchenbildung beim Begießen mit Zuckerlösung<sup>8</sup>. Ebenso steigern Zuckerzufuhr, erhöhte Kon-

<sup>1</sup> BJÄLFVE, G.: Zitiert S. 511, Anm. 2.      <sup>2</sup> RAJU, M. J.: Zitiert S. 501, Anm. 1.

<sup>3</sup> ALLEN, O. N., u. J. L. BALDWIN: The effectiveness of rhizobia as influenced by passage through the host plant. Res. Bull. agricult. Exper. Stat. Univ. Wisconsin **106** (1931).

<sup>4</sup> Vgl. noch: RUNOV, E. V., V. V. BERNARD u. V. P. ISRAILSKY: On the manufacture and use of nitragin. Bull. State Inst. Agr. Microbiol. USSR. **5**, 82 (1933). Ref. Zbl. Bakter. II **91**, 305. Bei Impfung mit Nitragin auf Moorboden wurden höhere Erträge erzielt, obwohl die Kontrollpflanzen gut mit Knöllchen besetzt waren. Verff. nehmen geringere Aktivität der Knöllchenbakterien des Bodens an.

<sup>5</sup> HANSEN, R., u. F. W. TANNER: Zitiert S. 499, Anm. 2.

<sup>6</sup> DUNHAM, D. H., u. J. L. BALDWIN: Double infection of leguminous plants with good and poor strains of rhizobia. Soil Sci. **32**, 235 (1931).

<sup>7</sup> THORNTON, H. G.: The symbiotic relationship between soil bacteria and higher plants, as exemplified by the Leguminosae. Trans. 3. Internat. Congr. Soil Sci. **2**, 81 (1935).

<sup>8</sup> SCHWEIZER, J.: Über das Verhalten der Bakterienknöllchen bei einigen chlorophyllfreien Leguminosen. Verh. schweiz. naturforsch. Ges. **113**, 376 (1932). — LEWIS, K. H., u. E. MCCOY: Root nodule formation on the garden bean, studied by a technique of tissue culture. Bot. Gaz. **95**, 316 (1933). — WILSON, J. K.: Nodule production on etiolated vetch seedlings. Phytopathology **21**, 1083 (1931).

zentration der Atmosphäre an Kohlensäure und erhöhte Lichtintensität neben der Menge an Trockensubstanz auch die Stickstoffbindung und die Zahl der Knöllchen, die auch bei höherer Kohlensäurekonzentration stärker mit Bakterioden erfüllt sind<sup>1</sup>. Entscheidend ist allerdings nicht immer die absolute Kohlehydratkonzentration in der Pflanze, sondern ein optimales Verhältnis zur Menge des gebundenen Stickstoffes. Beispielsweise kann bei der Sojabohne, die eine ausgesprochene Kurztagspflanze ist, eine zu hohe Belichtung, die gleichzeitig hohen Kohlehydratgehalt der Pflanze bedingt, die Stickstoffbindung wieder herabsetzen<sup>2</sup>. Alle diese Verhältnisse treten nach H. G. THORNTON und H. NICOL<sup>3</sup> stärker in Erscheinung, wenn man nicht die Zahl der Knöllchen berücksichtigt, sondern deren Volumen. Hier liegt nun auch die Erklärung für das Ausbleiben der Knöllchenbildung bei Zugabe von gebundenem Stickstoff: Durch gesteigertes Wurzelwachstum mit gleichzeitiger Steigerung der Eiweißbildung, hervorgerufen durch die Zufuhr von gebundenem Stickstoff, werden die Kohlehydrate zu stark in Anspruch genommen, sie fehlen also für die Ernährung der Bakterien<sup>4</sup>. Mikroskopische Beobachtungen von H. G. THORNTON<sup>5</sup> ergänzen diese Feststellungen, denn beim Vorhandensein von gebundenem Stickstoff unterbleibt die Vermehrung und die Verkrümmung der Wurzelhaare, die das erste Anzeichen der Bakterienwirkung sind. Gleichzeitige Anwesenheit von Zucker neben gebundenem Stickstoff hebt die Hemmungswirkung des gebundenen Stickstoffes wieder auf. Bei Gegenwart von Nitrat besitzen ferner die Zellen der Meristemkappe der Knöllchen sehr verdickte Zellwände gegenüber den nur dünnen der normalen Knöllchen, und ebenso auch die das Zentralgewebe des Knöllchens umgebende Endodermis, was natürlich nicht ohne weiteres auf den Zusammenhang mit verminderter Kohlehydratversorgung zurückgeführt werden kann. Ferner ist die Zellteilung in der Meristemkappe vermindert und das innere Bakteriodengewebe ist nekrotisch verändert. Die Bakterien zeigen in den Knöllchen bei Gegenwart von gebundenem Stickstoff anscheinend ein Hungerstadium, d. h. Neigung zu kokkoider Form gegenüber

<sup>1</sup> ALLAM, F.: Vom Energieverbrauch der Knöllchenbakterien bei der Bindung des Luftstickstoffs. *Z. Pflanzenernährg A* **20**, 270 (1931). — GEORGI, C. E., F. S. ORCUTT u. P. W. WILSON: Further studies on the relation between carbon assimilation and nitrogen fixation in leguminous plants. *Soil Sci.* **36**, 375 (1933). — WILSON, P. W., E. B. FRED u. M. R. SALMON: Relation between carbon dioxide and elemental nitrogen assimilation in leguminous plants. *Soil Sci.* **35**, 145 (1933). — ALLISON, F. E.: Carbohydrate supply as a primary factor in legume symbiosis. *Soil Sci.* **39**, 123 (1935).

<sup>2</sup> ORCUTT, F. S., u. E. B. FRED: Light intensity as an inhibiting factor in the fixation of atmospheric nitrogen by Manchu soybeans. *J. amer. Soc. Agronomy* **27**, 550 (1935). — Über Lang- und Kurztagspflanzen vgl. man ferner E. W. HOPKINS, zitiert unter Anm. 4. — Über die Beziehungen zwischen Pflanzenart, Bakterienrasse, Sonnenschein, Stickstoffbindung und Knöllchenbildung vgl. noch: RAJU, M. S.: Studies on the bacterial-plant groups of cowpea and Cicer. V. Symbiotic fixation of nitrogen. *Zbl. Bakter. II* **99**, 289 (1938).

<sup>3</sup> THORNTON, H. G., u. H. NICOL: Reduction of nodule numbers and growth, produced by the addition of sodium nitrate to luzerne in sand culture. *J. agricult. Sci.* **26**, 173 (1936).

<sup>4</sup> ALLISON, F. E., u. C. A. LUDWIG: The cause of decreased nodule formation on legumes supplied with abundant combined nitrogen. *Soil Sci.* **37**, 431 (1934). — FRED, E. B., u. P. W. WILSON: On photosynthesis and free nitrogen fixation by leguminous plants. *Science (N. Y.)* **79**, 374 (1934) (Abstr.). — *Proc. nat. Acad. Sci. USA.* **20**, 403 (1934). — HOPKINS, E. W.: The effect of long and short day and shading on nodule development and composition of the soybean. *Soil Sci.* **39**, 297 (1935). — WILSON, P. W.: The carbohydrate-nitrogen relation in symbiotic nitrogen fixation. *Res. Bull. agricult. Exper. Stat. Univ. Wisconsin* **129** (1935). — GEORGI, C. E.: *J. agricult. Res.* **51**, 597 (1936). — UMBREIT, W. W., u. E. B. FRED: The comparative efficiency of free and combined nitrogen for the nutrition of the soybean. *J. amer. Soc. Agronomy* **28**, 548 (1936).

<sup>5</sup> THORNTON, H. G.: The action of sodium nitrate upon the infection of luzerne root-hairs by nodule bacteria. *Proc. roy. Soc. Lond. B* **119**, 474 (1936). — THORNTON, H. G., u. J. E. RUDORF: The abnormal structure induced in nodules on luzerne (*Medicago sativa* L.) by the supply of sodium nitrate to the host plant. *Ebenda* **120**, 240 (1936).

den normalen Stäbchen. Stalldünger erhöht allerdings im Boden die Zahl der Knöllchenbakterien<sup>1</sup>. Starke Beanspruchung der Kohlehydratreserven durch die junge Pflanze bei noch nicht genügend ausgebildeten oder arbeitenden Knöllchen dürften auch das Auftreten des bekannten „Hungerstadiums“ erklären. Bei der Sojabohne wird das Hungerstadium nach E. B. FRED und Mitarbeitern<sup>2</sup> durch sehr starke Belichtung, bei sehr hohem Kohlehydratgehalt der Pflanze, unverhältnismäßig stark verlängert, was mit der oben erwähnten Eigenschaft der Pflanze (Kurztagspflanze) in Übereinstimmung steht. Zusammenfassend sei hier eine Übersicht nach P. W. WILSON<sup>3</sup> über die Beziehungen zwischen Kohlehydratgehalt der Pflanze, Stickstoffgehalt des Substrates und Stickstoffbindung wiedergegeben:

I. Geringer Kohlehydratgehalt — wenig Stickstoff: Infektion der Pflanze, Entwicklung der Knöllchen und Stickstoffbindung sind entschieden eingeschränkt. In dieser Gruppe sind die absoluten Mengen von Stickstoff und Kohlehydraten gering, aber der Prozentgehalt an Stickstoff ist hoch. — II. Mittlerer Kohlehydratgehalt — wenig Stickstoff: Infektion der Pflanze ist erhöht, Entwicklung der Knöllchen und Stickstoffbindung sind begünstigt, wenn nicht andere Außenfaktoren als das C/N-Verhältnis die Stickstoffverarbeitung einschränken. Da die Assimilation der Kohlensäure und des Stickstoffes ausgeglichen sind und die Photosynthese hoch ist, kann in dieser Gruppe die höchste Stickstoffbindung stattfinden. III. Hoher Kohlehydratgehalt — wenig Stickstoff: Die Infektion der Pflanze ist begünstigt, aber die Entwicklung der Knöllchen und die Stickstoffbindung sind bis zu einem gewissen Grade gehemmt. IV. Geringer Kohlehydratgehalt — viel Stickstoff: Infektion der Pflanze, Entwicklung der Knöllchen und Stickstoffbindung sind gehemmt. V. Hoher Kohlehydratgehalt — viel Stickstoff: Infektion der Pflanze, Entwicklung der Knöllchen und Stickstoffbindung sind erhöht gegenüber Gruppe IV. In dieser Gruppe sind die absoluten Mengen von Kohlehydrat und Stickstoff hoch; der Prozentgehalt an Stickstoff kann schwanken.

Hinsichtlich sonstiger Bedingungen der Stickstoffbindung ist noch folgendes zu erwähnen. Es besteht zweifelsohne ein äußerst labiles Gleichgewicht zwischen Knöllchenbakterien und Pflanzen, von dessen genauer Kenntnis wir aber noch sehr weit entfernt sind, und das Kohlehydrat/Stickstoff-Verhältnis ist ohne Zweifel nur einer der dabei beteiligten Faktoren. Am auffallendsten ist in dieser Hinsicht zunächst die Tatsache, daß die Bakterien bisher nur in Verbindung mit der Pflanze zur Stickstoffbindung gebracht werden konnten, nicht aber in künstlicher Kultur, in der sie leicht mit gebundenem Stickstoff zu züchten sind. Frühere positive Angaben wurden von M. P. LÖHNIS<sup>4</sup> widerlegt, die zeigte, daß bei der in angeblich positiven Fällen verwendeten Versuchsanordnung ein technischer Fehler unterlaufen war, der eine Stickstoffbindung vortäuschte. So fanden auch P. W. WILSON, E. W. HOPKINS und E. B. FRED<sup>5</sup> unter Berücksichtigung dieser

<sup>1</sup> LOCHHEAD, A. G., u. R. H. THEXTON: Quantitative studies of three species of *Rhizobium* in soils at different fertilizer treatment. *J. Bacter.* **29**, 77 (1935). — WALKER, R. H., u. P. E. BROWN: The numbers of *Rhizobium meliloti* and *Rhizobium trifolii* in soils as affected by soil management practices. *Ebenda* **29**, 77 (1935).

<sup>2</sup> FRED, E. B., P. W. WILSON u. O. WYSS: Light intensity and the nitrogen hunger period in the manchu soybean. *Proc. nat. Acad. Sci. USA.* **24**, 46 (1938).

<sup>3</sup> WILSON, P. W.: Zitiert S. 503, Anm. 4.

<sup>4</sup> LÖHNIS, M. P.: Can *Bacterium radicola* assimilate nitrogen in the absence of the host plant? *Soil Sci.* **29**, 37 (1930). — Negativ waren auch die Versuche von D. BURK: The influence of nitrogen gas upon the organic catalysis of nitrogen fixation by *Azotobacter*. *J. phys. Chem.* **34**, 1174 (1931).

<sup>5</sup> WILSON, P. W., E. W. HOPKINS u. E. B. FRED: The biochemistry of nitrogen fixation by *Leguminosae*. I. Nitrogen fixation studies of rhizobia apart from the host plant. *Arch. Mikrobiol.* **3**, 322 (1932).

Erfahrung in künstlicher Kultur keine Stickstoffbindung, weder durch Zufuhr von Mangan, dessen Notwendigkeit behauptet worden war, noch bei Entfernung der Stoffwechselprodukte, noch in Mischkultur mit Nichtstickstoffbindern, endlich auch nicht in Gegenwart sterilen, atmenden Pflanzengewebes. Ob dieser Nachweis kürzlich S. WINOGRADSKY<sup>1</sup> gelungen ist, mag zweifelhaft erscheinen, da es sich um Mikrobestimmungen mit Unterschieden von wenigen  $\gamma$  handelt. In neuerer Zeit ist sogar die alte Meinung wieder aufgelebt, daß die Leguminosen selbst zur Stickstoffbindung befähigt sein sollen, und zwar in diesen Fällen die keimenden Samen<sup>2</sup>. Nachuntersuchungen<sup>3</sup> zeigten indessen, daß man hier einer Täuschung unterlegen war, sei es infolge einer Vernachlässigung der Ungleichheit der Samen, oder der Unsicherheit der KJELDAHL-Methode, was indessen von C. OLSEN<sup>4</sup> nicht anerkannt wird, oder schließlich vielleicht auch zufolge der Berechnung auf Prozentzahlen, in denen der Atmungsverlust während der Keimung nicht zum Ausdruck kommt.

Bei dem Verhältnis der Pflanze zum Symbionten muß man in der Richtung der beiderseitigen Beziehungen unterscheiden. Was zunächst die Wirkung der Pflanze auf das Bakterium betrifft, so wurde die Bedeutung des Kohlehydrat-Stickstoff-Verhältnisses oben schon besprochen. Hier sollen weitere Gesichtspunkte erörtert werden. Eine vielleicht nicht unwichtige Bemerkung macht CHR. BARTHEL<sup>5</sup>, indem er darauf hinweist, daß von chemischer Seite das Vorhandensein labiler Zucker in der Pflanze vermutet wird. Es ist also die Möglichkeit nicht von der Hand zu weisen, daß solche oder andere Intermediärprodukte des Kohlehydratstoffwechsels den Bakterien zur Verfügung stehen und die Stickstoffbindung auslösen könnten. Tatsächlich geben bald darauf A. I. VIRTANEN und T. LAINE<sup>6</sup>

<sup>1</sup> WINOGRADSKY, S.: Études sur la microbiologie du sol. Recherches sur les bactéries radicicoles des legumineuses. Ann. Inst. Pasteur **56**, 221 (1936).

<sup>2</sup> VITA, N.: Über die Ausnützung des atmosphärischen Stickstoffs durch keimende Samen (Beobachtungen an Lupinensamen bei besonderen Umgebungsbedingungen). Biochem. Z. **245**, 210 (1932) — II. Mitt. Beobachtungen an keimenden Hülsenfruchtsamen in Gegenwart von Alkaloiden. Ebenda **252**, 278 (1932). — VITA, N., u. R. SANDRINELLI: Über die Ausnützung des atmosphärischen Stickstoffs durch keimende Hülsenfruchtsamen. III. Mitt. Ebenda: **255**, 82 (1932). — HARITANTIS, B. J.: Einige Beobachtungen über Stickstoffbindung durch Leguminosensamen. Z. Pflanzenernährg A **34**, 257 (1934). — SADAVISAN, V., u. A. SREENIVASAN: Current Sci. **6**, 216 (1937), wollen N-Abnahme in der Atmosphäre durch keimende Erbsen festgestellt haben.

<sup>3</sup> GIRTSCHANOFF, K.: Stickstoffbindung durch keimende Leguminosensamen ohne Mitwirkung von Knöllchenbakterien? Zbl. Bakter. II **92**, 349 (1934). — SMITH, E. M., u. P. W. WILSON: Über die scheinbare Stickstoffassimilation keimender Erbsen. (Die Anwendbarkeit der Kjeldahl-Methode bei biologischen Stickstoffassimilationsversuchen.) Biochem. Z. **282**, 1 (1935). — WILSON, P. W.: Über die scheinbare Stickstoffassimilation keimender Erbsen. Ebenda **287**, 418 (1936). — SKALLAU, W.: Gibt es eine Azoligase? Zbl. Bakter. II **93**, 244 (1936). — Vgl. auch das Referat von H. ENGEL: Zbl. Bakter. II **91**, 205 (1934/35). — Ferner: ROSSI, G. DE: La fixation de l'azote élémentaire dans le sol. V. Une cause d'erreur dans la détermination du pouvoir azotofixateur des microbes. Soc. Internat. Microbiol. Sez. Ital. **7**, 218 (1935). Der Verf. findet bei Gelatine, Bouillon usw. höhere N-Zahlen, wenn kräftiges Bakterienwachstum darin erfolgt war, und schließt, daß aller N-Gewinn in Substraten fraglich sei, die gebundenen N enthalten. — Nach A. W. J. DYCK u. R. R. MCKIBBIN: Canad. J. Res., Sect. B **13**, 264 (1935), erfaßt die Kjeldahl-Methode nicht den gesamten Boden-Stickstoff.

<sup>4</sup> OLSEN, C.: Über die Anwendbarkeit des Kjeldahlschen Stickstoffbestimmungsverfahrens bei biologischen Untersuchungen. Biochem. Z. **291**, 178 (1937). Es ist nur nötig, den Aufschluß genügend lange zu erhitzen; das bestätigen V. SADAVISAN u. A. SREENIVASAN: Die Anwendung der Kjeldahl-Methode für Untersuchungen über die Bindung von Stickstoff durch Samen von Leguminosen während der Keimung. Biochem. Z. **296**, 434 (1938).

<sup>5</sup> BARTHEL, CHR.: Trans. 3. Internat. Congr. Soil Sci. **2**, 75 (1935).

<sup>6</sup> VIRTANEN, A. I., u. T. LAINE: N-fixation by excised root nodules. Suomen Kem. **10**, 24 (1937) — Oxalacetic acid in leguminous plants. Ebenda S. 35. — WYSS, O., u. P. W. WILSON: The presence and significance of oxalacetic acid in plant tissues. J. Bacter. **36**, 307 (1938) (Abstr.).



an, daß abgeschnittene Knöllchen nur bei Gegenwart von Oxalessigsäure als Kohlenstoffquelle Stickstoff binden sollen, was sonst bei keiner anderen Kohlenstoffquelle geschieht. Diese Säure wurde von den genannten Autoren denn auch in Erbsen aufgefunden. In diesem Zusammenhang gewinnen auch Versuche über die Beeinflussung der Bakterien durch Spurenstoffe in weitestem Sinne Bedeutung, auch wenn es sich zum Teil nur um Wirkungen auf das Wachstum der Bakterien in Reinkultur mit gebundenem Stickstoff handelt. Molybdän und Vanadium scheinen nach H. BORTELS<sup>1</sup>, wie ferner nach A. A. OBRAZCOWA und A. R. MINENKOW auch für die Stickstoffbindung der Leguminosen, wenn der Boden daran verarmt ist, wichtig zu sein. Daß Leguminosen einen besonders hohen Gehalt an Molybdän aufweisen, wurde von H. TER MEULEN<sup>2</sup> gezeigt. Eisen, dessen Wirkung von F. E. ALLISON und S. R. HOOVER<sup>3</sup> als nicht groß befunden wurde, fanden D. W. THORNE und R. H. WALKER<sup>4</sup> für die Entwicklung der Reinkultur, wie es aus allgemein physiologischen Gründen auch wahrscheinlich ist, stark wirksam. Daß Kalzium für die Knöllchenbakterien notwendig ist, wird von W. A. ALBRECHT und Mitarbeitern<sup>5</sup> angegeben, wobei sie in neuester Zeit mit Ca usw. beladenen Ton als Zusatz zum Sandboden verwenden. Ohne Ca wuchsen die Bakterien anomal unter Farbstoffbildung und infizierten nicht. Die Wichtigkeit der Elemente wird in folgender abnehmender Reihenfolge angegeben: Ca-, Mg-, Ba-, K-, H-Ionen. A. ITANO und A. MATSUURA<sup>6</sup> weisen auf die Rolle von Titan hin. Nach A. A. OBRAZCOWA und A. R. MINENKOW<sup>7</sup> fördern auch Bor und Mangan die N-Bindung der Leguminosen, ebenso Mangan nach A. G. ROCASOLANO<sup>8</sup>. Besonderes Interesse hat noch die Wirkung von Extrakten organischer Herkunft auf das Wachstum der Bakterien in Reinkultur, von denen man solche aus Hefe, Schimmelpilzen, Kartoffeln, Leguminosen, Sauerkraut und Spargel als wirksam fand<sup>9</sup>, ohne daß es

<sup>1</sup> BORTELS, H.: Über die Wirkung von Molybdän- und Vanadiumdüngungen auf Leguminosen. Arch. Mikrobiol. **8**, 13 (1937). — OBRAZCOWA, A. A., u. A. R. MINENKOW: Spurenelemente als wirksamkeitsbedingender Faktor des Nitragins. Microbiology **6**, 877 (1937). Ref. Zbl. Bakter. II **99**, 75.

<sup>2</sup> TER MEULEN, H.: Sur la répartition du molybdène dans la nature. Rec. Trav. chim. Pays-Bas et Belg. (Amsterd.) **50**, 491 (1931).

<sup>3</sup> ALLISON, F. E., u. S. R. HOOVER: The response of rhizobia to natural humic acid. Soil Sci. **41**, 333 (1936).

<sup>4</sup> THORNE, D. W., u. R. H. WALKER: Physiological studies on Rhizobium. VI. Accessory factors. Soil Sci. **42**, 231 (1936).

<sup>5</sup> ALBRECHT, W. A.: Calcium and hydrogen-Ion concentration in the growth and inoculation of soybeans. J. amer. Soc. Agronomy **24**, 793 (1932). — Physiology of root nodule bacteria in relation to fertility levels of the soil. Contrib. Dept. Soils, Missouri Agr. exper. Stat., S. VII. **544**, 315 (1938). — ALBRECHT, W. A., u. T. M. McCALLA: Adsorbed calcium on colloidal clay and an accessory growth factor in laboratory products of Rhizobium cultures. J. Bacter. **32**, 68 (1937). — A new culture medium for Rhizobia. Ebenda **34**, 455 (1937). — ALBRECHT, W., u. F. L. DAVIS: Physiological importance of calcium in legume inoculation. Bot. Gaz. **88**, 310 (1929). — Relation of calcium to the nodulation of soybeans on acid and neutral soils. Soil Sci. **28**, 264 (1929). — ALBRECHT, W. A., u. H. JENNY: Available soil calcium in relation to „damping off“ of soybean seedlings. Bot. Gaz. **92**, 263 (1934). — McCALLA, T. M.: Behavior of legume bacteria (Rhizobium) in relation to exchangeable calcium and hydrogen Ion concentration of the colloidal fraction of the soil. Univ. Missouri Coll. agricult. exper. Stat. Res. Bull. **256** (1937). — HORNER, M.: Relation of the degree of base saturation of a colloidal clay by calcium to the growth, nodulation and composition of soybeans. Ebenda Res. Bull. **232** (1936).

<sup>6</sup> ITANO, A., u. A. MATSUURA: Studies on the nodule bacteria. VIII. Influence of ash content of the nodules on the growth of nodule bacteria with special reference to the Titanium salts. Ber. Ohara Inst. landw. Forsch. Kuraschiki **7**, 501 (1937).

<sup>7</sup> OBRAZCOWA, A. A., u. A. R. MINENKOW: Zitiert Anm. 1.

<sup>8</sup> ROCASOLANO, A. G.: Aportación bioquímica al problema agrícola del nitrógeno. I. u. II. Zaragoza 1933, 1935.

<sup>9</sup> FRED, E. B., usw.: Zitiert S. 498, Anm. 4. — CARROLL, W. R.: A study of Rhizobium species in relation to nodule formation on the roots of Florida legumes. I. u. II. Soil Sci. **37**,

bisher gelungen ist, die Natur des wirksamen Prinzips festzustellen; im Falle der Leguminosen wirkte übrigens nach A. ITANO und A. MATSUURA Knöllchenextrakt am besten, Blattextrakt am schwächsten. Nach F. E. ALLISON und S. R. HOOVER<sup>1</sup> fördert auch Humus, dessen Einfluß sie indessen nicht im Eisen, sondern in einem „Co-Enzym R“<sup>2</sup> sehen, welchen Begriff, und zwar wohl mit Recht, D. W. THORNE und R. H. WALKER<sup>3</sup> ablehnen. Diese Autoren erkannten ebenfalls verschiedene Extrakte als wirksam und betrachteten den wirksamen Stoff als Wasserstoffdonator. Wie P. W. WILSON<sup>4</sup> richtig bemerkt, ist es am besten, einstweilen lediglich von akzessorischen Stoffen zu sprechen. Im übrigen hat man die Eigenschaften des Stoffes wie dessen Löslichkeit usw. untersucht, ferner seinen Einfluß auf den Gasstoffwechsel geprüft, bezüglich dessen lediglich auf die Literatur verwiesen sei<sup>5</sup>. Erst in jüngster Zeit scheint diese Frage eine exaktere Grundlage zu finden, insofern als R. NILSSON und Mitarbeiter<sup>6</sup> feststellten, daß Vitamin B<sub>1</sub> ein Wachstumsfaktor für Knöllchenbakterien ist, daneben aber noch ein davon verschiedener, noch unbestimmter Faktor aus Hefe. Im Zusammenhang mit diesem bewirkt Vitamin B<sub>1</sub> keine Zellvermehrung, wohl aber eine Zunahme der Zellgröße, während Amylalkoholextrakt aus Hefe die Entstehung bakterioidenartiger, verzweigter Formen hervorruft. Sehr beachtenswert sind noch Versuche von K. H. LEWIS und E. MCCOY<sup>7</sup>, wonach bei steril

117, 227 (1934). — VIRTANEN, A. I., M. NORDLUND u. E. HOLLO: Fermentation of sugar by the root nodule bacteria. *Biochemic. J.* **28**, 796 (1934). — SARLES, W. B., u. J. J. REID: Growth stimulants for certain rhizobia. *J. Bacter.* **30**, 651 (1935). — ITANO, A., u. A. MATSUURA: Zitiert Anm. 5: *Studies... V.* — ALBRECHT, W. A., u. T. M. MCCALLA: Adsorbed Calcium on colloidal clay and an accessory growth factor in laboratory production of rhizobium cultures. *J. Bacter.* **32**, 68 (1937). — Vgl. weiter Anm. 1—3.

<sup>1</sup> ALLISON, F. E., u. S. R. HOOVER: An accessory factor for legume nodule bacteria. Sources and activity. *J. Bacter.* **27**, 561 (1934) — The response of rhizobia to natural humic acid. *Soil Sci.* **41**, 333 (1936).

<sup>2</sup> Vgl. noch F. E. ALLISON, S. R. HOOVER u. D. BURK: A respiration coenzyme. *Science (N. Y.)* **78**, 217 (1933).

<sup>3</sup> THORNE, D. W., u. R. H. WALKER: Physiological studies on rhizobium. VI. Accessory factors. *Soil Sci.* **42**, 231 (1936) — ... VII. Some physiological effects of accessory growth factors. *Ebenda* **42**, 301 (1936). — THORNE, D. W., O. R. NEAL u. R. H. WALKER: Physiological studies on Rhizobium. VIII. The respiratory quotient. *Arch. Mikrobiol.* **7**, 477 (1936).

<sup>4</sup> WILSON, P. W.: Symbiotic nitrogen-fixation by the Leguminose. *Bot. Review* **3**, 365 (1937).

<sup>5</sup> ALLISON, F. E., S. R. HOOVER u. D. BURK: Zitiert Anm. 2. — ALLISON, F. E., u. S. R. HOOVER: Zitiert Anm. 1. — THORNE, D. W., u. R. H. WALKER: Some factors influencing the respiration of Rhizobium. *Iowa Acad. Sci.* **41**, 63 (1934). — GREEN, D. E., L. H. STICKLAND u. H. L. A. TARR: Studies on reversible dehydrogenase systems. III. Carrier-linked reactions between isolated dehydrogenases. *Biochemic. J.* **28**, 1812 (1934). — WALKER, R. H., D. A. ANDERSON u. P. E. BROWN: Zitiert S. 513, Anm. 9. — HOOVER, S. R., u. F. E. ALLISON: A growth and respiration factor for certain Rhizobia. *Trans. 3. Internat. Congr. Soil Sci.* **1**, 158 (1935). — THORNE, D. W., u. R. H. WALKER: Zitiert unter Anm. 3. — THORNE, D. W., O. R. NEAL u. R. H. WALKER: Zitiert Anm. 3. — ITANO, A., u. A. MATSUURA: Studies on nodule bacteria. V. Influence of plant extract as accessory substance on the growth of nodule bacteria. *Ber. Ohara Inst. landw. Forsch. Kuraschiki* **7**, 185 (1936) — ... VI. Influence of different parts of plant on the growth of nodule bacteria. *Ebenda* **7**, 359 (1936) — ... VII. Influence of the extract of nodules on the growth of nodule bacteria. *Ebenda* **7**, 379 (1936) — VIII. *Ebenda* **7**, 501 (1937) . . . . IX. On the electrical properties of the accessory substance. *Ebenda* **7**, 517 (1937) — On the electrical properties of the accessory substance. *J. a. Bull. agricult. chem. Soc. Jap.* **12**, 71 (1936). — WEST, P. M., u. P. W. WILSON: Growthfactor requirements of *Rhizobium trifolii*. *J. Bacter.* **36**, 306 (1938) (Abstr.).

<sup>6</sup> NILSSON, R., G. BJÄLVE u. D. BURSTRÖM: Vitamin B<sub>1</sub> als Zuwachsfaktor für *Bact. radicola*. *Naturwiss.* **26**, 284, 661 (1938). — Über Zuwachsfaktoren bei *Bact. radicola*. I., II., III. *Ann. landw. Hochschule Schwedens*, **5**, 291 (1938); **6**, 299 (1938); **7**, 51 (1939). Dieser Faktor ist wahrscheinlich Biotin.

<sup>7</sup> LEWIS, K. H., u. E. MCCOY: Root nodule formation on the garden bean, studied by a technique of tissue culture. *Bot. Gaz.* **95**, 316 (1933).

kultivierten Wurzeln die Knöllchenbildung bei abgeschnittener Wurzelspitze gering ist, jedoch besser wird, wenn diese wieder angesetzt wird. Sofern die anomalen Verhältnisse keine Störungen verursachen, könnte dies auf eine Beeinflussung der Bakterien bzw. der Knöllchenbildung durch die Wurzelspitze hindeuten.

Ebenso ist zweifellos eine Beeinflussung der Pflanze durch die Bakterien vorhanden. Zu der oben erwähnten Wirkung auf die Wurzelhaare sei noch nachgetragen, daß diese nicht spezifisch ist, sondern nach E. MCCOY<sup>1</sup> auch durch solche Rassen der Knöllchenbakterien ausgelöst wird, die keine Infektion, also auch keine Knöllchenbildung, hervorrufen; der wirksame Stoff ist durch Filtration von den Bakterien zu trennen. Auch in der Pflanze werden sich Einflüsse geltend machen können. A. RIPPEL und W. KRAUSE<sup>2</sup> beobachteten, daß Blätter von Erbsen, die verdunkelt und dann wieder belichtet waren, eine stärkere Anhäufung an Kohlehydraten zeigten, wenn die Pflanzen ein Wurzelwerk mit Knöllchen besaßen, als gleich behandelte, aber abgeschnitten in Wasser stehende Pflanzen. Entsprechend behandelter Hafer zeigte diese Unterschiede nicht. Nach E. RÜFFER<sup>3</sup> sind knöllchentragende Pflanzen bis zum Hungerstadium reicher an Kohlehydraten als knöllchenfreie. Wieder andere Einflüsse werden die Entstehung der Knöllchenwucherungen verursachen. Die Entstehung ähnlicher Gallen ist eine bei der Infektion durch gewisse pflanzliche oder tierische Parasiten weitverbreitete Erscheinung, wie z. B. der durch *Pseudomonas tumefaciens* verursachte Pflanzenkrebs. Andererseits vermögen auch Knöllchenbakterien an Geweben anderer Pflanzen, nämlich Nichtleguminosen, in Kultur unter Umständen Wucherungen hervorzurufen, so nach B. NĚMEC<sup>4</sup> Kalluswucherungen auf Kohlrabistückchen. Überhaupt hat man weitere Hinweise dafür, daß die Bakterien gegenüber der Pflanze unter Umständen gewisse parasitäre Eigenschaften zeigen. Das tritt nach H. G. THORNTON<sup>5</sup> bei Mangel an Bor oder Kohlehydraten ein oder bei inaktiven Stämmen, die sich nach D. H. DUNHAM und J. L. BALDWIN<sup>6</sup> als schädlich für das Pflanzenwachstum erweisen können. Wichtig ist in dieser Hinsicht auch die genaue Kenntnis des Infektionsverlaufes und der Knöllchenbildung. Die Lupinenknöllchen kommen nach A. G. KONOKOTINA<sup>7</sup> dadurch zustande, daß sich die Zellen der peripheren Schichten des sich entwickelnden Knöllchens zunächst teilen. An der Grenze des Bakterioidengewebes treten Metastasen auf, so daß schließlich das komplexe Knöllchen entsteht. Anfangs- und Endstadium der Bakterienentwicklung sollen kleine, kokkoide, in ein feines Netzwerk angeordnete Formen sein. Als wichtig wird sich eine eingehende mikroskopische Analyse erweisen, wie sie von H. G. THORNTON und J. E. RUDORF<sup>8</sup> begonnen wurde, und zwar verbunden mit der Untersuchung der Stoffe der Wirtspflanze, die auf die Bakterien einwirken, und ebenso der Stoffe der Bakterien, die die Wirtspflanze beeinflussen. Überraschend ist noch die Feststellung von L. WIPF und D. C. COOPER<sup>9</sup>, daß die in-

<sup>1</sup> MCCOY, E.: Infection by *Bacterium radicum* in relation to the microchemistry of the host's cell walls. Proc. roy. Soc. Lond. B **110**, 514 (1932).

<sup>2</sup> RIPPEL, A., u. W. KRAUSE: Lassen sich Beziehungen zwischen Kohlehydratbildung und Knöllchen bei Leguminosen feststellen? Arch. Mikrobiol. **5**, 14 (1934).

<sup>3</sup> RÜFFER, E.: Forschungen zum Kohlehydratumsatz bei knöllchentragenden und knöllchenfreien Sojabohnen. Z. Pflanzenernährg A **24**, 129 (1932).

<sup>4</sup> NĚMEC, B.: Bakterielle Wuchsstoffe. Ber. dtsh. bot. Ges. **48**, 72 (1930).

<sup>5</sup> THORNTON, H. G.: Trans. 3. Internat. Congr. Soil Sci. **2**, 81 (1935).

<sup>6</sup> DUNHAM, D. H., u. J. L. BALDWIN: Zitiert S. 502, Anm. 6.

<sup>7</sup> KONOKOTINA, A. G.: Mutual relations of nodule bacteria and leguminous plants. II. Morphologic changes of nodule bacteria in the nodules of „chikpea“ (*Cicer arietinum*) and lupine. Microbiology **3**, 221 (1934); engl. Zusammenfassung 230.

<sup>8</sup> THORNTON, H. G., u. J. E. RUDORF: Zitiert S. 503, Anm. 5.

<sup>9</sup> WIPF, L., u. D. C. COOPER: Chromosome numbers in nodules and roots of red clover, common vetch and garden pea. Proc. nat. Acad. Sci. USA. **24**, 87 (1938).

fizierten Zellen des Knöllchengewebes tetraploid sind. Zum Schluß dieses Abschnittes sei noch erwähnt, daß sich nach G. K. K. LINK<sup>1</sup> in den Kulturen von *Rh. phaseoli*  $\beta$ -Indoessigsäure findet, wahrscheinlich auch in den Knöllchen, während nach K. V. THIMANN<sup>2</sup> in den jungen, sich entwickelnden Knöllchen Auxin gebildet wird.

Wie sich die Resorption des gebundenen Stickstoffes durch die Pflanze vollzieht, ist noch nicht sicher bekannt. Es bestehen nach E. B. FRED<sup>3</sup> u. a. 4 Anschauungen:

1. Verdauung der Bakterien.
2. Exkretion löslicher Stickstoffverbindungen als erste Assimilationsprodukte durch die Bakterien.
3. Autolyse der Bakterien.
4. Lösung der Bakterien durch Bakteriophagen.

Was die Bakteriophagie betrifft, so wurde sie wiederholt bei Knöllchenbakterien festgestellt, und es wurde eine gewisse Wirkung auf den Impferfolg an der Pflanze beobachtet<sup>4</sup>. Auf das Vorkommen von Bakteriophagen in der Natur haben verschiedene Autoren<sup>5</sup> Müdigkeitserscheinungen bei der Luzerne zurückgeführt. Es gibt nach D. G. LAIRD<sup>6</sup> gegen Bakteriophagen empfindliche und unempfindliche Stämme, von denen die erstgenannten an *Trifolium* etwas längere und weniger Knöllchen als die letzteren bilden. Ein Zusammenhang mit dem Vorkommen guter und schlechter Stämme konnte jedoch, wie namentlich L. ALMON und P. W. WILSON<sup>7</sup> zeigten, nicht nachgewiesen werden, jedoch eine gewisse Beeinflussung, wie z. B. Herabsetzung der Stickstoffbindung bei Gegenwart des Bakteriophagen bei guten Stämmen, während schlechte Stämme unbeeinflusst blieben. Im übrigen scheint die Bakteriophagie lediglich ein Spezialfall der Autolyse zu sein. Wieweit sie für die natürliche Resorption des gebundenen Stickstoffes verantwortlich zu machen ist, kann zur Zeit noch nicht gesagt werden. Es wird schwer sein, zu entscheiden, ob in den Knöllchen eine Autolyse der Bakterien oder eine Verdauung der Bakterien durch die Pflanze stattfindet. R. SCHAEDE<sup>8</sup> hat auf Grund eingehender cytologischer Beobachtungen auf eine derartige Verdauung geschlossen, eine Folgerung, die wohl auch im Hinblick auf die Verhältnisse bei der Mykorrhiza nahe liegt. Indessen wurde dies von M. P. KORSAKOWA und G. V. LOPATINA<sup>9</sup> bestritten, da Aminosäuren erst gegen Ende der Entwicklung,

<sup>1</sup> LINK, G. K. K.: *Nature* (Lond.) **140**, 507 (1937).

<sup>2</sup> THIMANN, K. V.: On the physiology of the formation of nodules on legume roots. *Proc. nat. Acad. Sci. USA.* **22**, 511 (1936).

<sup>3</sup> FRED, E. B. usw.: Zitiert S. 498, Anm. 4.

<sup>4</sup> WILSON, P. W., E. W. HOPKINS u. E. B. FRED: The fixation of nitrogen by leguminous plants under bacteriologically controlled conditions. *Soil Sci.* **32**, 251 (1931). — ALMON, L., u. P. W. WILSON: Bacteriophage in relation to nitrogen fixation by red clover. *Arch. Mikrobiol.* **4**, 209 (1933). — LAIRD, D. G.: A study of strains of the rhizobia with particular reference to the bacteriophage. *Proc. World's Grain Exhibit. a. Conf. Regina* **2**, 362 (1933).

<sup>5</sup> RASUMOWSKAJA, S. G.: Zur Frage der Knöllchenbakteriophagen. *Arch. Sci. Biol.* **32**, 340 (1932). Ref. Zbl. Bakter. II **88**, 250. — ARNAUDI, C., u. E. CASTELLANI: Sur le bactériophage du „*Rhizobium*“ radicecola. *Soc. Internat. Microbiol. Sez. Ital.* **6**, 317 (1934). — CASTELLANI, E.: Osservazioni sul batteriofago nei medicagi. *Nuovo Giorn. bot. ital.* **42**, 160 (1935). — DEMOLON, A., u. A. DUNEZ: Recherches sur le rôle du bactériophage dans la fatigue des Luzernières. *Annales agronom.*, N. s. **5**, 89 (1935). — Nouvelles observations sur le bactériophage et la fatigue des sols cultivés en luzerne. *Ebenda* **6**, 434 (1936). — VANDERCAVAYE, S. C., u. H. KATZNELSON: Bacteriophage as related to the root nodule bacteria of alfalfa. *J. Bacter.* **31**, 465 (1936).

<sup>6</sup> LAIRD, D. G.: Zitiert Anm. 4. — *Arch. Mikrobiol.* **3**, 159 (1932).

<sup>7</sup> ALMON, L., u. P. W. WILSON: Zitiert Anm. 4.

<sup>8</sup> SCHAEDE, R.: Das Schicksal der Bakterien in den Knöllchen von *Lupinus albus* nebst cytologischen Untersuchungen. *Zbl. Bakter. II* **85**, 416 (1932).

<sup>9</sup> KORSAKOWA, M. P., u. G. V. LOPATINA: Mutual relations of nodule bacteria and leguminous plants. *Microbiology* **3**, 204 (1934); engl. Zusammenfassung 219.

d. h. nach der Blüte der Pflanze, in den Knöllchen aufzutreten und in den voll entwickelten Knöllchen kein eiweißlösendes Enzym nachzuweisen sei. In diesem Zusammenhang ist die Frage wichtig, ob es sich bei den Bakterioiden in den Knöllchen tatsächlich um — nicht mehr entwicklungsfähige — Involutionsformen handelt. Sie dürfte durch L. ALMON<sup>1</sup> in bejahendem Sinne entschieden sein: Mit dem Mikromanipulator wurden aus Knöllchen 411 Bakterioiden isoliert, wobei nur in einem Falle eine Entwicklung gegenüber 25 positiven Fällen bei 125 Isolierungen normaler Stäbchen eintrat. Jener eine Fall kann mit Recht als Versuchsfehler angesehen werden. A. I. VIRTANEN nimmt an, daß die Bakterien bzw. Knöllchen lösliche Stickstoffverbindungen ausscheiden, durch die die Stickstoffversorgung der Pflanze erfolge<sup>2</sup>. Eine Autolyse der Bakterien wird von A. I. VIRTANEN und T. LAINE<sup>3</sup> schon deshalb abgelehnt, weil beim Vergleich stark und wenig wirksamer Bakterienstämme der Eiweißabbau in beiden Fällen gering war. Diese Annahme gründet sich weiterhin auf zweierlei Beobachtungen: Einmal darauf, daß in Mischkultur mit Leguminosen wachsende Nichtleguminosen von jenen mit Stickstoff versorgt werden. So soll nach A. I. VIRTANEN<sup>4</sup> die von einer Erbse ausgeschiedene Stickstoffmenge zur Ernährung zweier Haferpflanzen ausreichen. Nach A. NOWOTNO'WA<sup>5</sup> geht der Stickstoff von Erbsen, Rotklee und Serradella auf Raygras über, jedoch auf Gerste nur der der Erbse. P. W. WILSON und J. C. BURTON<sup>6</sup> brachten indessen dafür nur eine teilweise Bestätigung bei: Negative Versuche in Wisconsin (Erbse + Hafer), positive in Helsinki (Erbse + Gerste); Wiederholung der Versuche von Helsinki in Wisconsin hatten teils positive, teils negative Ergebnisse. Frühere Versuche waren meist negativ ausgefallen<sup>7</sup>. So bedarf diese

<sup>1</sup> ALMON, L.: Concerning the reproduction of bacterioids. *Zbl. Bakter.* II **87**, 289 (1933). — Zur Frage der Wirkung von Stoffen, wie Koffein usw., die in Kultur Bakterioiden hervorgerufen, vgl.: MEZZADROLI, G., u. L. SGARZI: Azione di alcuni alcaloidi nei microorganismi del terreno. *Azotofissatori. Giorn. Biol. Appl. Ind. Chim. e Alim.* **1934**, Nr 5/6. — SEMBRAT, Z.: Influence de la caféine sur les modifications des bactéries nodulaires. *Acta Soc. bot. polon.* **11**, 333 (1934). — Vergleiche noch S. 507 (Bakterioidenbildung durch Amylalkoholextrakt aus Hefe).

<sup>2</sup> Das wurde schon angegeben von J. G. LIPMAN: The associative of legumes and non-legumes. *N. Y. exper. Stat. Bull.* **253** (1912). — Eine Zusammenfassung bei A. I. VIRTANEN: Zitiert S. 498, Anm. 4.

<sup>3</sup> VIRTANEN, A. I., u. T. LAINE: *Biochemic. J.* **30**, 377 (1936).

<sup>4</sup> VIRTANEN, A. I.: Die Wechselbeziehungen zwischen Leguminosen und Nichtleguminosen bezüglich der Stickstoffbindung. *6. Internat. bot. Congr. Amsterdam* **2**, 3 (1935). — Vgl. noch: VIRTANEN, A. I., u. S. V. HAUSEN: Über die Tätigkeit der Leguminosenbakterien und die Ausnützung des in den Wurzeln der Leguminosen gebundenen Stickstoffs durch Nichtleguminosen. *Z. Pflanzenernährg A* **21**, 57 (1931).

<sup>5</sup> NOWOTNO'WA, A.: An investigation of the nitrogen uptake in mixed crops not receiving nitrogenous manures. *J. agricult. Sci.* **27**, 503 (1937).

<sup>6</sup> WILSON, P. W., u. J. C. BURTON: Excretion of nitrogen by leguminous plants. *J. agricult. Sci.* **28**, 307 (1938). — WILSON, P. W.: *Nature (Lond.)* **140**, 154 (1937).

<sup>7</sup> VARTIOVAARA, U.: Über den Stickstoffhaushalt des Hafers bei feldmäßigen Mischkulturen zusammen mit der Erbse. *Z. Pflanzenernährg A* **31**, 353 (1933). — NICOL, H.: The derivation of the nitrogen of crop plants, with special reference to associated growth. *Biol. Rev. Cambridge philos. Soc.* **9**, 383 (1934) — Mixed cropping in primitive agriculture. *Emp. J. exper. Agricult.* **3**, 189 (1935) — The utilisation of atmospheric nitrogen by mixed crops. *Internat. Inst. Agr. (Rome). Mon. Bul. Agr. Sci. a. Pract.* **1936**, Nr 6, 204; Nr 7, 241. — THORNTON, H. G., u. H. NICOL: The effect of sodium nitrate on the growth and nitrogen content of a luzerne and grass mixture. *J. agricult. Sci.* **24**, 269 (1934) — Further evidence upon the nitrogen uptake of grass grown with luzerne. *Ebenda* **24**, 540 (1934). — BJÄLFVE, G.: The nodules of different varieties, percentage of nitrogen in legumes and their influence on the nitrogen economy of the soil. (Schwedisch.) *Centralanst. för försöksv. på jordbruksomr. Medd.* **455** (1935). — WAGNER, F. C.: Concerning the excretion of soluble nitrogen by inoculated leguminous plants. *B. S. Thesis. Univ. Wisconsin* 1935. — BOND, V. S.: Studies on the excretion of nitrogen by leguminous plants. *M. S. Thesis. Univ. Wisconsin* 1936. — LUDWIG, C. A., u. F. E. ALLISON: Experiments on the diffusion of nitrogenous compounds from healthy legume nodules or roots. *J. Bacter.* **31**, 93 (1936) — Experiments concerning

praktisch äußerst wichtige Frage dringend der endgültigen Klärung. Das erscheint um so dringender, als T. DEMIDENKO und E. F. TIMOFIEWA<sup>1</sup> in Mischkultur von Hafer und Erbse zwar die Haferernte verdoppelt, die Erbsenernte aber um die Hälfte verringert fanden, während G. BJÄLFVE<sup>2</sup> nur Stickstoffversorgung auf Grund absterbender Wurzelteile annimmt, und zwar werden 15—30% des fixierten N verwertet. Endlich stellten H. ENGEL und M. ROBERG<sup>3</sup>, auf deren kritische Ausführungen noch besonders verwiesen sei, überhaupt keine Wirkung der Leguminosen im Sinne A. I. VIRTANENS fest. Es bleibt also die Möglichkeit bestehen, daß positive Ergebnisse auf die Wirkung absterbender Knöllchen oder Wurzelteile zurückzuführen sind. Die zweite Beobachtung ist die, daß von den Knöllchen chemisch faßbare, lösliche organische Stickstoffverbindungen ausgeschieden werden sollen (40—60% des gesamten gebundenen Stickstoffes)<sup>4</sup>, und zwar bei steriler Kultur ohne Stickstoff<sup>5</sup>, aber nicht bei steriler Kultur ungeimpfter Pflanzen mit anorganisch gebundenem Stickstoff, so daß Exkretion aus den Knöllchen angenommen werden müßte<sup>6</sup>, wenn nicht andere Autoren, wie H. ENGEL und M. ROBERG, zu gänzlich negativen Ergebnissen gekommen wären. Als definierte Verbindung gibt A. I. VIRTANEN Asparaginsäure<sup>7</sup> an, aus der andere Aminosäuren, wie Alanin, aufgebaut würden. Da A. I. VIRTANEN als erstes Assimilationsprodukt Hydroxylamin annimmt<sup>8</sup>, so würde der Gang der Eiweißsynthese sein: Atmosphärischer Stickstoff — Hydroxylamin — Oxim der Oxalessigsäure — Asparaginsäure. Die Bildung von Ammoniak, das S. WINOGRADSKY<sup>9</sup> für das

diffusion of nitrogenous compounds from healthy legume nodules or roots. *Bot. Gaz.* **98**, 680 (1937). — WILSON, P. W., u. O. WYSS: Mixed cropping and the excretion of nitrogen by leguminous plants. Paper of the crop sect., Amer. Soc. Agron. a. Soil Microbiol. Sect., Soil Sci. Soc. Chicago 1. Dez. 1937. — BOND, G.: Excretion of nitrogenous substances from leguminous root nodules: Observations on soya bean. *Ann. of Bot.*, N. s. **2**, 61 (1938).

<sup>1</sup> DEMIDENKO, T., u. E. F. TIMOFIEWA: *C. r. Acad. Sci. USSR.* **14**, 231 (1937).

<sup>2</sup> BJÄLFVE, G.: The nodules of different varieties, percentage of nitrogen in legumes and their influence on the nitrogen economy of soil. *Medd. Centralanst. Försöksväs.* **445**, *Bakter. avd.* Nr 65 (1935).

<sup>3</sup> ENGEL, H., u. M. ROBERG: Die Stickstoffausscheidung der Wurzelknöllchen. *Ber. dtsch. bot. Ges.* **56**, 337 (1938).

<sup>4</sup> VIRTANEN, A. I.: Nature of the excretion of nitrogen compounds from legume nodules. *Nature (Lond.)* **138**, 880 (1936). — VIRTANEN, A. I., u. S. v. HAUSEN: Investigations on the root nodule bacteria of leguminous plants. Effect of air content of the medium on the function of the nodule and on the excretion of nitrogen. *J. agricult. Sci.* **25**, 278 (1935). — Vgl. weiter: VIRTANEN, A. I.: Über die Stickstoffernährung der Pflanzen. *Ann. Sci. fenn. A* **36**, Nr 12 (1933). — VIRTANEN, A. I., u. S. v. HAUSEN: Investigations on the root nodule bacteria of leguminous plants. Efficiency of different strains of bacteria. *Contr. Biochem. Lab. Found. Chem. Res.* **1932**, Nr 1 — Investigations on the root nodule bacteria of leguminous plants. Continued investigations on the effect of air content of the medium on the development and function of the nodule. *J. agricult. Sci.* **26**, 281 (1936).

<sup>5</sup> VIRTANEN, A. I., S. v. HAUSEN u. H. KARSTRÖM: Untersuchungen über die Leguminosebakterien und -pflanzen. XII. Mitt. Die Ausnutzung der aus den Wurzelknöllchen der Leguminosen herausdiffundierenden Stickstoffverbindungen durch Nichtleguminosen. *Biochem. Z.* **258**, 106 (1933).

<sup>6</sup> VIRTANEN, A. I., u. T. LAINE: Excretion of amino-acids from the root nodules of leguminous plants. *Nature (Lond.)* **137**, 277 (1936).

<sup>7</sup> VIRTANEN, A. I., u. T. LAINE: Formation of  $\beta$ -alanine from aspartic acid through the legume bacteria. *Suomen Kemistilehti B* **10**, 2, 32 (1937). — Vgl. weiter: VIRTANEN, A. J.: Nature of the excretion of nitrogen compounds from legume nodules. *Nature (Lond.)* **138**, 880 (1936) — The mechanism of the symbiotic nitrogen fixation. *Suomen Kemistilehti B* **9**, 69 (1936). — VIRTANEN, A. I., T. LAINE u. S. v. HAUSEN: Excretion of amino acids from the root nodules and their chemical nature. *Ebenda* **9**, 1 (1936).

<sup>8</sup> VIRTANEN, A. I.: The mechanism of the symbiotic nitrogen fixation. *Suomen Kemistilehti B* **9**, 69 (1936). — VIRTANEN, A. I., u. T. LAINE: Fixation of nitrogen in the leguminous root nodules. *Ebenda B* **9**, 12 (1936).

<sup>9</sup> WINOGRADSKY, S., u. H. WINOGRADSKY: Recherches sur les bactéries radicales des légumineuses. *Ann. Inst. Pasteur* **56**, 221 (1936).

erste Assimilationsprodukt hielt, halten D. BURK und F. S. ORCUTT<sup>1</sup> für sekundär. Diese Exkretion soll von verschiedenen Faktoren abhängig sein<sup>2</sup>. Sie erfolge z. B. nur in Sand- (grober Sand ist ungeeignet, ferner wirken Adsorbentien, wie Koalin usw., günstig auf die Exkretion), nicht in Wasserkultur, hohe Transpiration hemmt die Exkretion; Bakterienstämme von gleich hoher N-Bindung exkretieren verschieden stark, ebenso verschiedene Leguminosen, Nitrat scheint die Exkretion stärker herunterzudrücken als die Stickstoffbindung usw. G. BOND<sup>3</sup>, der feststellte, daß aus den Knöllchen der in den Bakterien fixierte Stickstoff zu 80–90% ohne wesentlichen Abbau in die Wirtspflanze abfließt, wobei mit dem Alter der Pflanze eine Abnahme der N-Bindung erfolgt, sei es infolge Verminderung der Kohlehydrate oder Zunahme inaktiver Stämme, wollte aus dem Verlauf dieses Vorganges bestimmte Schlüsse auf die Art und Weise der Resorption ziehen. P. W. WILSON und W. W. UMBREIT<sup>4</sup> betonen demgegenüber mit Recht, daß sich aus dem Verlauf der N-Aufnahme kein Schluß auf die Gültigkeit irgendeiner Theorie der N-Belieferung ziehen lasse, sondern nur die Tatsache des zeitlichen Verlaufes bzw. der regulatorische Ablauf des Wachstums erfaßt werden könne.

Die Zusammensetzung des Pflanzeneiweißes wird augenscheinlich durch die Resorption des Bakterieneiweißes etwas beeinflusst: F. S. ORCUTT<sup>5</sup> fand in mit gasförmigem Stickstoff ernährten Leguminosen zwar keinen wesentlichen Unterschied gegenüber mit gebundenem N ernährten, aber doch einen etwas höheren Gehalt der basischen Nichtaminofraktion (histidin- oder argininähnliche Bestandteile). Die Versuche von W. W. UMBREIT und R. H. BURRIS<sup>6</sup> zeigten in der Tat, daß die Knöllchen einen hohen Arginingehalt (20% des Gesamtstickstoffes) aufweisen, wenn auch die Bakterien selbst nur verhältnismäßig wenig basischen Stickstoff enthielten. Im übrigen wurden noch geringe Mengen von Cystin, Histidin, Lysin, Tryptophan, ferner Prolin usw. gefunden. Vier untersuchte Bakterienrassen unterschieden sich in der Eiweißzusammensetzung kaum; der Stickstoffgehalt war aber wegen der starken Schleimbildung einzelner Rassen sehr verschieden:

Rhizobium meliloti . . . . .	8,4% N	Rhizobium trifolii . . . . .	2,0% N
„ japonicum . . . . .	9,9% N	„ leguminosarum . . . . .	6,4% N

B. REWALD und W. RIEDE<sup>7</sup> fanden keinen Einfluß der Knöllchenbildung auf die Phosphatid- und Ölbildung der Sojabohne. Die Bakterien selbst enthalten nach

<sup>1</sup> BURK, D.: Criteria of chemical mechanism in nitrogen fixation by living forms. Proc. 2. Internat. Congr. Microbiol. 1936, 264. — ORCUTT, F. S.: Nitrogen metabolism of soybeans in relation to the symbiotic nitrogen fixation process. Soil Sci. 44, 203 (1937).

<sup>2</sup> VIRTANEN, A. I., S. v. HAUSEN u. T. LAINE: Investigations on the root nodule bacteria of leguminous plants. XIX. Influence of various factors on the excretion of nitrogenous compounds from the nodules. J. agricult. Sci. 27, 332 (1937) — Excretion of nitrogen in associated cultures of legumes and non-legumes. Ebenda 27, 584 (1937). — VIRTANEN, A. I., S. SAASTAMOINEN u. T. LAINE: On the factors influencing the excretion from the root nodules. Suomen Kemistilehti B 10, 28 (1937).

<sup>3</sup> BOND, G.: Quantitative observations on the fixation and transfer of nitrogen in the soybean, with especial reference to the mechanism of transfer of fixed nitrogen from bacillus to host. Ann. of Bot. 50, 559 (1936) — Fixation and transfer of nitrogen in soja bean: A reply to criticism. Zbl. Bakter. II 93, 32 (1938).

<sup>4</sup> WILSON, P. W., u. W. W. UMBREIT: Fixation and transfer of nitrogen in the soybean. Zbl. Bakter. II 90, 402 (1937).

<sup>5</sup> ORCUTT, F. S.: Nitrogen metabolism of soybeans in relation to the symbiotic nitrogen fixation process. Soil Sci. 44, 203 (1937).

<sup>6</sup> UMBREIT, W. W., u. R. H. BURRIS: Composition of soybean nodules and root nodule bacteria. Soil Sci. 45, 111 (1938). — Zur Methodik vgl.: ORCUTT, F. S., u. P. W. WILSON: Biochemical methods for the study of nitrogen metabolism in plants. Plant Physiol. 11, 713 (1936).

<sup>7</sup> REWALD, B., u. W. RIEDE: Knöllchenbakterien und Phosphatbildung bei Soja hispida. Biochem. Z. 247, 424 (1932).

I. M. LEWIS<sup>1</sup> Fettkügelchen, die vielfach als Fortpflanzungskörper angesehen wurden.

Die Knöllchenbakterien sind aerob; die Entstehung anaerob gebildeter Säuren, wie Buttersäure neben Wasserstoff, die von A. I. VIRTANEN und Mitarbeitern<sup>2</sup> angegeben wird, konnte von K. MOTHES und J. PIETZ<sup>3</sup> nicht bestätigt werden. Doch werden aerob Säuren noch unbekannter Natur gebildet. Nach M. S. RAJU<sup>4</sup> säuern auf Zucker Cicer- und Dheincha-Bakterien, während *Vigna sinensis*-Bakterien alkalisieren. Wachstum findet noch bei geringer Sauerstoffspannung statt, nach C. E. GEORGI und P. W. WILSON<sup>5</sup> bei 5% Sauerstoff noch gut, was mit anderen Angaben über das Wachstum bei vermindertem Sauerstoffdruck übereinstimmt<sup>6</sup>. Entscheidend ist dabei das Oxydoreduktionspotential des Substrates, welche Verhältnisse von K. MOTHES und J. PIETZ<sup>7</sup> weitgehend geklärt wurden: in den aktiven Knöllchen findet sich eine rote Substanz (Dopa; Oxydationsprodukt des Dioxyphenylalanins<sup>8</sup>), dessen Beständigkeit an dieser Stelle zeigt, daß das Oxydationspotential größer als  $r_H$  15 sein muß, wie schon I. L. RABOTNOWA<sup>6</sup> feststellte. Das Bakterium vermehrt sich indessen in Reinkultur nur aerob, wobei das  $r_H$  bis auf 24 steigt. Unter  $r_H$  13 findet keine Entwicklung statt. Das Bakterium entwickelt sich nun bei Gegenwart des erwähnten roten Körpers auch in Anaerobiose, wobei das  $r_H$  nicht unter 13 sinkt. Im übrigen ist die Reduktionsfähigkeit der Bakterien sehr hoch: das  $r_H$  sinkt im Stickstoffstrom unter 7 herab. Für die Bedingungen der Symbiose dürften diese Verhältnisse von großer Wichtigkeit sein. Im übrigen ist die Atmung der Knöllchenbakterien sehr verschieden in Hinsicht auf das Verhältnis des aufgenommenen Sauerstoffes zu der gebildeten Kohlensäure; der Atmungsquotient  $CO_2/O_2$  liegt teils über, teils unter 1, was mit der verschiedenartigen Bildung von Schleim und anderen Stoffwechselprodukten unter der Wirkung veränderter Außenbedingungen zusammenhängt, worüber auf die Literatur verwiesen sei<sup>9</sup>. Die Ausnützung des Zuckers ist recht hoch; nach C. E. GEORGI und P. W. WILSON<sup>5</sup> werden

<sup>1</sup> LEWIS, I. M.: Cellinclusions and the life cycle of Rhizobia. *J. Bacter.* **35**, 573 (1938).

<sup>2</sup> VIRTANEN, A. I., M. NORDLUND u. E. HOLLO: Fermentation of sugar by the nodule bacteria. *Biochemic. J.* **28**, 796 (1934). — Vgl. noch: ITANO, A., u. A. MATSUURA: Studies on the nodule bacteria of *Astragalus sinicus* (George). III. Fermentation of carbohydrates with special reference to the carbon and nitrogen source. *Ber. Ohara Inst. landw. Forsch. Kuraschiki* **6**, 341 (1934).

<sup>3</sup> MOTHES, K., u. J. PIETZ: Zur Physiologie der Leguminosensymbiose. *Naturwiss.* **25**, 201 (1937). — PIETZ, J.: Beitrag zur Physiologie des Wurzelknöllchenbakteriums. *Zbl. Bacter. II* **99**, 1 (1938).

<sup>4</sup> RAJU, M. S.: Zitiert S. 501, Anm. 1.

<sup>5</sup> GEORGI, C. E., u. P. W. WILSON: The influence of the tension of oxygen on the respiration of Rhizobia. *Arch. Mikrobiol.* **4**, 543 (1933).

<sup>6</sup> ZYCHA, H.: Sauerstoffoptimum und Nährboden „aerob“ Bakterien. *Arch. Mikrobiol.* **3**, 194 (1932). — RABOTNOWA, I. L.: The oxidation-reduction regime of the nitrogen-assimilators of the Rhizobium-group. *Microbiology* **5**, 217 (1936). — KONISHI, K., u. T. TSUGE: Über die Begünstigung des Azotobacter-Wachstums durch mineralische Stoffe aus Bodenextrakten. (Forts.) *J. a. Bull. agricult. chem. Soc. Jap.* **10**, 510 (1934) — Dieselben: Zitiert Anm. 9. Danach nimmt *Rh. meliloti* am meisten  $O_2$  bei Luftdruck auf, trifolii bei geringerem Teildruck; bei den übrigen kein Einfluß.

<sup>7</sup> MOTHES, K., u. J. PIETZ: Zitiert Anm. 3.

<sup>8</sup> Dieses Handbuch **8**, 658 (1931).

<sup>9</sup> HOOVER, S. R., u. F. E. ALLISON: A growth and respiration factor for certain Rhizobia. 3. *Internat. Congr. Soil Sci.* **1**, 158 (1935). — NEAL, O. R., u. R. H. WALKER: Physiological studies on Rhizobium. IV. Utilization of carbonaceous materials. *J. Bacter.* **30**, 173 (1935) — . . . V. The extent of oxidation of carbonaceous materials. *Ebenda* **32**, 183 (1936). — KONISHI, K., u. T. TSUGE: On the respiration of nodule bacteria. *J. Sci. Soil a. Manure* **8**, 297 (1934). — THORNE, D. W., u. R. H. WALKER: Some factors influencing the respiration of Rhizobium. *Iowa Acad. Sci.* **41**, 63 (1934) — Physiological studies on Rhizobium. III. Respiration and growth as influenced by the reaction of the medium. *J. Bacter.* **30**, 33



60—80% des verwerteten Zuckers in  $\text{CO}_2$  umgewandelt, 20—40% also in Körpersubstanz bzw. Schleimstoffe. Elementarer Stickstoff wird so lange voll verarbeitet, bis sein Partialdruck unter 0,1 Atmosphären sinkt<sup>1</sup>. Wasserstoff ist ein spezifischer Hemmungsstoff für die Stickstoffbindung<sup>2</sup>. Der optimale  $p_{\text{H}}$ -Wert ist bei den einzelnen Rassen etwas verschieden; auch scheint er nach P. W. WILSON<sup>3</sup>, ebenso wie die Optimaltemperatur, für das Wachstum etwas anders zu liegen als für die Atmung. J. PIETZ<sup>3</sup> fand das optimale Wachstum der *Vicia faba*-Bakterien bei  $p_{\text{H}}$  6; diesen Wert zeigte auch das Bakterioidengewebe, während das umgebende Rindengewebe einen solchen von 3,5 aufweist! Auch diese Verhältnisse sind nach der Pflanzenart verschieden. Denn I. L. RABOTNOWA<sup>3</sup> fand innerhalb der Bakterienzelle einen  $p_{\text{H}}$ -Wert von 7,2—7,8 bei *Rh. lupini*, von 7,4—8,0 bei *japonicum* und von 6,0—6,4 bei *leguminosarum*.

Von weiteren biologischen Einzelheiten<sup>4</sup> ist zu berichten: Nach A. ALBRECHT und L. M. TURK<sup>5</sup> blieben Knöllchenbakterien in getrocknetem Boden 4 Jahre am Leben, dann waren sie abgestorben; in nichtgetrocknetem Boden wurden nach 7 Jahren noch lebende Knöllchenbakterien festgestellt. Ultraviolettbestrahlung von Boden vernichtete die Knöllchenbakterien nicht (vgl. S. 474). Ein Aufbewahren bei Zimmertemperatur erhält die Bakterien weniger lang am Leben als bei 5° C. Bakterien, die mit Pflanzensaft an den Samen eingetrocknet waren, vertrugen das Austrocknen besser als bei gleicher Behandlung mit Milch<sup>6</sup>. Das Enthülsen der Samen ist nach J. DUGGAR<sup>7</sup> für die Knöllchenbildung schlechter

---

(1935). — WALKER, R. H., D. A. ANDERSON u. P. E. BROWN: Physiological studies on *Rhizobium*. I. The effect of nitrogen source on oxygen consumption by *Rhizobium leguminosarum* Frank. *Soil Sci.* **37**, 387 (1934) — ... II. The effect of nitrogen source on oxygen consumption by *Rh. meliloti*, *Rh. trifolii* and *Rh. phaseoli*. *Soil Sci.* **38**, 207 (1934). — WILSON, P. W.: Respiratory enzyme systems in the root nodule bacteria. *J. Bacter.* **32**, 66 (1937) — Respiratory enzyme systems in symbiotic nitrogen fixation. I. The „resting cell“ technique as a method for study of bacterial metabolism. *J. Bacter.* **35**, 601 (1938). — WILSON, P. W., u. V. S. BOND: Studies on the mechanism of nitrogen fixation by leguminosae. The  $p_{\text{O}_2}$  function. *Ebenda* **32**, 116 (1936). — WILSON, P. W., u. E. B. FRED: Mechanism of symbiotic nitrogen fixation. II. The  $p_{\text{O}_2}$  function. *Nat. Acad. L. Proc.* **23**, 503 (1937).

<sup>1</sup> WILSON, P. W.: Mechanism of symbiotic nitrogen fixation. I. The influence of  $p_{\text{N}_2}$ . *J. amer. chem. Soc.* **58**, 1256 (1936).

<sup>2</sup> WILSON, P. W.: Studies in the mechanism of symbiotic nitrogen fixation. *Proc. 2. Internat. Congr. Microbiol. Lond.* **1936**, 266. — UMBREIT, W. W., u. P. W. WILSON: Studies in the mechanism of symbiotic nitrogen fixation: hydrogen as a specific inhibitor. *J. Bacter.* **32**, 67 (1937). — WILSON, P. W., u. W. W. UMBREIT: Mechanism of symbiotic nitrogen fixation. III. Hydrogen as a specific inhibitor. *Arch. Mikrobiol.* **8**, 440 (1937). — LEE, S. B., u. P. W. WILSON: Nature of hydrogen inhibition of the symbiotic nitrogen fixation process. *J. Bacter.* **36**, 308 (1938) (Abstr.).

<sup>3</sup> WILSON, P. W.: Respiratory enzyme systems in symbiotic nitrogen fixation. I. The „resting cell“ technique as a method for study of bacterial metabolism. *J. Bacter.* **35**, 601 (1938). — PIETZ, J.: Zitiert S. 513, Anm. 3. — RABOTNOWA, I. L.: Zitiert S. 513, Anm. 6.

<sup>4</sup> Zur Züchtung vgl. noch: HOFER, A. W.: Methods for distinguishing between legume bacteria and their most common contaminant (*Bacillus radiobacter*). *J. amer. Soc. Agronomy* **27**, 228 (1935). — BRYAN, C. S.: Identification of *Phytomonas*, *Azotobacter* and *Rhizobium* or *Achromobacter* upon initial isolation. *Soil Sci.* **45**, 185 (1938).

<sup>5</sup> ALBRECHT, A., u. L. M. TURK: Legume bacteria with reference to light and longevity. *Res. Bull. agricult. Exper. Stat. Coll. Agricult. Univ. Missouri* **132** (1930). — Vgl. weiter über Lebensdauer: KOVROTSSEVA, S.: Influence of the type of soil and of moisture on growth and multiplication of nodule bacteria. *Bull. State Inst. Agr. Microbiol. USSR.* **5**, 98 (1933). *Ref. Zbl. Bakter. II* **91**, 305.

<sup>6</sup> PORGES, N.: The longevity of legume bacteria on seed, as influenced by plant sap. *Soil Sci.* **32**, 481 (1931).

<sup>7</sup> DUGGAR, J. F.: Root nodule formation as affected by planting of stelled or unsteled seeds of bur clovers, black medic, hubam and crimson and subterranean clover. *J. amer. Soc. Agronomy* **26**, 919 (1934).

als das Nichtenthülsen, und zwar offenbar wegen der rauheren Oberfläche. Bei Soja ist nach B. REWALD und W. RIEDE<sup>1</sup> eine Impfung zwecklos: die Bakterien erscheinen nach 2—3 Jahren von selbst. Mischinfektion ist nach V. S. BOND<sup>2</sup> von gleichem Erfolg wie Infektion mit einem reinen Stamm.

Die gewöhnliche Verunreinigung einer Isolierung durch *B. radiobacter* ist nach A. W. HOFER<sup>3</sup> in einer besonderen Nährlösung leicht zu erkennen. In Knöllchen von *Cajanus indicus* fanden G. PALACIOS und A. BARI<sup>4</sup> ein von *radiobacter* verschiedenes, viel Schleim, aber keine Knöllchen bildendes Bakterium, *Bacillus concomitans*. H. J. CONN und A. W. HOFER<sup>5</sup> glauben, daß die Knöllchenbakterien mit *Pseudomonas tumefaciens* nahe verwandt seien, was mit der von A. RIPPEL<sup>6</sup> wiederholt vertretenen Anschauung übereinstimmt. H. L. JENSEN<sup>7</sup> findet Beziehungen zu den Corynebakterien. Rein äußerlicher Natur dürften, infolge der gleichartigen Lebensbedingungen, die engen Beziehungen sein, die D. W. THORNE und P. E. BROWN<sup>8</sup> zwischen Knöllchenbakterien und Nitrifikanten annehmen, beide sollen stets in gleichem Verhältnis und durch gleiche Düngemittel gefördert werden. Gewisse Actinomyceten hemmen nach K. KONISHI und R. FUKUCHI<sup>9</sup> die Knöllchenbakterien, *Act. flavus* unterdrückt sie, jedoch nur in Reinkultur; die Knöllchenbildung wird bei Zusatz des Actinomyceten zu Erde nicht unterdrückt.

Was die Stickstoffbindung durch die Erle und andere Pflanzen anbelangt, so ist auf folgende Untersuchungen hinzuweisen. Wenn auch die alten Versuche von L. HILTNER bereits gezeigt hatten, daß die Erle (*Alnus glutinosa*) mit Hilfe ihrer Knöllchensymbionten elementaren Luftstickstoff zu binden vermag, so war eine Bestätigung doch wünschenswert, zumal noch T. KATAOKA<sup>10</sup> den Versuchen nur einen gewissen Wahrscheinlichkeitswert zuspricht. O. KREBBER<sup>11</sup> konnte nun bestätigen, daß die Erle ohne gebundenen Stickstoff, aber mit zerriebenen Knöllchen geimpft, ebenso gut gedeiht wie mit gebundenem Stickstoff ohne Knöllchen, die Erle also der Knöllchen nicht bedarf, während ungeimpfte Kontrollen ohne gebundenen Stickstoff nur ganz kümmerlich wuchsen und bald zugrunde gingen (vgl. Abb. 7). Das Bild änderte sich im Verlaufe einiger Jahre nicht<sup>12</sup>; die geimpften Pflanzen hatten nach drei Jahren eine Höhe von 1,55—2,30 m und ein Gewicht von 1,24—1,74 kg erreicht. Wenn auch keine

<sup>1</sup> REWALD, B., u. W. RIEDE: Zitiert S. 512, Anm. 7. — OKADA, Y.: Sci. Rep. Tohoku Univ. IV **11**, 253 (1936). Ref. Zbl. Bakter. II **96**, 356, fand in *Pseudosasa*-Assoziation keine Knöllchenbakterien.

<sup>2</sup> BOND, V. S.: Combination of mixed groups of *Rhizobium* in a single culture. J. Bacter. **36**, 306 (1938).

<sup>3</sup> HOFER, A. W.: Methods for distinguishing between legume bacteria and their most common contaminant. J. amer. Soc. Agronomy **27**, 228 (1935).

<sup>4</sup> PALACIOS, G., u. A. BARI: A new microorganism associated with the nodule-bacteria in *Cajanus indicus*. Proc. Indian Acad. Sci. **3**, 362 (1936).

<sup>5</sup> CONN, H. J., u. A. W. HOFER: Probable relationships of the organisms causing crown gall and legume nodules. Soil Sci. Soc. amer. Proc. **1**, 221 (1937).

<sup>6</sup> Dieses Handbuch **7**, 291 (1931). — RIPPEL, A.: Vorlesungen über Bodenmikrobiologie, S. 52. Berlin: Julius Springer 1933. — Ferner: Zitiert S. 498, Anm. 4.

<sup>7</sup> JENSEN, H. L.: Corynebacteria as an important group of soil microorganisms. Proc. Linnæan Soc. N. S. Wales **58**, 181 (1933).

<sup>8</sup> THORNE, D. W., u. P. E. BROWN: J. amer. Soc. Agronomy **29**, 877 (1937).

<sup>9</sup> KONISHI, K., u. R. FUKUCHI: Effect of certain Actinomycetes on the growth of the root nodule bacteria. J. Soc. Soil a. Manure Jap. **9**, 75 (1935).

<sup>10</sup> KATAOKA, T.: On the significance of the root-nodules of *Coriaria japonica* A. Gr. in the nitrogen nutrition of the plant. Jap. J. of Bot. **5**, 209 (1930).

<sup>11</sup> KREBBER, O.: Untersuchungen über die Wurzelknöllchen der Erle. Arch. Mikrobiol. **3**, 588 (1932).

<sup>12</sup> ROBERG, M.: Weitere Untersuchungen über die Stickstoffbindung der Erle. Ber. dtsh. bot. Ges. **52**, 54 (1934).

quantitativen Stickstoffbestimmungen vorliegen, so stellte doch O. KREBBER fest, daß in den Blättern der geimpften Pflanzen mehr Stickstoff vorhanden war als

	Durchschnittliche Höhe in cm	N-Gehalt der Blätter je 100 g Trockensubstanz
III. N-frei, geimpft . . .	68	3,44
IV. N-frei, ungeimpft . .	13	1,30
II. Mit Nitrat, ungeimpft	76	2,35



Abb. 7. Nach O. KREBBER. Die römischen Zahlen entsprechen denen der obenstehenden Tabelle.

in den ungeimpften ohne gebundenen Stickstoff, ja, selbst noch mehr als in den mit Nitrat ernährten Pflanzen, wie die nebenstehende Zusammenstellung nach O. KREBBER zeigt. Wenn auch zur Schonung der Pflanzen diese nicht ganz analysiert wurden, so zeigen doch die bei den N-freien, geimpften Pflanzen am höchsten liegenden Werte des prozentischen Stickstoffgehaltes, daß die Pflanzen bei dem im Vergleich zu den ungeimpften N-freien Pflanzen viel besseren Wachstum auch absolut an Stickstoff zugenommen haben müssen. Eine Ausscheidung organischer Stickstoffverbindungen fand M. ROBERG<sup>1</sup> im Gegensatz zu A. I. VIRTANEN<sup>2</sup>, der die Stickstoffbindung ebenfalls bestätigte, nicht. Bei dem Symbionten, dessen Kultur bisher allerdings noch nicht gelungen ist, handelt es sich zweifelsohne um einen Actinomyce ten, wie die cytologischen Untersuchungen von O. KREBBER und R. SCHAEDE<sup>3</sup> zeigten. Charakteristisch sind bläschenförmige Anschwellungen der Fäden, die von der Wirtspflanze verdaut werden. In einigen Zellen treten bakterioidenartige Gebilde auf, die zu dem Actinomyce ten gehören und L. BORM<sup>4</sup>

zu der Annahme verleiteten, daß es sich um einen Bakteriensymbionten handle; sie werden nicht verdaut, sondern gelangen anscheinend ins Freie. Nach M. ROBERG<sup>1</sup> ist der Symbiont im Erdboden verbreitet und kann anscheinend auch ohne Knöllchen leben. Wie er weiter zeigte, werden die Wurzelknöllchen von *Alnus* und *Elaeagnaceen* (*Elaeagnus*, *Hippophae*) von zwei verschiedenen Actinomy-

<sup>1</sup> ROBERG, M.: Über den Erreger der Wurzelknöllchen von *Alnus* und den *Elaeagnaceen* *Elaeagnus* und *Hippophae*. Jb. Bot. **79**, 472 (1934). — Die bestätigen weiter H. ENGEL u. M. ROBERG: Zitiert S. 511, Anm. 3.

<sup>2</sup> VIRTANEN, A. I., u. S. SAASTOMAINEN: Über die Stickstoffbindung bei Erlen. Acta chem. fenn. **6** (1933).

<sup>3</sup> SCHAEDE, R.: Über die Symbionten in den Knöllchen der Erle und des Sanddornes und die cytologischen Verhältnisse in ihnen. Planta (Berl.) **19**, 389 (1933).

<sup>4</sup> BORM, L.: Die Wurzelknöllchen von *Hippophae rhamnoides* und *Alnus glutinosa*. Bot. Archiv **31**, 441 (1931).

ceten verursacht, nämlich *Actinomyces Alni* bzw. *A. Elaeagni*<sup>1</sup>. Auch bei *Elaeagnaceen* wird elementarer Stickstoff gebunden. Schließlich zeigte M. ROBERG<sup>2</sup> noch, daß der gleiche Symbiont an verschiedenen Erlenarten (*Alnus glutinosa*, *incana*, *cordata* und *viridis*) Knöllchen bilden kann. T. КАТАОКА wies darauf hin, daß auch bei *Coriaria japonica*, die ebenfalls Wurzelknöllchen besitzt, Stickstoff gebunden wird, denn sie zeigte gutes Wachstum in Sandkultur ohne gebundenen Stickstoff bei Anwesenheit von Knöllchen. H. MOWRY<sup>3</sup> stellte gleiches für *Casuarina fest*; der Symbiont einer Art infizierte 9 *Casuarina* arten. Hier handelt es sich offenbar um einen Bakteriensymbionten. In den Wurzelknöllchen von *Podocarpus* soll sich nach H. CHAUDHURI und A. R. AKHTAR<sup>4</sup> ein stickstoffbindender Pilz befinden, der auch auf *Casuarina* und *Cycas* übergehen soll, aber dort keine Knöllchen bildet. Die Angabe von R. BROWN<sup>5</sup> über Stickstoffbindung bei dem bekanntlich meist einen Pilz beherbergenden *Lolium temulentum* erscheint wegen der geringen Mengen des festgestellten gebundenen Stickstoffs zweifelhaft. Jedenfalls fand J. GÜNNEWIG<sup>6</sup> keinen Hinweis auf Stickstoffbindung bei Kultur in N-freier Nährlösung. Der Pilz erwies sich als *Chaetomium Kunzeanum* Zopf; er fand sich auch häufiger in *Lolium multiflorum*, aber nur sehr selten in *Lolium perenne*. Die zyklische Symbiose von *Ardisia crispa* bedeutet nach B. NĚMEC<sup>7</sup> für die Pflanze keine Bindung des elementaren Luftstickstoffes, sondern die Bakterien sollen eine hormonartige Substanz ausscheiden, die zur normalen Entwicklung der Blätter und Internodien nötig sei. Zu dieser Ansicht gelangte auch PH. DE JONGH<sup>8</sup>, dem es weiterhin durch Infektion der bakterienfrei gemachten und infolgedessen ein verkrüppeltes Wachstum zeigenden Pflanzen von *Ardisia crispa* gelang, in sehr jungem Stadium wieder ein normales Wachstum zu erzielen; auch er findet keine Anzeichen für eine Stickstoffbindung, die G. A. HEUBEL<sup>8</sup> aus praktischen Beobachtungen entnimmt. Es sei noch erwähnt, daß sich nach PH. DE JONGH<sup>8</sup> Bakterien bei 370 Arten der *Myrsinaceen* und *Rubiaceen* finden, während der Fall von *Dioscorea* bisher vereinzelt geblieben ist; er selbst gibt eine genaue Beschreibung der zyklischen Symbiose von *Ardisia crispa*. Über angeblich zyklische Symbiose und Stickstoffbindung bei der Mykorrhiza vergleiche man S. 496.

<sup>1</sup> YENDO, Y., u. T. TAKASE: On the root-nodules of *Elaeagnus*. Bull. Sericult. a. Silk-industry Jap. **4**, 114 (1932). (Japan. m. engl. Zusammenfassg.) Die Verff. halten den Symbionten für einen *Myxomyceten*.

<sup>2</sup> ROBERG, M.: Über den Erreger der Wurzelknöllchen europäischer Erlen. Jb. Bot. **86**, 344 (1938).

<sup>3</sup> MOWRY, H.: Symbiotic nitrogen fixation in the Genus *Casuarina*. Soil Sci. **36**, 409 (1933). — Vgl. noch: CHAUDHURI, H.: Recherches sur la bactérie des nodosités radicales du *Casuarina equisetifolia* (Fort). Bull. Soc. bot. France **78**, 447 (1931). — PARKER, R. M.: *Casuarina* root-nodules. Indian Forester **58**, 362 (1932).

<sup>4</sup> CHAUDHURI, H., u. A. R. AKHTAR: A study of the root-tubercles of *Podocarpus chinensis*. J. Indian bot. Soc. **10**, 92 (1931).

<sup>5</sup> BROWN, R.: Nitrogen fixation by the endophyte of *Lolium*. J. agricult. Sci. **23**, 527 (1933).

<sup>6</sup> GÜNNEWIG, J.: Beiträge zur Kenntnis und Bedeutung des *Lolium*-Pilzes. Beitr. Biol. Pflanz. **20**, 227 (1933).

<sup>7</sup> NĚMEC, B.: Über Bakteriensymbiose bei *Ardisia crispa*. Stud. Plant physiol. Labor. Charles Univ. Prag **4**, H. 3, 1 (1933).

<sup>8</sup> JONGH, PH. DE: On the symbiosis of *Ardisia crispa* (Thunb.). A. DC. Diss. Leiden 1938. — Vgl. noch: BREMEKAMP, C. E. B.: The bacteriophilous species of *Psychrotia*. J. of Bot. **71**, 271 (1933) — A monograph of the genus *Pavetta* L. Rep. Spec. nov. regn. vegetab. **37**, 1 (1934). — HEUBEL, G. A.: Het voorkomen en ontstaan van stickstofknobbeltjes in de bladeren van verschillende *Rubiaceen* en de eventuele betekenis daarvan voor de cultures. Bergcultures **7**, 1246 (1933).

### Frei lebende Stickstoffbinder<sup>1</sup>.

Ob es berechtigt ist, wie N. SVARTZ<sup>2</sup> meint, die Form *Bacillus amylobacter* in zwei aufzuteilen, *Clostridium pasteurianum* Winogr. und *Cl. butyricum jodophilum*, welch letzteres aber unter  $p_H$  6,6 keine „Stärke“ bildet, mag dahingestellt bleiben, ebenso, ob die Aufteilung nach der Pektinzerersetzung, deren Variabilität bereits G. BREDEMANN<sup>3</sup> gezeigt hatte, berechtigt ist. Einige von diesen zu anderen Arten gerechneten Formen fixieren nach N. O. SJOLANDER und E. MCCOY<sup>4</sup> elementaren Stickstoff, wenn auch nicht so viel wie das „eigentliche *Clostridium pasteurianum*“. Eine Filtrierbarkeit von *B. amylobacter* wird von W. BUCKSTEEG<sup>5</sup> abgelehnt, der indessen auch zeigte, daß unter besonderen Verhältnissen bei normalen Kulturen sehr kleine Formen, kokkenartige Degenerationsformen, auftreten können, und zwar unter der Wirkung superoptimaler Temperatur, schädlicher Sauerstoff- oder Salzkonzentration oder auch im Alter. Dagegen gibt A. IMSENECKI<sup>6</sup> an, daß bei *Granulobacter pectinovorum*, der wohl mit *B. amylobacter* identisch ist, kleine, sich in Stäbchen umwandelnde, selbständig nicht vermehrungsfähige „Knospen“ auftreten, die als „Entfernung“ der Sporenanlage gedeutet werden. Eine gewisse Filtrierbarkeit erscheint somit nicht ausgeschlossen. Daß *B. amylobacter* verbreiteter als *Azotobacter* ist, weil er weniger von anaeroben und sauren Umweltbedingungen beeinflusst wird, zeigen weitere Beobachtungen<sup>7</sup>, so in Tiefseeschlamm (vgl. S. 532), italienischen Reisfeldern, sauren Böden usw. Wenn auch *Azotobacter* nicht ganz fehlt, so kann er doch gegen *B. amylobacter* sehr zurücktreten, wie z. B. in einem Moorboden Oberitaliens<sup>8</sup> oder in anderen Böden, worüber man die Beispiele von D. FEHÉR (S. 447) und A. JANKE (S. 450) vergleichen möge. Eine quantitative Angabe von C. OLSEN<sup>9</sup> sei noch erwähnt: Dieser erhielt kräftige

<sup>1</sup> Zusammenfassende Übersichten: BURK, D.: Azotase und Nitrogenase in *Azotobacter*. Erg. Enzymforsch. **3**, 23 (1934). — ROSSI, G. DE: Les microbes du sol et la fixation de l'azote atmosphérique. Soc. Internat. Microbiol. Sez. Ital. **4**, 418 (1932).

<sup>2</sup> SVARTZ, N.: Was ist *Bacillus amylobacter*? Zbl. Bakter. I Orig. **125**, 115 (1932).

<sup>3</sup> Dieses Handbuch **7**, 295/296 (1931).

<sup>4</sup> SJOLANDER, N. O., u. E. MCCOY: Studies on anaerobic bacteria. XIII. A cultural study of some „butyric“ anaerobes previously described in the literature. Zbl. Bakter. II **97**, 314 (1937/38). — Über Pektinzerersetzung vgl. weiter: KORSAKOWA, M. P., u. E. A. NIKITINA: Zitiert S. 560, Anm. 4.

<sup>5</sup> BUCKSTEEG, W.: Über atypische Zellformen bei *Bacillus amylobacter*. Ein Beitrag zur Frage des Pleomorphismus der Bakterien. Zbl. Bakter. II **91**, 321 (1935). — Vgl. noch: CUNNINGHAM, A.: The life-cycle of *B. saccharobutyricus* von Klecki. I. Methods and cultures used. Ebenda **82**, 25 (1930) — . . . II. The large rod, coccoid and short rod phases. Ebenda **82**, 481 (1931) — . . . III. The slender rod phase and secondary transformations. Ebenda **83**, 1 (1931) — . . . IV. Confirmatory evidence. Ebenda **83**, 219 (1931).

<sup>6</sup> IMSENECKI, A.: Struktur und Entwicklungsgeschichte des *Granulobacter pectinovorum* (Fribes). Arch. Mikrobiol. **5**, 451 (1934).

<sup>7</sup> ARNAUDI, C.: Sur les microbes fixateurs de l'azote dans les terrains de rizière. Soc. Internat. Microbiol. Sez. Ital. **4**, 494 (1932). — ARNAUDI, C., u. J. MARCO: Recherches sur la microflore de la bruyère lombarde. Soc. Internat. Microbiol. Sez. Ital. **2**, 407 (1930). — JANKE, A., F. SEKERA u. A. SZILVINYI, sowie A. JANKE u. M. WOZAK: Zitiert S. 449, Anm. 2. — VERONA, O.: Studio microbiologico di un terreno torboso. Arch. Mikrobiol. **5**, 328 (1934). — KASANSKIJ, A.: Zur Mikroflora der Insel „Nowaja Zemlja“. Arb. Polarkomm. 7. Folge **1932**, 79. Ref. Zbl. Bakter. II **94**, 79. — MALIANZ, A. A.: Mikrobiologische Untersuchungen des Kaspischen Meeres. Baku-Moskau 1933. Ref. Zbl. Bakter. II **90**, 168 (1934). — RUBENTSCHIK, L. J., u. S. S. CHAIT: The survival of liman mud microbes. Microbiology **4**, 660 (1935); engl. Zusammenfassg 668. — SILLINGER, P., u. F. PETRU: Zitiert S. 574, Anm. 1. — Weitere Hinweise dürften sich in der Literatur noch zahlreich finden. — Meeresformen beschreibt M. HOTCHKISS: The presence in the sea of bacteria belonging to the genus *Clostridium*. J. Bacter. **36**, 254 (1938) (Abstr.).

<sup>8</sup> VERONA, O.: Zitiert Anm. 7.

<sup>9</sup> OLSEN, C.: C. r. Trav. Labor. Carlsberg **19**, Nr 9 (1931/33).

Stickstoffbindung auf kompostierten Buchen- und Eichenblättern, und zwar 170—180 mg je 100 g ursprünglicher Trockensubstanz, beim Vorhandensein von *B. amylobacter*, aber völligem Fehlen von *Azotobacter*. Nach H. BORTELS<sup>1</sup> fördert Molybdän auch die Stickstoffbindung von *B. amylobacter*. Dieser entwickelt sich neben *Azotobacter* auf WINOGRADSKY-Platten<sup>2</sup>.

Daß *Azotobacter agilis* den von M. W. BEIJERINCK angegebenen gelbgrün fluoreszierenden Farbstoff bildet, konnten A. J. KLUYVER und M. T. VAN DEN BOUT<sup>3</sup> bestätigen, nachdem früher A. J. KLUYVER und W. J. VAN REENEN<sup>4</sup> höchstens gelegentlich eine Farbstoffbildung bei dieser Form gefunden hatten. Die farbstofflose Form wird als *Azotobacter agilis* var. *atypica* bezeichnet. *A. agilis* ist die für das Wasser typische Form. Sie bildet im Gegensatz zu *A. Vinelandii*, ebenfalls einer Wasserform, nach S. WINOGRADSKY<sup>5</sup> keine Dauerstadien (Cysten), die bei dieser in der für die terrestrische Form *A. chroococcum* bekannten Weise mit einem ausschlüpfenden Keimstäbchen keimen. Für *A. agilis* schlägt infolgedessen S. WINOGRADSKY den Gattungsnamen *Azomonas* vor. Serologisch lassen sich nach B. P. EBERT und N. N. RUBEL<sup>6</sup> verschiedene Rassen von *Azotobacter chroococcum* nicht zu einer Art zusammenfassen, während *A. agilis* einheitlich ist. Verschiedene Rassen der beiden Formen sind in dieser Hinsicht voneinander sehr verschieden. Wird die Teilung von *Azotobacter chroococcum*, die durchaus nicht einer Stickstoffbindung parallel zu gehen braucht, gefördert, so können nach K. IWASAKI<sup>7</sup> sehr kleine Zellen von nur 0,2  $\mu$  Durchmesser entstehen. Eine Filtrierbarkeit, wie sie von D. NOVOGRUDSKY und M. MESSINEVA<sup>8</sup> behauptet wird, wobei die Entwicklungszeit aber 14 Tage betragen soll, hat indessen M. ROBERG<sup>9</sup> in sorgfältigen Versuchen nicht feststellen können. Weiter gibt D. NOVOGRUDSKY<sup>10</sup> an, daß in *Azotobacter*-filtraten nur mit gebundenem Stickstoff Wachstum auftritt, und zwar Mikrokolonien mit 0,4—0,8  $\mu$  dicken Kokken, wie sie normal auch in alten, seltener in jungen *Azotobacter*-kulturen vorkommen, die auch keinen elementaren Stickstoff binden. Im übrigen treffen die pleomorphistischen Anschauungen von

<sup>1</sup> BORTELS, H.: Zitiert S. 525, Anm. 4.

<sup>2</sup> CASTELLI, T.: Développement symbiotique d'Azobactéries et de Clostrides azotofixateurs sur les plaques de terre modelée. Soc. Internat. Microbiol. Sez. Ital. **3**, 359 (1931).

<sup>3</sup> KLUYVER, A. J., u. M. T. VAN DEN BOUT: Notiz über *Azotobacter agilis* Beijerinck. Arch. Mikrobiol. **7**, 261 (1936). — Nach H. WENZL (S. 520, Anm. 2) wird der Farbstoff nicht gebildet, wenn anstatt Mannit milchsaures Na als Kohlenstoffquelle gegeben wird. — Ob die von H. W. REUSZER aufgefundene *Azotobacter*-Form, die er bei 2,5% Benzoat erhielt und die einen löslichen grünen Farbstoff bildet, hierher gehört, sei dahingestellt: REUSZER, H. W.: Some effects of benzoic acid compounds in *Azotobacter* organisms. J. Bacter. **36**, 309 (1938) (Abstr.).

<sup>4</sup> KLUYVER, A. J., u. W. J. VAN REENEN: Über *Azotobacter agilis* Beijerinck. Arch. Mikrobiol. **4**, 280 (1933).

<sup>5</sup> WINOGRADSKY, S.: Études sur la microbiologie du sol et des eaux. Sur la morphologie des *Azotobacter*. Ann. Inst. Pasteur **60**, 351 (1938).

<sup>6</sup> EBERT, B. P., u. N. N. RUBEL: Zur Serologie von *Azotobacter*. Arch. Sci. Biol. **33**, 353 (1933). Ref. Zbl. Bakter. II **90**, 272.

<sup>7</sup> IWASAKI, K.: Weitere Untersuchungen zur Fixation des Luftstickstoffs durch *Azotobacter*. Biochem. Z. **226**, 32 (1930).

<sup>8</sup> NOVOGRUDSKY, D., u. M. MESSINEVA: The invisible forms of soil bacteria. Microbiology **3**, 470 (1934); engl. Zusammenfassg 483.

<sup>9</sup> ROBERG, M.: Beiträge zur Biologie von *Azotobacter*. I. Über die Frage der Filtrierbarkeit von *Azotobacter*. Jb. Bot. **82**, 1 (1935). — Vgl. noch: KLIENEBERGER, E.: Bakterienpleomorphismus und Bakterienentwicklungsgänge, in W. WEICHARDT: Erg. Hyg. **11**, 499 (1930). — DIANOVA, E., u. A. WOROSCHILOVA: Ultrafilter für bakteriologische Untersuchungen. Zbl. Bakter. II **90**, 398 (1934).

<sup>10</sup> NOVOGRUDSKY, D.: On the filterable forms of *Azotobacter*. Ebenda **4**, 176 (1935); engl. Zusammenfassg 192.

F. LÖHNIS zweifellos nicht zu<sup>1</sup>. Daß *Azotobacter chroococcum* stark zur Variabilität neigt, zeigen neueste Versuche von L. E. DEN DOOREN DE JONG<sup>2</sup> auf stickstoffhaltigen, nach ihm abnormen Lebensbedingungen entsprechenden Nährböden, namentlich in flüssiger Nährlösung. Die Veränderungen, die teils vorübergehend, teils bleibend waren, erstreckten sich auf solche in der Form, nämlich im Auftreten von fädigen Formen, solche, die an Amöbencysten erinneren, sowie von Riesenzellen usw., und schließlich solchen im physiologischen Verhalten, d. h. im Verlust der Farbstoffbildung und des Stickstoffbindungsvermögens, das aber teilweise regeneriert wird. Zu dem letztgenannten Ergebnis kamen auch CH. R. STUMBO und P. L. GAINEY<sup>3</sup>. Auch Radiumbestrahlung führte morphologische, nicht bleibende Veränderungen herbei, während E. A. STERN und N. N. SUSHKINA<sup>4</sup> (vgl. S. 522) in dieser Hinsicht positive Ergebnisse hatten. Nach A. ITANO und A. MATSUURA<sup>5</sup> fördern ultraviolette Strahlen Wachstum und Farbstoffbildung bei kurzer Einwirkung, wobei die Optimalzeit für die Farbstoffbildung länger ist als für das Wachstum. Rote und grüne Strahlen wirken in dieser Hinsicht wiederum besser als orange und violette Farben.

Zweifellos bedarf die Frage der morphologischen und physiologischen Unterschiede bei *Azotobacter* dringend der Klärung. Das zeigen eine ganze Reihe von Beobachtungen, die über die aus Boden isolierten Formen vorliegen. Zunächst scheint nach M. SCHRÖDER<sup>6</sup> erwiesen zu sein, daß *Azotobacter* in Kultur die Fähigkeit, elementaren Stickstoff zu binden, verlieren und sie auch nicht mehr, etwa durch Erdpassagen, regenerieren kann. Ferner können aus Erde schwach- bzw. nichtstickstoffbindende Stämme isoliert werden, doch handelt es sich möglicherweise nur um *azotobacter*-ähnliche Organismen<sup>7</sup>.

<sup>1</sup> Zu dem Für und Wider solcher Anschauungen vgl. noch: WILKE, F.: Über die Formenfülle in Kulturen von *Azotobacter chroococcum*. I. Bot. Archiv **30**, 306 (1930). — WILKE, F., u. H. ZIEGENSPECK: . . . II. Die Deutung im Sinne der Bakteriophagentheorie. Ebenda **30**, 343 (1930). — PETCHENKO, B.: Über die Biologie, die Morphologie und den Entwicklungszyklus der *Azotobacter*-Gruppe. Zbl. Bakter. II **80**, 161 (1930). — KRASSILNIKOV, N. A.: L'évolution de l'*Azotobacter* en rapport avec le problème du pléomorphisme. J. Microbiol. **12**, 16 (1931). Zitiert nach S. WINOGRADSKY: S. 519, Anm. 5. — REGEL, S. DE: Entwicklungsgang von *Azotobacter chroococcum*. Zbl. Bakter. II **86**, 44 (1932). — BATCHINSKAYA, A. A.: Sur la structure et le développement de l'*Azotobacter*. Bull. Inst. Microbiol. Agr. **6**, 1 (1935). Zitiert nach S. WINOGRADSKY: S. 519, Anm. 5. — LEWIS, J. M.: Cell inclusions and the life of *Azotobacter*. J. Bacter. **34**, 191 (1937).

<sup>2</sup> DOOREN DE JONG, L. E. DEN: Das Verhalten von *Azotobacter* unter abnormen Lebensbedingungen. Arch. Mikrobiol. **9**, 223 (1938). — Riesenzellen und fungoide Formen beobachtete auch bei Zusatz von Azeton H. WENZL: Beiträge zur Physiologie von *Azotobacter*. Österr. bot. Z. **83**, 57 (1934).

<sup>3</sup> STUMBO, CH. R., u. P. L. GAINEY: An apparent induced loss of nitrogen fixing ability on *Azotobacter*. J. agricult. Res. **57**, 217 (1938).

<sup>4</sup> STERN, E. A., u. N. N. SUSHKINA: On the effect of radium emanation on *Azotobacter chroococcum*. (Preliminary communication.) Microbiology **5**, 253 (1936); engl. Zusammenfassg 258.

<sup>5</sup> Über die schädliche und „stimulierende“ Wirkung von ultravioletten Strahlen auf *Azotobacter* und seine Farbstoffbildung berichten A. ITANO u. A. MATSUURA: Investigations on the influence of ultraviolet rays on the physiological activities of *Azotobacter*. I. On the lethal action of ultraviolet rays on *Azotobacter chroococcum*. Ber. Ohara Inst. landw. Forsch. Kuraschiki **6**, 383 (1934) — . . . II. On the stimulation of *Azotobacter chroococcum* by ultraviolet rays. Ebenda **6**, 561 (1935) — . . . III. Influence of ultraviolet and monochromatic rays on the pigment production. Ebenda **7**, 175 (1936).

<sup>6</sup> SCHRÖDER, M.: Die Assimilation des Luftstickstoffs durch einige Bakterien. Zbl. Bakt. II **85**, 177 (1932).

<sup>7</sup> DIANOVA, E. W., u. A. WOROSCHILOVA: *Azotobacter*-ähnliche Bakterien im Boden. Zbl. Bakter. II **84**, 433 (1931). — KOŘINEK, J.: Über oligonitrophile Mikroben im Meere. Ebenda **86**, 201 (1932).

S. A. WAKSMAN und Mitarbeiter<sup>1</sup> fanden in Meerwasser nichtstickstoffbindende Azotobacterstämme; auch soll nach J. KOŘINEK<sup>2</sup> *A. chroococcum* schlecht auf Salzwassernährböden wachsen, was früheren Angaben widerspricht. A. A. MALIANZ<sup>3</sup> dagegen wies im Bodenschlamm des Kaspischen Meeres einen 5,8 mg N auf 1 g Mannit bindenden Azotobacterstamm nach. Andere Autoren<sup>4</sup> fanden Azotobacter im Plankton des Meeres und J. D. GREAVES<sup>5</sup> in einem an Natriumsulfat ungewöhnlich reichen Boden (vgl. S. 479) beträchtliche Stickstoffbindung. Hierzu kommen noch einige weitere Beobachtungen, nach denen anzunehmen ist, daß verschiedene Azotobacterstämme besondere Kohlenstoffquellen bevorzugen. Nach L. G. THOMPSON<sup>6</sup> unterscheidet sich *A. Vinelandii* von den anderen Formen dadurch, daß er alle organischen Stickstoffquellen, wenn auch manche nur in geringem Umfange, zu verarbeiten vermag, während die übrigen nur eine oder die andere Aminosäure anzugreifen vermögen, wobei dann die Stickstoffbindung aufhört. Werden dagegen die organischen Stickstoffquellen nicht verarbeitet, so wird sie nicht beeinflußt. N. R. SMITH<sup>7</sup> gibt an, daß im Boden Azotobacterstämme vorkommen, die keinen Mannit, dagegen Rohrzucker, Dextrin und Stärke zu verarbeiten vermögen. Nach G. GUITTONNEAU und R. CHEVALIER<sup>8</sup> kommen in weniger fruchtbaren Böden wenig, in fruchtbaren dagegen viel Azotobacterstämme vor, die salicylsaures Natrium als Kohlenstoffquelle verwenden können. Auf die Eignung aromatischer Kohlenstoffverbindungen als C-Quelle für Azotobacter hatte S. WINOGRADSKY<sup>9</sup> hingewiesen. Sehr eigenartig ist das Verhalten verschiedener Azotobacterstämme dem Oxybenzoat gegenüber, wie folgende Übersicht nach G. GUITTONNEAU und R. CHEVALIER<sup>10</sup> zeigt:

	Mannit	Benzoat	Oxybenzoat		
			Para-	Ortho-	Meta-
Stamm 1 . . .	+	+	+	+	—
„ 2 . . .	+	+	+	—	—
„ 3 . . .	+	—	+	—	—
„ 4 . . .	+	—	—	—	—

S. WINOGRADSKY<sup>11</sup> stellte hinsichtlich der Kohlenstoffernährung 4 Gruppen von Azotobacter auf (s. folgende Seite). Aethylalkohol wird nach S. WINOGRADSKY<sup>12</sup> als Kohlenstoffquelle auch von *A. vinelandii* und *agilis* vorgezogen. Allerdings

<sup>1</sup> WAKSMAN, S. A., M. HOTCHKISS u. C. L. CAREY: Marine bacteria and their rôle in the cycle of life in the sea. II. Bacteria concerned in the cycle of nitrogen in the sea. Biol. Bull. **65**, 137 (1933).

<sup>2</sup> KOŘINEK, J.: Zitiert S. 520, Anm. 7.

<sup>3</sup> MALIANZ, A. A.: Mikrobiologische Untersuchungen des Kaspischen Meeres. Baku-Moskau 1933. Ref. Zbl. Bakter. II **90**, 168 (1934).

<sup>4</sup> WAKSMAN, S. A., usw.: Anm. 1. — LEBENSBAUM, M.: La stimulation de la fixation de l'azote libre dans les bassins d'eaux naturels. Acta Soc. bot. polon. **9**, 207 (1932).

<sup>5</sup> GREAVES, J. D.: Zitiert S. 479, Anm. 2.

<sup>6</sup> THOMPSON, L. G.: Nitrogen changes produced in certain nitrogenous compounds by Azotobacter and the nitrogen fixed in the presence of these compounds. J. agricult. Res. **45**, 149 (1932).

<sup>7</sup> SMITH, N. R.: The occurrence of a strain of Azotobacter chroococcum which does not ferment mannitol. J. Bacter. **30**, 323 (1935).

<sup>8</sup> GUITTONNEAU, G., u. R. CHEVALIER: Sur l'utilisation de l'acide salicylique comme aliment énergétique par les Azotobacter du sol. C. r. Acad. Sci. Paris **203**, 211 (1936).

<sup>9</sup> WINOGRADSKY, S.: Zitiert S. 587, Anm. 7 (1932).

<sup>10</sup> GUITTONNEAU, G., u. R. CHEVALIER: Sur la sensibilité des Azotobacter du sol à la structure moléculaire des acides monoxybenzoïques. C. r. Acad. Sci. Paris **203**, 1400 (1936).

<sup>11</sup> WINOGRADSKY, S.: Nouvelles recherches sur la morphologie et la physiologie des Azotobacter du sol. Ebenda **203**, 10 (1936).

<sup>12</sup> WINOGRADSKY, S.: Zitiert S. 519, Anm. 5.



liegt die Annahme nahe, daß es sich um Anpassungsformen handelt, denn R. NILSSON<sup>1</sup> zeigte, daß auf Glycose gezüchteter Azotobacter kein auf Mannit eingestelltes Enzymsystem besitzt, das sich aber bei Züchtung auf Mannit bald

	1	2	3	4	
Aethylalkohol . . . . .	++	++	++	—	++ bevorzugt verwendet, + in 2. Linie verwendet, — nicht verwendet.
Buttersäure . . . . .	++	—	++	++	
Essigsäure . . . . .	++	—	++	++	
Mannit . . . . .	+	++	—	—	
Glycose . . . . .	+		++		
Benzoessäure . . . . .	—	++	—	—	
Butylalkohol . . . . .		+	+	—	

einstellt. Die physiologischen Eigenschaften von Azotobacter werden, wie oben schon angedeutet wurde, auch durch künstliche und natürliche Einflüsse weitgehend verändert. E. A. STERN und N. N. SUSHKINA<sup>2</sup> erzielten bei Einzellkulturen durch Bestrahlung mit Radiumemanation neue, von der Ausgangsrasse kulturell, morphologisch und physiologisch verschiedene Formen, die im Vergleich zu jener sogar stärkeres Stickstoffbindungsvermögen haben können und während der Zeit der Beobachtung (3<sup>1</sup>/<sub>2</sub> Monate) konstant blieben. R. A. GREENE<sup>3</sup> teilt mit, daß, namentlich bei höherer Temperatur, Azotobacterstämme aus Arizonaböden im Vergleich zu solchen aus gemäßigten Breiten mehr Stickstoff assimilieren, wobei allerdings die Formen aus gemäßigten Breiten länger in Kultur waren, welche Erklärung der Genannte jedoch ablehnt:

	Temperatur ° C								
	18,0	23,0	27,5	30,0	32,5	35,0	37,5	40,0	42,5
	in mg geb. N								
Kulturen aus gemäßigten Breiten . . . . .	0,9	3,5	5,4	6,1	9,0	8,9	1,7	2,8	0,05
Arizonakulturen . . . . .	0,9	7,3	9,2	9,8	10,8	9,7	8,8	8,1	0,5

Damit steht in Einklang, daß N. R. DHAR<sup>4</sup> das Temperaturoptimum von Azotobacter aus den Tropen mit 35° C gegenüber 28° C für den Organismus aus gemäßigten Breiten angibt; auch das Maximum der N-Bindung liegt höher. Nach O. v. METZEN<sup>5</sup> bringen bestimmte Umweltbedingungen bestimmte Azotobacterassen hervor.

Über die Verbreitung von Azotobacter liegen zahlreiche Beobachtungen vor. Er ist nach G. DE ROSSI<sup>6</sup>, mit bis zur Anzahl von 21 400 je 1 g Boden, in norditalienischen Böden am häufigsten, weniger häufig in Mittelitalien und am seltensten im meridionalen und insularen Italien. J. ZIEMIEČKA<sup>7</sup> gibt an, daß

<sup>1</sup> NILSSON, R.: Zur Kenntnis des Stoffwechselmechanismus in Azotobacter chroococcum. I. Mitt. Variabilität des Oxydoreduktionssystems bei Züchtung auf verschiedenen Nährböden. Arch. Mikrobiol. 7, 598 (1936).

<sup>2</sup> STERN, E. A., u. N. N. SUSHKINA: On the effect of radium emanation on Azotobacter chroococcum (Preliminary communication). Microbiology 5, 253 (1936); engl. Zusammenfassg 258.

<sup>3</sup> GREENE, R. A.: The effect of temperature upon nitrogen fixation by Azotobacter. Soil Sci. 33, 153 (1932).

<sup>4</sup> DHAR, N. R.: Nitrogen transformation in the soil. Adress of the anniversary meeting 1937. — DHAR, N. R., u. S. P. TANDON: Influence of temperature on nitrogen fixation by Azotobacter. Proc. Acad. Alahabad 6, 35 (1936).

<sup>5</sup> METZEN, O. v.: Zitiert S. 452, Anm. 2.

<sup>6</sup> ROSSI, G. DE: La fixation de l'azote élémentaire dans le sol. I. Isolement et dénombrement des „Azotobacters“. Soc. Internat. Microbiol. Sez. Ital. 4, 189 (1932) — . . . II. Les Azotobacters dans les différents terrains d'Italie. Ebenda S. 219.

<sup>7</sup> ZIEMIEČKA, J.: The Azotobacter test of soil fertility applied to the classical fields at Rothamsted. J. agricult. Sci. 22, 797 (1932).

Azotobacter in Böden, die dauernd starke mineralische Stickstoffdüngung erhielten, nicht vorkommt. Nitrate setzen nach P. L. GAINNEY<sup>1</sup> die Population von Azotobacter im Boden herab, Harnstoff wirkt nicht giftig, indessen verhielten sich die einzelnen Stämme verschieden. Nach W. SCHWARTZ und W. MÜLLER<sup>2</sup> tritt dagegen eine deutliche, vorübergehende Förderung durch anorganische N-Verbindungen ein, wie folgende Abbildung zeigt. Über die Abhängigkeit der N-Bindung

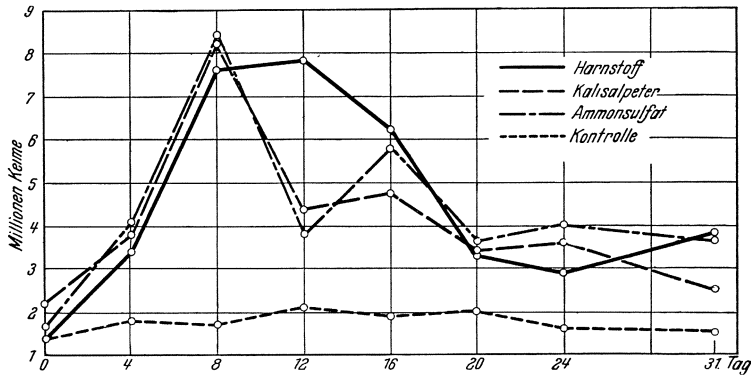


Abb. 8. (Nach W. SCHWARTZ und W. MÜLLER.) Wirkung anorganischer Stickstoffverbindungen auf die Zahl von Azotobacter im Boden.

von der Phosphorsäure vergleiche man S. 590. In ungarischen, salz- oder alkalihaltigen Szikböden fehlt Azotobacter nach R. BOKOR<sup>3</sup> fast völlig; er fehlte völlig in der Vulkanasche des Katmai, noch 18 Jahre nach der Eruption<sup>4</sup>, ferner in Tundraböden am südöstlichen Rande Nowaja-Semljas<sup>5</sup>, während er in Bodenproben aus 80–81° nördl. Breite auf Nowaja-Semlja und Franz Josephs-Land vorhanden war<sup>6</sup>. Manche Beobachtungen deuten darauf hin, daß Azotobacter nicht so scharf in seinem Vorkommen durch die Bodenreaktion begrenzt wird, wie man das früher annahm. D. FEHÉR<sup>7</sup> glaubt sogar, daß nicht dieser eine Faktor entscheidend sein könne, sondern auch noch andere, denn er fand das Bakterium in extrem sauren Böden des humiden Nordens. Zu dem gleichen Schluß kamen J. K. WILSON und B. D. WILSON<sup>8</sup>, die Azotobacter in sauren Torfböden des Staates New York fanden, sowie A. JANKE und Mitarbeiter<sup>9</sup>, die ihn in sauren Hoch-

<sup>1</sup> GAINNEY, P. L.: The tolerance of nitrate by pure culture of Azotobacter. Soil Sci. **42**, 445 (1937).

<sup>2</sup> SCHWARTZ, W., u. W. MÜLLER: Zitiert S. 479, Anm. 3.

<sup>3</sup> BOKOR, R.: Die Mikrobiologie der Szikböden usw. In: D. FEHÉR: Untersuchungen über die Mikrobiologie des Waldbodens, S. 221. Berlin: Julius Springer 1933.

<sup>4</sup> SMITH, N. R., u. R. F. GRIGGS: The microflora of the ash of Katmai volcano with especial reference to nitrogen fixation bacteria. Soil Sci. **34**, 365 (1932).

<sup>5</sup> KASANSKY, A.: Zitiert S. 457, Anm. 1.

<sup>6</sup> ISSATSCHENKO, B. L., u. T. L. SIMAKOVA: Trans. arct. Inst. **9**, 107 (1934).

<sup>7</sup> FEHÉR, D.: Einige Bemerkungen zu meinen Arbeiten über die regionale Verbreitung der Bodenalgae. Arch. Mikrobiol. **9**, 20 (1938) — Untersuchungen über die Mikrobiologie des Waldbodens. Berlin: Julius Springer 1933. — Vgl. dazu noch: SVINHUFVUD, V. E.: Untersuchungen über die bodenmikrobiologischen Grundlagen der Cajanderschen Waldtypen. Forstliche Versuche S. 265. 1937.

<sup>8</sup> WILSON, J. K., u. B. D. WILSON: The occurrence of Azotobacter in peat soils of New York. Cornell Univ. Agricult. Exper. Stat. Mem. **148** (1933). — WILSON, J. K.: The production of macroscopic colonies on plaques of soil. J. amer. Soc. Agronomy **29**, 286 (1937).

<sup>9</sup> JANKE, A., F. SEKERA u. A. SZILVINYI: Zitiert S. 449, Anm. 2. — JANKE, A., u. M. WOZAK: Zitiert ebenda. — Die nachgenannten Autoren fanden indessen in einem sauren Lehmboden, der normalerweise keinen Azotobacter enthält, vor allem Zufuhr von Kalk für dessen Entwicklung notwendig; erst dann wirkten andere Faktoren dazu: MARTIN, W. P.,

gebirgsböden feststellten. Gleichwohl muß dabei, wenn man nicht eine besondere Anpassung annehmen will, die Ungleichheit des Bodens auf kleinstem Raum beachtet werden (vgl. dazu S. 469f.). In diese Richtung deuten vielleicht auch Feststellungen von S. C. VANDECAVEYE und B. R. VILLANUEVA<sup>1</sup>, wonach die Zahl der Mikroorganismen im Boden, einschließlich *Azotobacter*, innerhalb des Bereiches von  $p_H$  5,5—8,1 weniger durch die Reaktion als durch die Menge und Natur der organischen Substanz beeinflusst wird. Bakteriophagen wurden von L. E. DEN DOOREN DE JONG<sup>2</sup> nicht gefunden, ebenso auch nicht von S. C. VANDECAVEYE<sup>3</sup>, der jedoch Hemmungsstoffe im Boden feststellte, die auf die Stämme verschieden einwirken. In Böden, die vorher *Azotobacter* enthielten, beobachtete er sein Verschwinden. Über sehr eigenartige Verhältnisse berichtet R. A. ALTSON<sup>4</sup>, der in malaiischen Quarzitböden mit einem  $p_H$ -Wert von 4,5—5,3 *Azotobacter* feststellte, der eine mehrere Wochen betragende Inkubationszeit besaß, sehr säuretolerant ist und noch bis zu einem  $p_H$ -Wert von 3,6 wächst. Er wird durch  $CaCO_3$  gehemmt, wächst aber in Gegenwart von 0,075%  $CaCl_2$  gut. Mannit war als Kohlenstoffquelle schlecht geeignet, besser Glycose und Dextrin, am besten Stärke, in diesem Falle betrug die Inkubationszeit auch nur 9 Tage. Systematische Untersuchungen über ein kleineres Gebiet östl. des Neusiedlersees führte H. WENZL<sup>5</sup> durch. Das Vorkommen von *Azotobacter* zeigte sich dabei an bestimmte Pflanzengenossenschaften gebunden. Er fehlt in den hochliegenden Steppen- und Sandgesellschaften und in den Beständen der extremen Halophyten, ist aber stets in den Hygrophyten- und gemäßigten Halophytengesellschaften vorhanden und auch in Böden, die normalerweise das ganze Jahr unter Wasser stehen. Faktoren, die sein Fehlen verursachen, sind schlechte Durchlüftung und Wasserführung, ein geringer Humus-, Kalk- und Nährstoffgehalt und in Sodaböden auch ein ungünstiger  $p_H$ -Wert, dessen äußerste Grenze nach der alkalischen Seite im Boden 9,5 war, während im Laboratoriumsversuch als Wachstumsgrenze 9,1—9,2 gefunden wurde. Beim Übergang der natürlichen Formationen in Kulturland dringt *Azotobacter* leichter in die hochgelegene Steppenformation ein, wo die Bodenlockerung

u. P. E. BROWN: Factors influencing the occurrence of *Azotobacter* in Iowa soils. *Soil Sci.* **45**, 455 (1938). — MARTIN, W. P., u. R. H. WALKER: Preliminary investigation of the occurrence and distribution of *Azotobacter* in the soils of Iowa. *Iowa Acad. Sci. Proc.* **42**, 55 (1935). — MARTIN, W. P., R. H. WALKER u. P. E. BROWN: The occurrence of *Azotobacter* in Iowa soils and factors affecting their distribution. *Res. Bull. agricult. Exper. Stat. Iowa* **217** (1937). — Indessen handelt es sich um künstliche Impfung mit Laboratoriumstämmen von *Azotobacter*, was dieses Ergebnis erklärt, ebenso wie die bekannten früheren Ergebnisse über die Abhängigkeit von *Azotobacter* von der Reaktion. Die obengemachten Ausführungen beziehen sich lediglich auf die Möglichkeit des Vorkommens anders angepaßter bodenständiger Formen.

<sup>1</sup> VANDECAVEYE, S. C., u. B. R. VILLANUEVA: Microbial activities in soil. I. Nitrogen fixation by *Azotobacter* and activity of various groups of microbes in Palouse silt loam. *Soil Sci.* **38**, 191 (1934).

<sup>2</sup> DOOREN DE JONG, L. E. DEN: Zitiert S. 520, Anm. 2.

<sup>3</sup> VANDECAVEYE, S. C.: The activity of *Azotobacter* organism under field conditions. *J. Bacter.* **36**, 304 (1938) (Abstr.).

<sup>4</sup> ALTSON, R. A.: Studies on *Azotobacter* in Malayan soils. *J. agricult. Sci.* **26**, 268 (1936).

<sup>5</sup> WENZL, H.: Bodenbakteriologische Untersuchungen auf pflanzensoziologischer Grundlage. I. Das Vorkommen von *Azotobacter chroococcum* in den Hygrophyten-, Halophyten- und Steppengesellschaften am Neusiedler See. *Beih. z. bot. Zbl.* I **52**, 73 (1934) — . . . II. *Azotobacter chroococcum* in den Kulturgebieten östlich vom Neusiedler See. *Zbl. Bakter.* II **89**, 353 (1934) — Zur Frage nach der Wachstumsgrenze von *Azotobacter* im alkalischen Bereich. *Arch. Mikrobiol.* **5**, 358 (1934). — L. NIEMEYER [Untersuchungen über Zusammenhänge zwischen Vorkommen von *Azotobacter*, Wachstumszustand der Reben und Unkrautflora im Weinbaugebiet der Mosel, Saar und Ruwer, *Zbl. Bakter.* II **91**, 406 (1934/35)] konnte keine Zusammenhänge feststellen.

und die dadurch verbesserte Wasserführung ausschlaggebend sind, als in Sandböden, wo die Düngungsverbesserung den Ausschlag gibt. Mit der besseren Durchlüftung mag auch zusammenhängen, daß sich *Azotobacter* nach N. KORNEJEVA<sup>1</sup> mehr in Böden mit größeren Aggregaten (vgl. dazu S. 470) findet, ebenso, daß er in luftdurchlässigen Böden in große Tiefen geht, wie denn E. E. PAULIE<sup>2</sup> in Kasakstansand (Zentralasien) noch 29 Millionen *Azotobacter*typen je 1 g Boden in 3,2 m Tiefe, nach der WINOGRADSKY-Methode gezählt, festzustellen vermochte.

Hinsichtlich der Mineralstoffernährung von *Azotobacter* wurde die Notwendigkeit des Molybdäns durch verschiedene Autoren bestätigt<sup>3</sup>, und weiterhin stellte H. BORTELS<sup>4</sup> fest, daß ein Teil der Molybdänwirkung durch Vanadium<sup>5</sup> ersetzt werden kann. Beim Wolfram ist solches nicht der Fall, doch fördert dieses Element optimale und unteroptimale Gaben von Vanadium sowie unteroptimale von Molybdän, wie folgendes Beispiel nach H. BORTELS zeigt:

Zusatz	mg N je 100 ccm	Zusatz	mg N je 100 ccm
0	0,9	0,0001% Na <sub>2</sub> MoO <sub>4</sub>	17,4
0,0001% Na <sub>2</sub> MoO <sub>4</sub>	33,3	ebenso + 0,0004% Na <sub>2</sub> WO <sub>4</sub>	20,4
0,0001% NaVO <sub>3</sub>	18,2	0,00001% NaVO <sub>3</sub>	10,5
		ebenso + 0,0004% Na <sub>2</sub> WO <sub>4</sub>	15,0

Der Optimalbereich des Molybdäns ist sehr groß, für *Azotobacter chroococcum* 1 : 1000 bis 1 : 50000000, und der des Vanadiums 1 : 250000 bis 1 : 100000000. Bei *A. Vinelandii* liegen die Grenzen etwas anders. H. BORTELS glaubt auch, daß die Nitratverarbeitung durch *Azotobacter* ebenfalls durch Molybdän gefördert werde; doch sind für diese Versuche andere Deutungen möglich, zumal L. BIRCH-HIRSCHFELD<sup>3</sup> bei Ausschluß von elementarem Luftstickstoff keine Förderung der Nitratverarbeitung durch Molybdän fand. Immerhin sei darauf hingewiesen,

<sup>1</sup> KORNEJEVA, N.: Die Mikroflora des Bodens bei verschiedener Zusammensetzung der Strukturaggregate. *Wiss. Schr. Zuckerind.* **27**, 105 (1933). *Ref. Z. Pflanzenernährg A* **44**, 378 (1936).

<sup>2</sup> PAULIE, E. E.: The microflora of Kasakstan sands (Central Asia). *Soil Sci.* **38**, 401 (1934).

<sup>3</sup> Soweit später nicht besonders erwähnt: BIRCH-HIRSCHFELD, L.: Über den Einfluß von Molybdän und Bodenextraktstoffen auf die N-Bindung von *Azotobacter chroococcum*. *Arch. Mikrobiol.* **3**, 341 (1932). — KONISHI, K., u. T. TSUGE: Über die Begünstigung des *Azotobacter*wachstums durch mineralische Stoffe aus Bodenextrakten. *Bull. agricult. chem. Soc. Jap.* **9**, 23, 129 (1933); **10**, 584 (1934). — SHIBUYA, K., u. H. SAEKI: J. Soc. Tropic. Agr. **6**, 721 (1934). — BURK, D., u. C. K. HORNER: The specific catalytic rôle of molybdenum and vanadium in nitrogen fixation and amide utilization by *Azotobacter*. *Trans. 3. Internat. Congr. Soil Sci. Oxford* **1**, 152 (1935). — KRZEMIENIEWSKI, S., u. J. KOVATS: Über den Einfluß von Eisen und Molybdän auf die Stickstoffbindung durch *Azotobacter chroococcum* Beij. *Bull. Acad. polon. Sci., Cl. Sci. math. et natur., S. B.* **1936**, 169. Krakau 1937. Die Bemerkung, daß A. RIPPEL [Über die Wirkung von geringen Mengen Agar auf Wachstum und Stickstoffbindung von *Azotobacter* und auf andere mikrobiologische Vorgänge. *Arch. Mikrobiol.* **7**, 210 (1936)] die Molybdänwirkung bei *Azotobacter* in Abrede gestellt habe, beruht auf einem Mißverständnis. Vgl. A. RIPPEL: Agar-, Molybdän- und Eisenwirkung bei *Azotobacter*. *Arch. Mikrobiol.* **8**, 479 (1937).

<sup>4</sup> BORTELS, H.: Kurze Notiz über die Katalyse der biologischen Stickstoffbindung. *Zbl. Bakter. II* **87**, 476 (1933) — Weitere Untersuchungen über die Bedeutung von Molybdän, Vanadium, Wolfram und anderen Erdaschenstoffen für stickstoffbindende und andere Mikroorganismen. *Ebenda* **95**, 193 (1936) — Entwicklung und Stickstoffbindung bestimmter Mikroorganismen in Abhängigkeit von Spurenelementen und vom Wetter. *Ber. dtsh. bot. Ges.* **56**, 153 (1938).

<sup>5</sup> Vgl. noch: KONISHI, K., u. T. TSUGE: Über die Begünstigung des *Azotobacter*-Wachstums durch mineralische Stoffe aus Bodenextrakten (Forts.). *Bull. agricult. chem. Soc. Jap.* **10**, 510 (1934). Danach soll Vanadium die Atmung fördern. Wenn das zutrifft, könnte es sich aber wohl kaum um eine spezifische Wirkung auf die N-Bindung handeln.

daß R. STEINBERG<sup>1</sup> auch für die Nitratverarbeitung durch *Aspergillus niger* die Notwendigkeit des Molybdäns angibt. Die genannten Elemente bilden zweifellos einen der wirksamen Bestandteile der Erdextrakte bzw. Humusstoffe, die die Entwicklung von *Azotobacter* so günstig beeinflussen<sup>2</sup>. Es ist jedoch sehr wesentlich, daß Böden an diesen Elementen verarmt sein können, so daß Zusatz von Molybdän oder Vanadium in Böden die *Azotobacter*-zahl und die Stickstoffbindung erhöhen, bzw. *Azotobacter* in molybdänfreiem Boden fehlen kann<sup>3</sup> (vgl. auch S. 590). Ebenso konnten weitere Beiträge zur Kenntnis der Wirkung des ebenfalls in Humussubstanzen wirksamen Eisens gebracht werden. Nach D. BURK, H. LINEWEAVER und C. K. HORNER<sup>4</sup> wirkte Eisen, an natürliche wie auch an künstlich hergestellte Humussäuren gebunden, besser als an organische Säuren (Citrat, Tartrat) gebundenes, dieses wiederum etwas besser als anorganisch gebundenes Eisen. A. RIPPEL<sup>5</sup> zeigte indessen, daß durch Zusatz von 0,1% Agar zur Nährlösung, wobei diese noch flüssig bleibt, ein ausgezeichnetes Wachstum von *Azotobacter* bzw. eine ausgezeichnete Wirkung von anorganischem Eisen erzielt werden kann, so daß innerhalb 48 Stunden die maximale Stickstoffbindung, d. h. rund 16 mg N je 1 g Kohlenstoffquelle erreicht wird. Die Wirkung war dann beim Vorhandensein von Molybdän selbst stärker als die von Humuspräparaten. Das folgende Beispiel nach A. RIPPEL zeigt diesen

Eisengabe mg FeSO <sub>4</sub> · 7 H <sub>2</sub> O je Kolben 50 ccm	mg Gesamtstickstoff je Kolben (50 ccm; 2% Mannit) nach 48 Stunden		Eisengabe mg FeSO <sub>4</sub> · 7 H <sub>2</sub> O je Kolben 50 ccm	mg Gesamtstickstoff je Kolbe (50 ccm; 2% Mannit) nach 48 Stunden	
	ohne Agar	mit Agar		ohne Agar	mit Aga.
0	0,95	2,09	1,5	2,45	6,34
0,5	2,38	4,11	3,0	2,30	7,27
			5,0	3,02	7,13

Erfolg. Dieser Einfluß ist jedenfalls einer Kolloidwirkung des Agars, nämlich einem besonders günstigen Verteilungszustand des Eisens, zuzuschreiben, so daß es kaum nötig ist, für die Humusstoffe etwa eine organische Bindung des Eisens anzunehmen, wie es K. BASSALIK und J. NEUGEBAUER<sup>6</sup> tun (vgl. dazu noch S. 473). Im übrigen dürften noch eine Reihe anderer, anorganischer Stoffe ge-

<sup>1</sup> STEINBERG, R.: Rôle of molybdenum in the utilization of ammonium and nitrate nitrogen by *Aspergillus niger*. J. agricult. Res. **55**, 891 (1938).

<sup>2</sup> H. WENZL [Zur Methodik der Keimzahlbestimmung von *Azotobacter* im Boden. Zbl. Bakter. II **90**, 289 (1934)] fand indessen keinen Einfluß von Humus auf die Keimzahl von *Azotobacter* bei Zählungen.

<sup>3</sup> VAN NIEL, C. B.: A note on the apparent absence of *Azotobacter* in soils. Arch. Mikrobiol. **6**, 215 (1935). — BORTELS, H.: Über die Wirkung von Molybdän- und Vanadiumdüngungen auf *Azotobacter*-zahl und Stickstoffbindung in Erde. Ebenda **8**, 1 (1937). — Über Molybdän- und Vanadiumgehalt von Böden vgl.: MEULEN, H. TER: Sur la répartition du molybdène dans la nature. Rec. Trav. chim. Pays-Bas et Belg. (Amsterd.) **50**, 491 (1931). — HIRAI, K.: J. Sci. Manure Jap. **11**, 283 (1934). — KONISHI, K., u. T. TSUGE: Zitiert S. 525, Anm. 3 und 5.

<sup>4</sup> BURK, D., H. LINEWEAVER u. C. K. HORNER: Iron in relation to the stimulation of growth by humic acid. Soil Sci. **33**, 413 (1932). — HORNER, C. K., u. D. BURK: Magnesium, calcium and iron requirements for growth of *Azotobacter* in free and fixed nitrogen. J. agricult. Res. **48**, 981 (1934).

<sup>5</sup> RIPPEL, A.: Eisen-, Agar- und Humuswirkung bei *Azotobacter*. Arch. Mikrobiol. **7**, 590 (1936) — Über die Wirkung von geringen Mengen Agar auf Wachstum und Stickstoffbindung von *Azotobacter* und auf andere mikrobiologische Vorgänge. Ebenda **7**, 210 (1936). — Ob die von A. G. ROCASOLANO (zitiert S. 506, Anm. 8) angegebene günstige Wirkung kolloidaler Braunkohle von ähnlichen Gesichtspunkten aus zu betrachten ist, kann hier nicht entschieden werden.

<sup>6</sup> BASSALIK, K., u. J. NEUGEBAUER: Über die „Stimulation“ von *Azotobacter* durch Eisen. Acta Soc. bot. polon. **10**, 481 (1933).

wisse Wirkungen auf *Azotobacter* ausüben, ohne daß bisher etwas durchaus Sicheres darüber bekannt ist. So wird von D. BURK u. a.<sup>1</sup> erneut die Notwendigkeit des Kalziums (durch Strontium ersetzbar) für die Stickstoffbindung von *Azotobacter* behauptet. Ferner sollen Mg, Ba und Be das Wachstum in Nährlösung mit gebundenem Stickstoff fördern, aber keinen Einfluß auf die N-Bindung ausüben. M. SCHRÖDER<sup>2</sup> fand noch Zink, Kupfer und Silicium, bei dem aber vielleicht die Kolloidwirkung über das Eisen entscheidend ist, außer den schon genannten Elementen wirksam, doch müßten solche Versuche in Hinsicht auf die absolute Reinheit der verwendeten Zusätze weiter geprüft werden. Die Ausschläge waren allerdings erheblich, nämlich 0,10—0,12 mg N ohne jeweiligen Zusatz gegen 17,90 mg mit Zusatz. J. E. GREAVES<sup>3</sup> fand dagegen B, Al, Cu, Br, Zn, Ti, Se, und Te unwirksam, aber eine Förderung durch Mangan in Übereinstimmung mit A. G. ROCASOLANO<sup>3</sup>, und Jod. Dies letztgenannte Element erwies sich auch bei den Versuchen von A. ITANO und A. MATSUURA sowie solchen von A. RIPPEL<sup>4</sup> als fördernd.

Ob organische Spurenstoffe für *Azotobacter* notwendig sind, ist mit Sicherheit nicht bekannt. L. BIRCH-HIRSCHFELD<sup>5</sup> hatte eine solche Wirkung in Humusextrakten vermutet; D. BURK und Mitarbeiter<sup>6</sup> fanden jedoch keine anderen Bestandteile als Humussäuren mit ihrer Eisenwirkung förderlich. A. P. WERNER<sup>7</sup> gibt eine Förderung durch „Bios“ (Algenextrakt) mit Steigerung der N-Bindung auf das Dreifache an. Die von A. RIPPEL<sup>8</sup> beobachtete Agarwirkung beruht jedenfalls nicht auf einem organischen Stoff. Nach A. A. BATSCHINSKAJA und A. PETROSJAN<sup>9</sup> begünstigen hell pigmentierte Actinomyceten das Wachstum von *Azotobacter*, während dunkel pigmentierte hemmen. Das Wachstum ist in Filtraten der Actinomyceten gut, wenn die Konzentration der Stoffwechselprodukte der dunklen gering, die der hellen hoch ist. C. ARNAUDI<sup>10</sup> teilt ebenfalls eine günstige Wirkung von Auxin auf die Stickstoffbindung von *Azotobacter* mit.

<sup>1</sup> BURK, D., u. H. LINEWEAVER: The influence of calcium and strontium upon the catalysis of nitrogen fixation by *Azotobacter*. Arch. Mikrobiol. **2**, 155 (1931). — BURK, D., H. LINEWEAVER u. C. K. HORNER: The specific influence of acidity on the mechanism of nitrogen fixation by *Azotobacter*. J. Bacter. **27**, 325 (1934). — Vgl. noch: BHASKARAN, T. R.: Studies on the mechanism of biological nitrogen fixation. II., III., IV. Proc. Indian Acad. Sci., Sect. B **3**, 151; **4**, 67, 163 (1936). Ca wird ebenfalls für notwendig gehalten. CaCO<sub>3</sub> soll nicht durch Phosphatpufferung ersetzt werden können, was Feststellungen von A. RIPPEL (noch unveröffentlicht) nicht entspricht.

<sup>2</sup> SCHRÖDER, M.: Zitiert S. 520, Anm. 6.

<sup>3</sup> GREAVES, J. E.: Some factors influencing nitrogen fixation. Soil Sci. **36**, 267 (1933). — ROCASOLANO, A. G.: Zitiert S. 506, Anm. 8.

<sup>4</sup> ITANO, A., u. A. MATSUURA: Influence of iodine on physiological activities of microorganisms. Ber. Ohara Inst. landw. Forsch. Kuraschiki **6**, 73 (1933). — GREAVES, J. E.: Anm. 3. — RIPPEL, A.: Zitiert S. 526, Anm. 5.

<sup>5</sup> BIRCH-HIRSCHFELD, L.: Zitiert S. 525, Anm. 3. — Vgl. dazu für Algen: PRINGSHEIM, E. G.: Zitiert S. 465, Anm. 2.

<sup>6</sup> BURK, D., H. LINEWEAVER u. C. K. HORNER: Zitiert S. 526, Anm. 4.

<sup>7</sup> WERNER, A. P.: Die biologische Aktivität des *Azotobacter*. Vortr. Akad. Wiss. USSR. **4**, 55 (1935). Ref. Zbl. Bakter. II **97**, 151. — Vgl. weiter: FLANCOWNA, P.: Einfluß von Koleoptilen und Radicula-Wuchsstoff von *Zea Mays* L. auf die Stickstoffbindung verschiedener Stämme von *Azotobacter chroococcum*. Beij. Acta Soc. Polon. **10**, 521 (1933). — Über die Wirkung von Alkaloiden (Koffein usw.) berichten G. MEZZADROLI u. L. SGARZI: Giorn. Biol. ind. **1935**, 81.

<sup>8</sup> RIPPEL, A.: Zitiert S. 526, Anm. 5.

<sup>9</sup> BATSCHINSKAJA, A. A., u. A. P. PETROSJAN: Über die Beziehungen zwischen *Azotobacter chroococcum* und Actinomyceten. Microbiology **6**, 868 (1937). Ref. Zbl. Bakter. II **99**, 69.

<sup>10</sup> ARNAUDI, C.: Activité d'une auxine sur la multiplication et l'activité de l'*Azotobacter chroococcum* Beij. Soc. Internat. Microbiol. Sez. Ital. **10**, 163 (1938).

Was die Bedeutung der Reaktion für die Stickstoffbindung betrifft, so stellten D. BURK und Mitarbeiter<sup>1</sup> fest, daß die Aufnahme von N<sub>2</sub> von  $p_H$  7,8 bis  $p_H$  6,0 absinkt, während die von gebundenem N noch bis herunter zu  $p_H$  4,5 oder noch tiefer geht. Auch die Sauerstoffversorgung ist natürlich wesentlich: K. IWASAKI<sup>2</sup> fand, daß verminderter Sauerstoffdruck die N-Fixierung fördert. Ähnliches geht aus den Versuchen von D. BURK und von O. MEYERHOF und W. SCHULZ<sup>3</sup> hervor, wonach das Maximum der Sauerstoffwirkung bei 15–20% O<sub>2</sub>, also jedenfalls nicht über dem Sauerstoffdruck der Atmosphäre liegt. 80% Sauerstoff hemmen fast völlig. Allerdings fällt die Sauerstoffwirkung bei Erniedrigung des Sauerstoffdruckes bei Azotobacter besonders stark ab. Es zeigte sich, daß der Q<sub>O<sub>2</sub></sub>-Wert (cmm Sauerstoff je 1 mg Trockensubstanz und Stunde) bei Azotobacter besonders hoch ist. Bei sinkendem Sauerstoffdruck ist das Atmungsferment immer weniger gesättigt:

Q <sub>O<sub>2</sub></sub> für Bacterium candidans . . . . .	14
Q <sub>O<sub>2</sub></sub> „ Bäckereihefe . . . . .	15
Q <sub>O<sub>2</sub></sub> „ Torula utilis . . . . .	25
Q <sub>O<sub>2</sub></sub> „ Azotobacter . . . . .	um 1000

Elementarer Stickstoff wird nach D. BURK<sup>4</sup> bei normalem Sauerstoffdruck nur über einer Konzentration von 0,05 Atmosphären verarbeitet; das Maximum der N-Bindung liegt bei 0,5–1,0 Atmosphären. Hinsichtlich des Einflusses der Konzentration der Kohlenstoffquelle fand D. BURK<sup>4</sup> mit sinkender Glycosekonzentration eine steigende Ökonomie der Stickstoffbindung:

Prozent Glycose . . . . .	10	5	2	1
Milligramm N gebunden . . . . .	2,8	3,8	5,4	5,4
Verbrauchte Glycose . . . . .	1100	1250	980	750
Milligramm N je 1 g verbrauchter Glycose . . . . .	2,5	3,0	4,4	7,2

Was den Chemismus der Stickstoffbindung anbetrifft, so hatten verschiedene Autoren gefunden, daß in den Kulturen von Azotobacter Ammoniak auftritt, das dann, z. B. von S. WINOGRADSKY<sup>5</sup> und S. KOSTYCHEW<sup>6</sup>, als erstes

<sup>1</sup> BURK, D., H. LINEWEAVER u. C. K. HORNER: Zitiert S. 527, Anm. 1.

<sup>2</sup> IWASAKI, K.: Zitiert S. 519, Anm. 7.

<sup>3</sup> BURK, D.: The influence of oxygen gas upon the organic catalysis of nitrogen fixation by Azotobacter. J. physic. Chem. **34**, 1195 (1930). — MEYERHOF, O., u. W. SCHULZ: Über die Abhängigkeit der Atmung des Azotobacter vom Sauerstoffdruck. Biochem. Z. **250**, 35 (1932). — Über den Gang des Oxydo-Reduktionspotentials bei Azotobacter vgl. RYBALKINA, A. V.: Relation between the oxidation-reduction potential of laboratory cultures of Azotobacter chroococcum Beij. and its stages of development. Microbiology **6**, 277 (1937); engl. Zusammenfassung 290.

<sup>4</sup> BURK, D.: The influence of nitrogen gas upon the organic catalysis of nitrogen fixation by Azotobacter. J. physic. Chem. **34**, 1174 (1930).

<sup>5</sup> WINOGRADSKY, S.: L'état actuel du problème de la fixation de l'azote atmosphérique et ses récents progrès. C. r. Acad. Agricult. France **16**, 580 (1930) — Sur la synthèse de l'ammoniaque par les Azotobacter du sol. C. r. Acad. Sci. Paris **190**, 661 (1930) — Sur la synthèse de l'ammoniaque par les Azotobacter du sol. Ann. Inst. Pasteur **48**, 269 (1932).

<sup>6</sup> KOSTYCHEW, S., u. A. SCHELOUMOVA: Die Stickstoffbindung und die Ammoniakproduktion durch Azotobacter. Hoppe-Seylers Z. **198**, 105 (1931). — ISAKOVA, A.: Mechanism of assimilation of nitrogen by Azotobacter. Bull. Acad. Sci. USSR. **10**, 1493 (1933). Ref. Zbl. Bakter. II **94**, 269. — USPENSKY, E. E.: Soil microbiology in the USSR. 1917–1932. Moskau. — Vgl. noch die negativen Befunde von A. R. MINENKOV: Ammonia fixation and the fixation of molecular nitrogen by the microbe Azotobacter chroococcum. Coll. Vol. in Memory of N. N. Chudiakov. Moskau 1929. — NOVOGRUDSKY, D. M.: On the mutual relations between Azotobacter and denitrificators. Trans. Inst. Fert. (Moskau) **76**, 69, 1930 — Über Stickstoffprodukte in Azotobacter-Kulturen und das gegenseitige Verhältnis von Azotobacter und anderen Bodenmikroben. Microbiology **2**, 237 (1933). Ref. Zbl. Bakter. II **90**, 272 (1934). Daraus, daß in jungen Kulturen von Azotobacter sich B. mesentericus entwickelt, der einfache N-Verbindungen verarbeitet, in älteren B. subtilis und mycoides, die auf kompliziertere N-Verbindungen angewiesen sind, schließt Verf., daß Azotobacter erst einfachere, dann kompliziertere N-Verbindungen bildet.

Assimilationsprodukt der Stickstoffsynthese betrachtet wurde. Nach D. BURK und C. K. HORNER<sup>1</sup> ist dies jedoch nicht der Fall, sondern alles Ammoniak stammt sekundär aus dem Abbau organischer Stickstoffverbindungen des Bakteriums. Nach M. ROBERG<sup>2</sup> gibt *Azotobacter*, solange noch eine Energiequelle vorhanden ist, durch Diffusion organische Stickstoffverbindungen in die Nährlösung ab und erst später durch Autolyse Ammoniak. Als erstes Assimilationsprodukt nimmt J. BLOM<sup>3</sup> Hydroxylamin an, das jedoch nach G. ENDRES<sup>4</sup> bei der N-Assimilation nicht nachgewiesen werden kann; wohl aber stellte dieser Autor das Auftreten von Carboxingruppen,  $>C=NOH$ , fest, deren Verbindung mit Brenztraubensäure, die Isonitropropionsäure, er aus *Azotobacter*-kulturen isolieren konnte, während nach ihm Hydroxylamin in freier Form nicht bei der N-Assimilation auftritt. D. BURK und C. K. HORNER<sup>5</sup> halten einen amidartigen Körper für das Zwischenprodukt, da Hydroxylamin von *Azotobacter* nicht verwertet werde, was indessen kein Gegenbeweis ist. Die Angabe von A. BACH<sup>6</sup>, daß durch *Azotobacter*-preßsäft Ammoniak aus elementarem Stickstoff, also rein enzymatisch, gebildet werde, konnte M. ROBERG<sup>7</sup> nicht bestätigen. Im übrigen ähnelt nach R. NILSSON<sup>8</sup> das Enzymsystem von *Azotobacter* stark dem der Hefe. Wie bekannt ist, wird die Stickstoffbindung, wenn gebundener Stickstoff vorhanden ist, eingestellt. Diese Grenze der die Stickstoffbindung hemmenden Wirkung des gebundenen Stickstoffs wird von D. BURK und H. LINEWEAVER<sup>9</sup> auf 0,5 mg je 100 ccm Nährlösung angegeben. Da aber in den Versuchen der genannten Autoren bei Zugabe von höheren Konzentrationen gebundenen Stickstoffes noch Stickstoffbindung erfolgte, so muß man annehmen, daß erst Wachstum mit Erniedrigung der Konzentration an gebundenem Stickstoff erfolgte und darauf Stickstoffbindung einsetzte. Der Schluß der genannten Autoren kann also jedenfalls nur in physiologischem, nicht in biologischem Sinne gelten. So ist es verständlich, daß langfristige Versuche andere Ergebnisse zeitigen als die kurzfristigen Atmungsversuche der genannten Autoren im WARBURG-Manometer. Nach H. BORTELS<sup>10</sup> fördert Molybdän auch in Gegenwart von gebundenem Stickstoff sehr stark die N-Bindung. Nach G. DE ROSSI<sup>11</sup> soll Stickstoffbindung im Boden auch physiko-

<sup>1</sup> BURK, D., u. C. K. HORNER: The origin and significance of ammonia formed by *Azotobacter*. *Soil Sci.* **41**, 81 (1936) — The production of ammonia by *Azotobacter* and its relation to the mechanism of nitrogen fixation. *Trans. 3. Internat. Congr. Soil Sci. Oxford* **1**, 148 (1935).

<sup>2</sup> ROBERG, M.: Beiträge zur Biologie von *Azotobacter*. II. Der Stickstoffgehalt der Filtrate von *Azotobacter*-kulturen. *Jb. Bot.* **82**, 65 (1935).

<sup>3</sup> BLOM, J.: Ein Versuch, die chemischen Vorgänge bei der Assimilation des molekularen Stickstoffs durch Mikroorganismen zu erklären. *Zbl. Bakter.* II **84**, 60 (1934).

<sup>4</sup> ENDRES, G.: Über ein Zwischenprodukt der N-Assimilation. *Naturwiss.* **22**, 662 (1934) — Zur Kenntnis der Stickstoff assimilierenden Bakterien. II. Über die Bindung des Luftstickstoffs durch *Azotobacter*. *Liebigs Ann.* **518**, 109 (1935) — Beiträge zur Kenntnis der biologischen Bindung des Luftstickstoffs. *Z. angew. Chem.* **49**, 560 (1936). — ENDRES, G., u. L. KAUFMANN: Zur Kenntnis der stickstoffassimilierenden Bakterien. III. Über die Nitrit- und Nitratassimilation des *Azotobacter*. *Liebigs Ann.* **535**, 1 (1938). — H. WENZL (zitiert S. 520, Anm. 2) war der Nachweis von Hydroxylamin nicht gelungen.

<sup>5</sup> BURK, D., u. C. K. HORNER: Über Hydroxylamin, Hydrazin und Amide als Intermediärprodukte bei der N-Fixation durch *Azotobacter*. *Naturwiss.* **23**, 259 (1935).

<sup>6</sup> BACH, A., Z. YERMOLJEVA u. M. STEPANJAN: Fixation de l'azote atmosphérique par l'intermédiaire d'enzymes extraites de cultures d'*Azotobacter*. *C. r. Acad. Sci. USSR.* **1**, 22 (1934).

<sup>7</sup> ROBERG, M.: Beiträge zur Biologie von *Azotobacter*. III. Zur Frage eines außerhalb der Zelle den Stickstoff bindenden Enzyms. *Jb. Bot.* **83**, 567 (1936).

<sup>8</sup> NILSSON, R.: Zitiert S. 522, Anm. 1.

<sup>9</sup> BURK, D., u. H. LINEWEAVER: The influence of fixed nitrogen on *Azotobacter*. *J. Bacter.* **19**, 389 (1930).

<sup>10</sup> BORTELS, H.: Zitiert S. 525, Anm. 4.

<sup>11</sup> ROSSI, G. DE: Cycle de l'azote dans le sol: Actions microbiennes et actions physico-chimiques. *Vortr. 6. Internat. Kongr. bot. Amsterdam* 1935.



chemisch erfolgen, und N. R. DHAR und Mitarbeiter<sup>1</sup> fanden in belichteten Böden zwar weniger *Azotobacter*, aber stärkere N-Bindung und nehmen außer der bakteriellen eine photochemische und physikalisch-chemische N-Bindung an. Sehr bemerkenswert sind die Untersuchungen von H. BORTELS<sup>2</sup> über den Einfluß der Witterung auf Wachstum und Stickstoffbindung von *Azotobacter*: Beide waren stets sehr gut, wenn ausgesprochene Hochdruckwetterlage herrschte, dagegen schlecht bei ausgesprochener Tiefdruckwetterlage. Hierauf wie auch auf die verminderte Auswaschung von Molybdän usw. führt H. BORTELS die große Fruchtbarkeit gewisser arider Böden zurück.

Schließlich sei noch eine Übersicht über die chemische Zusammensetzung verschiedener *Azotobacter*arten nach R. A. GREENE<sup>3</sup> gegeben. Danach bilden *A. agilis* und *Vinelandii* eine von *A. Beijerinckii* und *chroococcum* deutlich verschiedene Gruppe mit höherem Eiweißgehalt bzw. geringerem Gehalt an Kohlehydraten, was wohl mit der verschiedenen Ausbildung der Schleimschicht zusammenhängen, aber auch, je nach den Versuchsbedingungen, sehr wechseln dürfte. D. BURK und H. LINEWEAVER<sup>4</sup> fanden z. B. bei *A. chroococcum* bei Ernährung mit Ammoniakstickstoff bis zu 11,7% N, was einem Eiweißgehalt von 73,1% entsprechen würde. Diese Verhältnisse bedürfen dringend einer eingehenden Untersuchung.

Es enthielten in Prozent der lufttrockenen Masse (nach R. A. GREENE):

	<i>A. agilis</i>	<i>A. Vinelandii</i>	<i>A. Beijerinckii</i>	<i>A. chroococcum</i>
Feuchtigkeit . . . . .	8,55	9,06	5,61	5,41
Asche . . . . .	7,55	7,06	4,05	4,00
Eiweiß (N × 6,25) . . . . .	61,19	56,25	24,68	25,00
Fett . . . . .	0,62	1,96	0,94	3,25
Kohlehydrate (Differenz) . . . . .	22,09	25,67	64,72	62,25

Die obigen Zahlen geben natürlich kein Bild der absoluten Stickstoffverarbeitung. Die genauere Untersuchung ergab hinsichtlich des Kohlehydratanteils bei den beiden ersten Formen 3,65 bzw. 3,72, bei den beiden anderen 33,18 bzw. 33,01% ligninähnliche Stoffe. Der Schleim wird nach W. B. HAMILTON<sup>5</sup> am besten aus Inulin, Dextrin und Raffinose, am wenigsten aus Mono- und Disacchariden gebildet und ist ein Araban. An Aminosäuren fand R. A. GREENE besonders Arginin und Lysin, dagegen weniger Tyrosin (vgl. S. 567), Tryptophan, Cystin und Histidin, daneben einfache Aminosäuren. J. M. LEWIS<sup>6</sup> stellte als Inhaltsstoffe mikroskopisch Volutin und Fett fest, die von manchen Autoren für Regenerationskörper od. dgl. gehalten wurden.

<sup>1</sup> DHAR, N. R., u. Mitarbeiter: Zitiert S. 533, Anm. 7. — RAO, A. L. S.: *Current Sci.* **7**, 59 (1938).

<sup>2</sup> BORTELS, H.: Entwicklung und Stickstoffbindung bestimmter Mikroorganismen in Abhängigkeit von Spurenelementen und vom Wetter. *Ber. dtsh. bot. Ges.* **56**, 153 (1938). — STAPP, C., u. H. BORTELS: *Azotobacter*wachstum und Stickstoffbindung in Abhängigkeit vom Wetter. *Zbl. Bakter. II* **94**, 497 (1936).

<sup>3</sup> GREENE, R. A.: Studies on protein synthesis by the genus *Azotobacter*. *Soil Sci.* **39**, 327 (1935).

<sup>4</sup> BURK, D., u. H. LINEWEAVER: Zitiert S. 529, Anm. 9. — Die Angaben von LINEWEAVER, daß *A. vinelandii* 12–18% N (!) habe, dürfte auf einem Irrtum beruhen. — Im übrigen wird für *A. chrooc.* und *Beij.* 2–3% N angegeben: LINEWEAVER, H.: Physical characteristics of cells of *Azotobacter*, *Rhizobium* and *Saccharomyces*. *J. Bacter.* **35**, 501 (1938).

<sup>5</sup> HAMILTON, W. B.: Gum production by *Azotobacter chroococcum* of *Beijerinck* and its composition. *J. Bacter.* **22**, 249 (1931).

<sup>6</sup> LEWIS, J. M.: Cell inclusions and the life of *Azotobacter*. *J. Bacter.* **34**, 191 (1937).

Was die Stickstoffbindung durch andere frei lebende Mikroorganismen anbetrifft, so ist eine solche von M. SELIM<sup>1</sup> u. a. für gewisse, jedoch nicht alle Stämme des *Bacillus megaterium* und von W. ISRAILSKY<sup>2</sup> für *Bacterium tumefaciens* behauptet worden. Den Stickstoffgewinn durch die letztgenannte Form fand jedoch M. SCHRÖDER<sup>3</sup> so gering, daß er bei Watteverschluß der Kolben durch die Spuren von Stickstoffverbindungen aus der Luft zu erklären sein dürfte. Sie fand auch bei *Spirillum lipoferum* keine Stickstoffbindung. Sicher durch einen methodischen Fehler kam die „Stickstoffbindung“ zustande, die P. CLAUSEN<sup>4</sup> bei den anaeroben Zellulosezersetzern festgestellt haben wollte, denn der Stickstoffgewinn würde nach seinen Zahlen 700 mg N je 1 g Zellulose betragen, was selbstverständlich unmöglich ist. Zweifelhaft dürften auch noch andere Angaben<sup>5</sup> (darunter die von M. ADATI mit 60 N-Bindern von 100 isolierten Bodenbakterienstämmen, die zu 24 Arten gehören) über stickstoffbindende Bakterien sein, einschließlich der von P. SILLINGER<sup>5</sup> erwähnten (*B. radiobacter* usw.). Eigenartiger ist der Fall von *Aspergillus niger*. Die Versuche von R. SCHÖBER<sup>6</sup> wurden teilweise mit den gleichen Pilzstämmen nachgeprüft, weiterhin auch unter Berücksichtigung der notwendigen Spurenelemente, sie verliefen jedoch alle negativ<sup>7</sup>. H. BORTELS<sup>8</sup> glaubte indessen, daß unter Umständen der „Wetterfaktor“ (vgl. S. 530) entscheidend mitwirke, indem die seiner Zeit bei den SCHÖBERSchen Versuchen herrschende Wetterlage mit überwiegendem Hochdruckgebiet nicht mehr wiedergekehrt sei. Eine nicht unbeträchtliche N-Bindung wird von P. SILLINGER<sup>5</sup> für eine Eutorulopsisart angegeben. Bei Actinomyceten fand F. E. ALLISON<sup>9</sup> keine Stickstoffbindung; doch behaupteten früher J. E. GREAVES und J. D. GREAVES<sup>10</sup> einen N-bindenden Actinomyceten unter 11 N-bindenden Mikroorganismen isoliert zu haben. Die Frage der Assimilation des elementaren Stickstoffes durch Algen (Cyanophyceen) war wegen der Unsicherheit,

<sup>1</sup> SELIM, M.: Nitrogen-fixing bacteria in soils. Zbl. Bakter. II **83**, 311 (1931).

<sup>2</sup> ISRAILSKY, W.: Vergleichende Untersuchungen über die Rasseigentümlichkeiten des *Bact. tumefaciens* und verwandter Mikroorganismen. Zbl. Bakter. II **79**, 354 (1929).

<sup>3</sup> SCHRÖDER, M.: Die Assimilation des Luftstickstoffs durch einige Bakterien. Zbl. Bakter. II **85**, 177 (1932).

<sup>4</sup> CLAUSEN, P.: Studien über anaerobe Zellulosebazillen unter besonderer Berücksichtigung der Züchtungstechnik. Zbl. Bakter. II **84**, 20 (1931).

<sup>5</sup> ADATI, M.: Mikrobiologische Untersuchungen über die Böden in Taiwan (Formosa). 10. Bericht. Stickstoffbindende Kraft der heterotrophischen Bakterien, isoliert von formosaischen Böden. J. Soc. Trop. Agr. Taihoku Imp. Univ. Formosa **9**, 247 (1937). — MUDRAK, A.: Beiträge zur Physiologie der Leuchtbakterien. Zbl. Bakter. II **88**, 353 (1933). — PORCHET, B.: Étude biologique d'une bactérie du sol fixant l'azote atmosphérique. Bull. Soc. Vandoise Sci. Nat. **58**, Nr 232, 1; Nr 233, 93 (1933). — SILLINGER, P.: Zur Kenntnis der nitrogenen Mikroflora und der Stickstoffbildung im Boden natürlicher Waldgesellschaften. Studia bot. čechoslov. **1**, 74 (1938). — Die kurze Angabe über das Vorhandensein anderer N-Fixierer als *Azotobacter* in weißem Sand von New Mexico läßt sich noch nicht beurteilen: LIPMAN, CH. B.: Some new non-symbiotic nitrogen-fixing bacteria from the white sands of New Mexico. J. Bacter. **36**, 303 (1938) (Abstr.).

<sup>6</sup> Siehe dieses Handbuch **7**, 308 (1931).

<sup>7</sup> SCHRÖDER, M.: Zur Frage der Assimilation des Luftstickstoffs durch *Aspergillus niger*. Jb. Bot. **75**, 377 (1931/32). — KADELBACH, E.: Über Säureresistenz und Rassenbildung bei *Aspergillus niger*. Jb. Bot. **75**, 399 (1931/32). — ROBERG, M.: Zur Frage nach der Assimilation des molekularen Stickstoffs durch Aspergillien. Zbl. Bakter. II **86**, 466 (1932). — ALLISON, F. E., S. R. HOOVER u. H. J. MORRIS: Nitrogen fixation studies with fungi and actinomycetes. J. agricult. Res. **49**, 1115 (1934).

<sup>8</sup> BORTELS, H.: Entwicklung und Stickstoffbindung bestimmter Mikroorganismen in Abhängigkeit von Spurenelementen und vom Wetter. Ber. dtsh. bot. Ges. **56**, 153 (1938).

<sup>9</sup> ALLISON, F. E., und Mitarbeiter: Zitiert Anm. 3.

<sup>10</sup> GREAVES, J. E., u. J. D. GREAVES: Nitrogen fixers of leached alkali soils. Soil Sci. **34**, 375 (1932). — Auch M. ADATI gibt unter seinen Mikroorganismen (zitiert Anm. 5) Actinomyceten an.

zu einer wirklichen, bakterienfreien, Reinkultur zu gelangen, schwierig zu entscheiden; so führte z. B. J. JONES<sup>1</sup> eine festgestellte Stickstoffbindung auf Bakterien zurück. Jedoch gelang es F. E. ALLISON und H. J. MORRIS<sup>2</sup>, durch ultraviolette Strahlen absolute Reinkulturen von Blaualgen (*Nostoc muscorum*) herzustellen und die Stickstoffbindung bei Zusatz von Humuspräparaten nachzuweisen, die wohl durch Fe wirkten; auch Ca soll notwendig sein. Die Stickstoffbindung war in Gegenwart von Zucker höher, nämlich 18 mg N je 100 ccm gegenüber 10–12 mg ohne Zucker. G. WINTER<sup>3</sup> erhielt ebenfalls eine Stickstoffbindung bei *Nostoc punctiforme*, die aus *Gunnera*-, *Cycas*- und *Encephala*arten gezüchtet war. V. VOUK und P. WELICH<sup>4</sup> konnten eine solche mit *Nostoc* aus *Blasia* und *Anthoceros* sowie der *Anabaena* aus *Azolla* ermitteln, womit also die Bedeutung dieser Symbiose festgestellt zu sein scheint. Endlich erzielte H. BORTELS<sup>5</sup> durch *Nostoc*-, *Anabaena*- und *Cylindrospermum*arten in Reinkultur, ebenso auch bei der *Anabaena*symbiose mit *Azolla*, Stickstoffbindung. Molybdän und Vanadium spielen dabei die gleiche Rolle wie bei *Azotobacter*.

Nunmehr seien noch einige Beobachtungen über die Stickstoffbindung frei lebender Bakterien in Symbiose mit anderen Mikroorganismen angeschlossen. M. SCHRÖDER<sup>6</sup> stellte eine solche von *Azotobacter* in Symbiose mit *Chlorella* fest, wobei die Alge dem Bakterium das Kohlenstoffmaterial, dieses der Alge gebundenen Stickstoff, lieferte:

Azotobacter + Chlorella . . . . .	3,88 mg N je 100 ccm Lösung,
Chlorella allein . . . . .	0,24 mg N je 100 ccm Lösung.

K. BASSALIK<sup>7</sup> stellte bei Aquariumversuchen eine bessere Entwicklung der höheren Pflanzen bei Zugabe von gebundenem Stickstoff, dagegen bei niederen Pflanzen und Plankton eine günstigere Entwicklung durch bakterielle Stickstoffbindung fest. *Azotobacter* findet sich auch nach einigen Autoren im Plankton des Meeres, *Bacillus amylobacter* im Schlamm<sup>8</sup>. In Symbiose mit Zellulosezeretzern fand J. A. MAKRIKOV<sup>9</sup> auf 1 g Haferstroh, mit Zellulosezeretzern und *Azotobacter* geimpft, eine Zunahme von 4,75 mg Stickstoff. W. BUCKSTEEG<sup>10</sup> konnte jedoch in Misch-Reinkulturen von *Cytophaga* und *Azotobacter* keine Stickstoffbindung, wohl aber in Rohkulturen eine solche erzielen. H. BUCHERER<sup>11</sup>

<sup>1</sup> JONES, J.: An investigation into the bacterial associations of some Cyanophyceae, with especial reference to their nitrogen supply. *Ann. of Bot.* **44**, 721 (1938).

<sup>2</sup> ALLISON, F. E., u. H. J. MORRIS: Nitrogen fixation by blue-green algae. *Science (N. Y.)* **1930**, 221. — ALLISON, F. E., S. R. HOOVER u. H. J. MORRIS: Physiological studies with the nitrogen fixing alga, *Nostoc muscorum*. *Bot. Gaz.* **98**, 433 (1937).

<sup>3</sup> WINTER, G.: Über die Assimilation des Luftstickstoffs durch endophytische Blaualgen. *Beitr. Biol. Pflanz.* **23**, 295 (1935).

<sup>4</sup> VOUK, V., u. P. WELICH: Zur Frage der Stickstoffassimilation einiger symbiontischer Cyanophyceen. *Acta bot. Inst. Univ. Zagreb* **6**, 66 (1931).

<sup>5</sup> BORTELS, H.: Zitiert S. 531, Anm. 8.

<sup>6</sup> SCHRÖDER, M.: Zitiert S. 520, Anm. 6.

<sup>7</sup> BASSALIK, K.: Le bilan d'azote dans les aquariums. *Acta Soc. bot. polon.* **9** (1932). Polnisch mit franz. Zusammenfassg.

<sup>8</sup> LEBENSBAUM, M.: La stimulation de la fixation de l'azote libre dans les bassins d'eaux naturels. *Acta Soc. bot. polon.* **9**, 207 (1932). — WAKSMAN, S. A., H. HOTCHKISS u. C. L. CAREY: Marine bacteria and their rôle in the cycle of life in the sea. II. Bacteria concerned in the cycle of nitrogen in the sea. *Biol. Bull.* **65**, 137 (1933).

<sup>9</sup> MAKRIKOV, J. A.: Die biologische Bearbeitung der Pflanzenreste. III. Die Vermehrung des *Azotobacter*s und die Anhäufung von Stickstoff bei der Zersetzung von Pflanzenresten. *Zbl. Bakter. II* **92**, 34 (1935) — Derselbe: Ebenda **90**, 154 (1934).

<sup>10</sup> BUCKSTEEG, W.: Zur Frage der symbiotischen Beziehungen zwischen cellulosezeretzenden und stickstoffbindenden Bakterien. *Zbl. Bakter. II* **95**, 1 (1936).

<sup>11</sup> BUCHERER, H.: Experimenteller Beitrag zur Frage der ernährungsphysiologischen Wechselbeziehungen zwischen Bakterien und Pilzen. *Zbl. Bakter. II* **89**, 273 (1933/34).

stellte weiterhin fest, daß Arabinose, Xylose und Zellulose durch *Aspergillus* und *Penicillium* so aufgeschlossen werden, daß die entstehenden Produkte von *Azotobacter* assimiliert werden können. Schließlich sei noch erwähnt, daß P. A. HENCKEL und L. A. YUZHAKOVA<sup>1</sup> *Azotobacter* in 6 von 7 untersuchten Flechten fanden (er fehlte nur bei *Cladonia rangiferina*), und sie nehmen daher eine dreifache Symbiose an, welche Ansicht allerdings der Bestätigung bedarf. M. CENGIA-SAMBO<sup>2</sup> fand *Azotobacter* nur in Cyanophyceen-, nicht in Chlorophyceenflechten. Im Zusammenhang mit den kurz erwähnten Fragen der Symbiose ist es wichtig, daß einerseits von *Azotobacter* organische Stickstoffverbindungen nach außen abgeschieden<sup>3</sup>, d. h. nicht nur durch Autolyse frei werden, und andererseits Algen organische Kohlenstoffverbindungen ausscheiden<sup>4</sup>, die nach T. BRAARUD und B. FOYN<sup>5</sup> bei marinen *Chlamydomonas*-arten bis zu 30% der durch Photosynthese erzeugten organischen Substanz ausmachen. Beide Umstände bedingen also die Möglichkeit einer Kohlenstoffautotrophie- und Stickstoffbindungssymbiose.

Die Frage, was eine Stickstoffbindung im Boden unter natürlichen Verhältnissen leistet, ist noch nicht entschieden. Wie oben S. 518f. ausgeführt wurde, kommt nicht nur *Azotobacter* in Frage. Auch T. R. BHASKARAN und V. SUBRAMANYAM<sup>6</sup>, die bei Zuckerzugabe zum Boden geringere Stickstoffbindung als durch Zusatz organischer Säuren fanden, heben hervor, daß diese nicht durch *Azotobacter* erfolgte. Im übrigen weisen verschiedene Autoren<sup>7</sup> darauf hin, daß Zusatz von Zucker oder sonstiger organischer Substanz zum Boden die Stickstoffbindung fördere bzw. erst ermögliche. Auf die Belieferung der stickstoffbindenden Bakterien mit Kohlenstoff durch andere Mikroorganismen ist S. 532 eingegangen. Nach N. R. DHAR<sup>7</sup> soll in tropischen Böden durch Zugabe von Melasse oder Zellulose usw. so viel Stickstoff gebunden werden, daß die Ernten aufrechterhalten werden können. Auch W. P. MARTIN und R. A. AYERS<sup>8</sup> geben

<sup>1</sup> HENCKEL, P. A., u. L. A. YUZHAKOVA: On the rôle of *Azotobacter* in the lichen symbiosis. Bull. Inst. rech. Biol. Univ. Perm **10**, 315 (1936). Ref. Zbl. Bakter. II **97**, 330.

<sup>2</sup> CENGIA-SAMBO, M.: Biologie des Lichens. Les substances carbohydratées dans les lichens et la fonction de fixation de l'azote des cephalodes. Soc. Internat. Microbiol. Sez. Ital. **3**, 699 (1931).

<sup>3</sup> ROBERG, M.: Beiträge zur Biologie von *Azotobacter*. II. Der Stickstoffgehalt der Filtrate von *Azotobacter*kulturen. Jb. Bot. **82**, 65 (1935).

<sup>4</sup> ROBERG, M.: Ein Beitrag zur Stoffwechselphysiologie der Grünalgen. Jb. Bot. **72**, 369 (1930). — Vgl. noch: ALEYEV, B. S.: Secretion of organic substances by algae into the surrounding medium. Microbiology **3**, 506 (1934); engl. Zusammenfassg 508.

<sup>5</sup> BRAARUD, T., u. B. FOYN: Beiträge zur Kenntnis des Stoffwechsels im Meere. Norske vidensk. Akad. Oslo, math.-naturwiss. Kl. **1930/31**, Nr 14.

<sup>6</sup> BHASKARAN, T. R., u. V. SUBRAMANYAM: Neue Anschauungen über den Mechanismus der Stickstofffixierung im Boden. Proc. nat. Inst. Sci. India **3**, 163 (1937). Ref. Chem. Zbl. **1938 I**, 971.

<sup>7</sup> DHAR, N. R.: A new method of nitrogen fixation and conservation and reclamation of alkali lands. Address Acad. Sci. India, Anniversary meeting 1935 — Nitrogen transformation in the soil. Ebenda 1937. — DHAR, N. R., u. S. K. MUKERJI: Alkali soils and their reclamation. Proc. nat. Acad. Sci. India **6**, 136, 297 (1936). — DHAR, N. R., S. K. MUKERJI, E. V. SESHACHARYULU u. S. P. TANDON: Stickstoffumsetzungen im Boden. Proc. nat. Inst. Sci. India **3**, 75 (1937). Ref. Chem. Zbl. **1938 I**, 1195. — DHAR, N. R., u. E. V. SESHACHARYULU: Nitrogen fixation and *Azotobacter* count on the application of molasses and sugars to the soil in fields. Proc. nat. Acad. Sci. India **6**, 99, 244 (1936). — GERLACH, M.: Zur Stickstoffsammlung im Ackerboden. Landw. Jb. **80**, 73 (1934). — NATH, B. V.: Stickstoffveränderung im Bodensystem. Proc. nat. Inst. Sci. India **3**, 149 (1937). Ref. Chem. Zbl. **1938 I**, 972. — LEMMERMANN, O., u. R. THEMLITZ: [Über den Einfluß einiger Kulturpflanzen auf die Stickstoffbindung im Boden. Z. Pflanzenernährg B **13**, 353 (1934)] finden im Boden, auf dem vorher Senf, Klee, Gerste und Rüben wuchsen, im Senfboden eine kleine, aber deutliche erhöhte N-bindende Kraft den anderen gegenüber.

<sup>8</sup> MARTIN, W. P., u. R. A. AYERS: Distribution and activity of *Azotobacter* organisms in Arizona soils. J. Bacter. **36**, 303 (1938) (Abstr.).

hohe Stickstoffbindungszahlen, nämlich 22 mg je g Boden, für kultivierte Iowa-böden an, deren N-Gehalt durch *Azotobacter* aufrechterhalten werden könne. Abgesehen davon, daß für mitteleuropäische Verhältnisse eine Zuckerzugabe zum Boden nicht in Frage kommt, ist auch bisher eine Stickstoffbindung unter natürlichen Ackerbaubedingungen nicht erwiesen. Zwei ganz verschiedenartig angestellte Berechnungen mögen hier mitgeteilt werden. D. FEHÉR<sup>1</sup> berechnet, indem er davon ausgeht, daß im Boden 100000 oder 200000 *Azotobacter*zellen vorhanden seien und diese sich während 4 Monaten jeden zweiten Tag teilten, unter Berücksichtigung der Größe, Trockensubstanz und des Stickstoffgehaltes eine Menge von 39 kg Stickstoff je Hektar in der Vegetationsperiode. Diese Zahl ist sicherlich viel zu hoch, da man nicht von einer derartigen Vermehrung des Bakteriums ausgehen darf, und ferner auch die tatsächlich erfolgte, aber zum Teil sehr problematische (nicht bindende Stämme usw.) Stickstoffbindung sicherlich nicht in voller Höhe in Rechnung setzen kann. G. DE ROSSI<sup>2</sup> geht davon aus, daß in 5 g Erde mit 2% Mannit bei einer Vermehrung von *Azotobacter* von einigen Tausend auf 438 Millionen eine Stickstoffbindung von 0,7 mg stattfand, was mit anderen Angaben gut übereinstimmt<sup>3</sup>. Unter Berücksichtigung der Versuchsdauer von 10—12 Tagen ergibt sich für die Vegetationsperiode von 150 bis 180 Tagen für einen Boden mit einem *Azotobacter*gehalt von 2000 je 1 g ein Stickstoffgewinn von 287,7 g je Hektar. Der Unterschied gegen die Berechnung von D. FEHÉR ist also ganz erheblich, das Ergebnis dürfte aber der Grenze der tatsächlich durch *Azotobacter* erfolgenden Stickstoffbindung viel näher liegen. Da D. FEHÉR eine viermal so hohe Vermehrung annimmt als DE ROSSI, nämlich 60mal gegen 15mal, und ferner mit 100000 *Azotobacter*zellen je 1 g, gegen 2000 bei G. DE ROSSI, rechnet, d. h. im ganzen also einen 200mal so hohen Multiplikator hat, so würden sich für seine Zahl von 39 kg bei gleichen Verhältnissen, wie sie G. DE ROSSI annimmt, 200 g Stickstoffgewinn ergeben, somit fast die gleiche Zahl, wie sie G. DE ROSSI findet. Man sieht, daß die Schwierigkeit, von dieser Seite an das Problem heranzukommen, darin liegt, festzustellen, wie groß die Zahl und Vermehrung von aktiven *Azotobacter*zellen im Boden ist, eine Zahl, die G. DE ROSSI auf Grund der Untersuchungen verschiedener Autoren normaler-

Feldversuche mit Kartoffeln. Knollenertrag in Doppelzentner je Hektar und Jahr; jeweils Dekadendurchschnitt.

Düngung	1910/1919	1920/1929
Ungedüngt . . . . .	152,75	107,28
Nur K . . . . .	140,53	133,78
Nur N . . . . .	117,79	107,51
Nur P . . . . .	119,36	107,89
K + N . . . . .	154,02	163,77
K + P . . . . .	158,57	157,65
N + P . . . . .	122,0	121,82
K + P + N (Ammonsulfat) . .	160,52	190,73
K + P + N (Natriumnitrat) . .	162,57	185,26
Stalldünger . . . . .	160,48	170,13
Stalldünger + K + P . . . . .	181,75	193,97
Stalldünger + K + P + N . . .	196,57	214,37

<sup>1</sup> FEHÉR, D.: Wesen und Bedeutung der biologischen Aktivität der Ackerböden für die praktische Landwirtschaft. Landwirte-Tagung Preßburg 1937, 28 ff.

<sup>2</sup> ROSSI, G. DE: La fixation de l'azote élémentaire dans le sol. IV. Activité des *Azotobacter* dans le sol. Soc. Internat. Microbiol. Sez. Ital. 5, 27 (1933).

<sup>3</sup> BORTELS, H.: Zitiert S. 526, Anm. 3. — GREAVES, J. E., u. J. D. GREAVES: Nitrogen fixers of leached alkali soils. Soil Sci. 34, 375 (1932).

<sup>4</sup> ROSSI, G. DE: Zitiert S. 529, Anm. 11.

weise nur zu 2000 annimmt. Derselbe<sup>4</sup> weist aber weiterhin darauf hin, daß alle derartigen Berechnungen sehr problematischen Wert haben, da ein Stickstoffgewinn von 30—40 kg je ha für eine Bodenprobe von 10 g lediglich  $\frac{1}{100}$  mg N je Monat bedeuten würde, woraus sich die Notwendigkeit, nach neuen Methoden zu suchen, ergibt. Hinsichtlich der bei dieser Frage noch heranzuziehenden langjährigen Feldversuche sei auf die in der

Tabelle (S. 534) wiedergegebenen, soeben veröffentlichten Zahlen von W. KRÜGER und Mitarbeitern<sup>1</sup> hingewiesen. Daraus ergibt sich, daß die Ernten bei Mineraldüngung ohne Stickstoff zwar verhältnismäßig hoch liegen und kein Sinken zeigen; aber es zeigt sich weiter, daß dies überall nur eine Wirkung des Kaliums ist. Fehlt dieses, so sind die Ernten niedrig. Es zeigt sich also keine Wirkung, die man einer Stickstoffbindung in erheblichem Ausmaße zuschreiben könnte. Auch O. v. METZEN<sup>2</sup> findet einen Zusammenhang zwischen Stickstoffbindung und Ertragsfähigkeit von Böden nur in gewissen Fällen, jedoch nicht allgemein. Unsere Vorstellungen von dem Stickstoffhaushalt des Bodens sind also die gleichen geblieben wie früher<sup>3</sup>. Nur durch Stallmist bzw. sonstige organische Düngemittel läßt sich auf die Dauer die Ertragsfähigkeit des Bodens aufrecht erhalten, wobei die Erhaltung des Humusbestandes des Bodens die entscheidende Rolle spielt. Einige ausführliche Veröffentlichungen über die besprochenen langfristigen Anbauversuche bestätigen das<sup>4</sup>.

### Abbau organischer Stickstoffverbindungen.

Die Verarbeitung von Stickstoffverbindungen soll nach W. J. ROBBINS<sup>5</sup> vom Reduktionsvermögen der Mikroorganismen abhängen und folgendermaßen abgestuft sein: I. Verarbeitung von gasförmigem N und der nachfolgenden N-Formen. II. NO<sub>3</sub>-Verarbeitung und desgleichen der übrigen N-Formen. III. NH<sub>3</sub>-Verarbeitung und Verarbeitung organischen Stickstoffes. IV. Nur Verarbeitung des organischen Stickstoffes. Die Reduktionsenergie soll von IV nach I steigen, was aber wohl nicht die einzige Erklärung dafür sein dürfte. Im übrigen ist die Aufnahme und Verarbeitung auch der einfachen Stickstoffverbindungen u. a. stark abhängig von der Konzentration der Wasserstoffionen<sup>6</sup> und ferner von der Natur der Kohlenstoffquelle, wie z. B. beim Nitrit, das seinerseits wiederum die Eignung einer Kohlenstoffquelle beeinflußt<sup>7</sup>. So

<sup>1</sup> KRÜGER, W., H. ROEMER, G. WIMMER u. H. LÜDECKE: Die Dauerversuche des Bernburger Versuchsfeldes. Landw. Jb. **86**, 605 (1938).

<sup>2</sup> METZEN, O. v.: Zitiert S. 452, Anm. 2. <sup>3</sup> Vgl. dieses Handbuch **9**, 287 (1931).

<sup>4</sup> BERKNER, F.: Ein Beitrag zum Problem der Bodenfruchtbarkeit. Bodenkd. u. Pflanzenernährg **1**, 1 (1936). — BÖHME, R. W.: Die Dauer der Ertragsfähigkeit der Böden unter verschiedenen Anbausystemen. Kühn-Arch. **26**, 46 (1930). — CHRISTENSEN, H. H., u. H. T. JENSEN: Bodenuntersuchungen in Verbindung mit statischen Düngungsversuchen auf Mineralboden. Arch. Pflanzenbau **5**, 1 (1930). — RUSSEL, J. R.: Die Wirkung von Düngemitteln auf den Ernteertrag. Ebenda **8**, 1 (1932). — SCHEFFER, F.: Über das Problem der Bodenfruchtbarkeit. Ebenda **8**, 127 (1931). — SCHMALFUSS, K.: Der Einfluß von organischer Düngung und Mineraldüngung auf den Fruchtbarkeitszustand und die biologische Tätigkeit des Bodens. Bodenkd. u. Pflanzenernährg **3**, 202 (1937).

<sup>5</sup> ROBBINS, W. J.: The assimilation by plants of various forms of nitrogen. Amer. J. Bot. **24**, 243 (1937).

<sup>6</sup> RIPPEL, K.: Quantitative Untersuchungen über die Abhängigkeit der Stickstoffassimilation von der Wasserstoffionenkonzentration bei einigen Pilzen. Arch. Mikrobiol. **2**, 72 (1931). — SAKAMURA, T.: Die Resorption des Ammonium- und Nitratstickstoffs durch *Aspergillus oryzae*. Planta (Berl.) **11**, 765 (1930) — Ammonio- und Nitratophilie bei *Aspergillus oryzae* im besonderen Zusammenhang mit Schwermetallsalzen. J. Fac. Sci. Hokkaido Univ. V: Bot. **4**, 2 (1935). — BACH, D., u. D. DESBORDES: La transformation directe des nitrates en ammoniacque par le mycélium des champignons inférieurs. C. r. Acad. Sci. Paris **197**, 1463, 1772 (1933). — YAMAGATA, S.: Über den Einfluß der Stickstoffquelle auf den Gaswechsel des Schimmelpilzes. Beiträge zur Physiologie der Nitratassimilation. I. Acta phytochim. (Tokyo) **8**, 117 (1934). — ITZEROTT, D.: Über die Bedingungen der Stickstoffaufnahme, vor allem der Nitrataufnahme, bei *Aspergillus niger*. Flora (Jena) **31**, 60 (1936). — BÜNNING, E.: Über die Farbstoff- und Nitrataufnahme bei *Aspergillus niger*. Ebenda S. 87.

<sup>7</sup> OHTSUKI, T.: Untersuchungen über die Nitritverwendung und die Nitratreduktion bei Schimmelpilzen. Jap. J. of Bot. **8**, 269 (1936). — Vgl. weiter: SAKAGUCHI, K., u. Y. WANG: J. a. Bull. agricult. chem. Soc. Jap. **12**, 59, 63 (1936).

wichtig diese Verhältnisse auch für die Stickstofflegung im Boden sein werden, so kann doch hier nur ein kurzer Hinweis auf die Literatur gegeben werden. Für die Verhältnisse im Boden ist noch darauf hinzuweisen, daß bei neutraler bzw. alkalischer Reaktion die Bedingungen für die Nitratbildung gegeben sind, die Mikroorganismen also, wie auch die höheren Pflanzen, zwangsmäßig Nitrat verarbeiten müssen, während bei saurer Reaktion Ammoniak bevorzugt und Nitrat erst bei sehr stark saurer Reaktion vorwiegend aufgenommen wird. Es zeigt sich also, namentlich hinsichtlich des Verhaltens des Ammoniaks, zweifellos eine gewisse Anpassung an die natürlichen Bedingungen der Umwelt.

Die organischen Stickstoffverbindungen sind nicht nur in Hinblick auf die Verarbeitung durch Mikroorganismen zu Mikroorganismensubstanz wichtig, sondern vor allem auch wegen der zwangsmäßig erfolgenden Ammoniakbildung<sup>1</sup>. H. HEIGENER<sup>2</sup> untersuchte die Eignung der Aminosäuren als alleinige C- und N-Quelle für die Ernährung 54 sporenbildender Erdbakterien. Die Verhältnisse sind sehr verschieden, je nach der Bakterienart, so daß sich nichts Allgemeines, für jede Bakterienart Gültiges, aussagen läßt. Die meisten Arten verwendeten, wie die nachfolgende Übersicht zeigt, Glutaminsäure weitaus am besten, dann folgte Asparaginsäure, hierauf Asparagin, Alanin, Phenylalanin und Leucin, endlich Glykokoll, Betain und Valin. Wie die Übersicht weiter zeigt, liegen aber die Verhältnisse bei den einzelnen Bakterienarten, von denen in der Übersicht eine Auswahl getroffen ist, sehr verschieden.

	Alle	<i>B. alpinus</i>	<i>bellus</i>	<i>betaino- vorus</i>	<i>carotarum</i>	<i>nitidus</i>	<i>subtilis</i>	<i>validus</i>
Valin . . . . .	(1,8)	2	4	4	2	5	0	3
Betain . . . . .	(2,3)	4	4	5	2	4	1	4
Glykokoll . . . . .	(2,5)	4	3	3	2	2	2	4
Leucin . . . . .	(2,7)	4	2	5	4	3	1	2
Phenylalanin . . . . .	(2,7)	2	1	2	5	4	3	1
Alanin . . . . .	(3,0)	3	4	4	3	4	3	2
Asparagin . . . . .	(3,2)	3	4	4	3	5	2	4
Asparaginsäure . . . . .	(3,8)	3	5	5	3	5	3	5
Glutaminsäure . . . . .	(4,4)	5	3	5	5	4	3	3

Die Zahlen bedeuten Wachstum: 0 = kein; 1 = nur mikroskopisch feststellbar; 2 = sehr schwach; 3 = schwach; 4 = gut; 5 = üppig. Die in Klammern gesetzten Zahlen stellen das Mittel aus der Wachstumsgröße der geprüften 55 Arten dar.

Betain und Valin werden dagegen im Boden gut abgebaut; außerdem wurden aus dem Boden 10 neue Bakterienarten isoliert und beschrieben, und zwar 8 Betain- und 2 Valin-Abbauer. Es muß indessen noch auf folgenden Punkt aufmerksam gemacht werden. In den Versuchen von H. HEIGENER wurden die Aminosäuren als einzige Kohlenstoff- und Stickstoffquelle gegeben. Bei niedrig molekularen Aminosäuren muß infolgedessen die Aneignung des Kohlenstoffes zu starker Ammoniakbildung führen, die das Wachstum hemmen kann. So erklärt sich sicherlich die in der obigen Übersicht erscheinende schlechte Verwertbarkeit des Leucins und teilweise auch wohl des Glykokolls, das für andere sporenbildende Bakterien, wie für *Bacillus glycinophilus*, nach A. RIPPEL<sup>3</sup> eine ausgezeichnete Stickstoffquelle darstellt, falls noch Zucker als

<sup>1</sup> Vgl. dieses Handbuch 8, 624ff (1931).

<sup>2</sup> HEIGENER, H.: Verwertung von Aminosäuren als gemeinsame C- und N-Quelle durch bekannte Bodenbakterien nebst botanischer Beschreibung neu isolierter Betain- und Valinabbauer. Zbl. Bakter. II 93, 81 (1935).

<sup>3</sup> RIPPEL, A.: Über Eiweißbildung durch Bakterien: I. Mitt. Erfahrungen bei der Herstellung einer synthetischen Nährlösung mit Glykokoll als Stickstoffquelle. Arch. Mikrobiol. 8, 41 (1937). — RIPPEL, A., G. BEHR u. K. NABEL: . . . II. Mitt. Die Ertragsfläche Eisen/Phosphat. Ebenda 9, 375 (1938).

Kohlenstoffquelle gegeben wird. Auch *B. mycoides* kann nach E. GLINKA-TSCHERNORUTZKY<sup>1</sup> mit Glykokoll allein nicht wachsen, gut aber bei Gegenwart von Zucker. Hinsichtlich der Verarbeitung der Aminosäuren durch sonstige Mikroorganismen sei auf die Literatur<sup>2</sup> verwiesen und nur erwähnt, daß nach N. NIELSEN<sup>3</sup> die Hefe von Tryptophan und Arginin nur die Hälfte, von Histidin nur ein Drittel des Stickstoffes assimiliert, was in anderem Zusammenhang (vgl. S. 569) wichtig erscheint. Nach L. C. BAUGUESS<sup>4</sup> wird von Diphtheriebakterien das nicht natürlich vorkommende d-Tryptophan ebensogut verwertet wie die natürlich vorkommende l-Form; sonst werden von Mikroorganismen nur die natürlich vorkommenden Formen der Aminosäuren verwertet. Nach Y. TAZAWA und S. YAMAGATA<sup>5</sup> nimmt die Eignung von Aminosäuren, Polypeptiden und Diketopiperazinen für *Aspergillus niger* und *A. oryzae* im allgemeinen mit der zunehmenden Länge der Kette ab. Unter physiologischen Bedingungen vollzieht sich die Hydrolyse der Aminosäuren nach CH. WEIZMANN und Mitarbeitern<sup>6</sup> nur oxydativ, einfache Hydrolyse aber photochemisch, was die Förderung der Ammoniakbildung durch Sauerstoff<sup>7</sup> weiter verständlich macht.

Bezüglich der Ammoniakbildung aus den verschiedensten organischen Stickstoffverbindungen durch 19 Bakterienstämme gibt H. C. PULLEY<sup>8</sup> folgende

<sup>1</sup> GLINKA-TSCHERNORUTZKY, E.: Über den Stickstoffumsatz bei *Bacillus mycoides*. VI. Über Ausnutzung verschiedener Stickstoffquellen durch den *Bacillus mycoides*. Biochem. Z. **263**, 144 (1933).

<sup>2</sup> Im folgenden sind nur Arbeiten mit mehr biologischem Einschlag berücksichtigt, nicht rein biochemische. BACH, D.: C. r. Soc. Biol. Paris **120**, 608 (1935); **121**, 215 (1936). — BACH, D., u. J. LAMBERT: Ebenda **123**, 358, 361 (1936). — BARKER, H. A.: The fermentation of definite nitrogenous compounds by members of the genus *Clostridium*. J. Bacter. **36**, 322 (1938) (Abstr.). — DOOREN DE JONG, L. E. DEN: Bijdrage tot de kennis van het mineralisatieproces. Diss. Delft 1926. — EHRISMANN, O., u. K. DRAMBURG: Über die Verwertung der Aminosäuren durch Streptokokken. Z. Hyg. **119**, 623 (1937). — FROMAGEOT, CL., u. E. L. PIRET: Sur la nutrition azotée de quelques espèces de bactéries propioniques. Arch. Mikrobiol. **7**, 551 (1936). — LINNEWEH, F.: Über die Spaltung des Arcains durch Mikroorganismen. III. Mitt. Der biologische Abbau des Agmatins zu Carbaminyl-Putrescin. Hoppe-Seylers Z. **205**, 126 (1932). — ORLA-JENSEN, S., N. C. OTTE u. A. SNOG-KJÆR: Die Stickstoffnahrung der Milchsäurebakterien. Zbl. Bacter. II **94**, 460 (1936). — SCHOPFER, W. H.: Recherches sur le métabolisme de l'azote d'un microorganisme acellulaire, *Phycomyces blakesleanus* Bgf. Le rôle des facteurs de croissance. Protoplasma (Berl.) **28**, 381 (1937). — SCHOPFER, W. H., u. S. BLUMER: Untersuchungen über die Biologie von *Ustilago violacea* (Pers.) Fuck. II. Mitt. Wirkung des Aneurins und anderer Wuchsstoffe vitaminischer Natur. Arch. Mikrobiol. **9**, 305 (1938). — THOMPSON, L. G.: Zitiert S. 521, Anm. 6. — VOLKONSKY, M.: Sur la nutrition de quelques champignons saprophytes et parasites. Ann. Inst. Pasteur **52**, 76 (1934). — WAGNER, F.: Über Ammoniumsälze und Aminosäuren als Stickstoffquellen der Preßhefeerzeugung. Zbl. Bacter. II **93**, 359 (1936).

<sup>3</sup> NIELSEN, N.: Untersuchungen über die Stickstoffassimilation der Hefe. C. r. Trav. Labor. Carlsberg **21**, 395 (1936); **22**, 284 (1937).

<sup>4</sup> BAUGUESS, L. C.: The influence of optical activity on the utilization of tryptophane for growth by the diphtheria bacillus. J. Bacter. **32**, 299 (1936). — MUELLER, J.: Studies of cultural requirements of bacteria. IV. Quantitative estimation of bacterial growth. Ebenda **29**, 383 (1935) — . . . V. The diphtheria bacillus. Ebenda **29**, 515 (1935).

<sup>5</sup> TAZAWA, Y., u. S. YAMAGATA: Über die Verwertbarkeit der Aminosäuren, Polypeptide und Diketopiperazine für Pilzwachstum. Acta phytochim. (Tokyo) **9**, 299 (1937).

<sup>6</sup> WEIZMANN, CH., E. BERGMANN u. Y. HIRSHBERG: The photochemical desamination of amino acids in water solution. J. amer. chem. Soc. **58**, 1675 (1936). — Die oxydative Desaminierung des Glykokolls durch Bakterien (Entstehung von Glyoxylsäure) wurde gezeigt von A. JANKE u. W. TAYENTHAL: Probleme des Stickstoffkreislaufes. III. Mitt.: Über den Abbau des Glykokolls durch Bakterien. Biochem. Z. **289**, 76 (1936). — EGAMI, E.: Desamination bactérienne du glyco-colle. Bull. Soc. Chim. biol. Paris **20**, 301 (1938).

<sup>7</sup> Dieses Handbuch **8**, 626 (1931).

<sup>8</sup> PULLEY, H. C.: Ammonification of nitrogenous substances by pure cultures of microorganisms. J. agricult. Res. **42**, 791 (1931). — Über Ammoniakbildung durch Reinkulturen vgl.: GREAVES, J. E., J. D. GREAVES u. J. HICKMAN: The growth and metabolism of mixed



Reihenfolge mit abnehmender Zersetzungsfähigkeit an: Asparagin — Pepton — Glutin — Harnstoff — Casein — Gelatine — Blutmehl — Harnsäure — Hühner-eiweiß — Hippursäure — Acetanilid. Nicht zersetzt wurden Kalkstickstoff, Coffein und Diphenylamin, deren Abbau offenbar erst nach sehr langer Zeit merkbar wird. Hinsichtlich des Kalkstickstoffes vergleiche man S. 542. Nach J. LYPACEWICZ<sup>1</sup> werden auch Coniin, Nikotin, Atropin, Morphin, Strychnin und Chinin durch Bakterien angegriffen. Im übrigen wäre darauf hinzuweisen, daß eine Zersetzung von organischen Stickstoffverbindungen auch bei saurer Reaktion erfolgt, wie einmal die saure Autolyse von *Aspergillus niger*<sup>2</sup>, andermal das Vorkommen von bei saurer Reaktion Casein abbauenden Milchsäurebakterien<sup>3</sup> und endlich die sich auch bei stark saurer Reaktion vollziehende Ammoniakbildung<sup>4</sup> zeigen. Indessen weist A. G. NORMAN<sup>5</sup> darauf hin, daß im Stroh bei saurer Reaktion die Mineralisation des Stickstoffes wie auch die Stickstoffassimilation (Stickstofffestlegung) schwächer erfolgt als bei neutraler bzw. schwach alkalischer Reaktion. Mit den eiweißabbauenden Enzymen hat man sich vielfach beschäftigt, einige Literaturhinweise<sup>6</sup> hierzu mögen genügen, wobei nur hervorgehoben sei, daß zur Zeit noch die Frage stark umstritten ist, ob diese Enzyme von der lebenden Bakterienzelle ausgeschieden oder durch Autolyse bzw. Absterben der Bakterienzelle frei werden. Der Stickstoff des Chitins ist nach CL. E. ZO BELL und S. C. RITTENBERG<sup>7</sup> nur für einige Bakterien verwertbar, in

cultures of ammonia-producing bacteria. *J. Bacter.* **28**, 159 (1934). — Angaben über die Zersetzung reiner vegetabilischer Eiweißstoffe durch Mikroorganismen-Reinkulturen bei S. A. WAKSMAN u. R. L. STARKEY: The decomposition of proteins by microorganisms with particular reference to purified vegetable proteins. *Ebenda* **23**, 405 (1932).

<sup>1</sup> LYPACEWICZ, J.: Die Zersetzung der Alkaloide durch Bakterien. *Acta Soc. bot. polon.* **7**, 553 (1930/31).

<sup>2</sup> BEHR, G.: Zitiert S. 559, Anm. 8.

<sup>3</sup> CORBERI, E.: Ricerche sopra i cocci acido-proteolitici del Gorini. *Arch. Mikrobiol.* **9**, 95 (1938).

<sup>4</sup> HWANG, Y.: Zitiert S. 539, Anm. 5.

<sup>5</sup> NORMAN, A. G.: The biological decomposition of plant materials. VI. The effect of hydrogen ion concentration on the rate of immobilisation of nitrogen by straw. *Biochem. J.* **25**, 1779 (1931).

<sup>6</sup> DALE CONSOLE, A., u. O. RAHN: A study of gelatine digestion by *Bacillus subtilis*. *J. Bacter.* **36**, 47 (1938). — GORBACH, G.: Zur Kenntnis der Bakterienproteasen. *Arch. Mikrobiol.* **1**, 537 (1930). — GORBACH, G., u. E. PIRCH: *Enzymologia* **1**, 191 (1936). — GORBACH, G., u. R. ULM: Zur Kenntnis der Bakterienproteasen. III. Mitt. Die Acidoproteolyten Gorinis. *Arch. Mikrobiol.* **6**, 362 (1935). — HAINES, R. B.: The formation of bacterial proteases, especially in synthetic media. *Biochemic. J.* **25**, 1851 (1931). — IMANZUMI, M.: Über die Bakterienenzyme. I. Mitt. Über die proteolytischen Enzyme der Gelatine verflüssigenden Bakterien. *J. of Biochem.* **27**, 45 (1938) — ... II. Mitt. Über die proteolytischen Enzyme der Gelatine nicht verflüssigenden Bakterien. *Ebenda* S. 65. — MASCHMANN, E.: Über Bakterienproteasen. I. *Biochem. Z.* **294**, 1 (1937) — ... II. *Ebenda* **295**, 1 (1937) — ... III. Die Proteasen des *B. perfringens*. *Ebenda* **295**, 351 (1938) — ... IV. Die Proteasen des *B. histolyticus*. *Ebenda* S. 391 — ... V. Die Proteasen des *Rauschbrandbacillus*. *Ebenda* S. 400 — ... VI. *Ebenda* S. 402 — ... IX. Die Anaerobiose der Gasbranderreger. *Ebenda* **297**, 284 (1938) — ... VIII. Vortr. Internat. Congr. Chem. Rom 1938. — MOYCHO, W.: Recherches sur la protéase chez *Bacterium prodigiosum*. *Acta Soc. bot. polon.* **10**, 417 (1933) — L'indépendance de la production des protéases et du développement de la cellule chez *Bacterium prodigiosum*. *C. r. Acad. Sci. Paris* **201**, 201 (1935) — La sécrétion des protéases chez les bactéries existe-t-elle? *Ebenda* **201**, 859 (1935) — L'indépendance de la production des protéases et du développement de la cellule chez *Bacterium prodigiosum*. *Ebenda* **202**, 2007 (1936). — VIRTANEN, A. J., u. J. TARNANEN: Die Sekretion und Thermostabilität der Bakterienproteasen. *Hoppe-Seylers Z.* **204**, 247 (1932). — VIRTANEN, A. J., u. O. SUOLAHTI: Die Sekretion der Proteinase bei den gelatineverflüssigenden Bakterien. *Enzymologia* **2**, 89 (1937) — Zur Frage der Proteinasesekretion durch gelatineverflüssigende Bakterien. *Ebenda* **3**, 62 (1937).

<sup>7</sup> ZO BELL, CL. E., u. S. C. RITTENBERG: Zitiert S. 559, Anm. 4. — Über Chitinzerersetzung vgl. weiter S. 559.

einigen Fällen sogar auch dann nicht, wenn das Chitin als Kohlenstoffquelle verwertet werden kann, während in anderen Fällen wiederum nur der Stickstoff ausgenutzt wird.

Betreffend das Schicksal des Stalldüngers im Boden kann auf die zahlreiche Literatur über Stalldüngerbehandlung und -wirkung nicht eingegangen werden; es seien nur einige Punkte herausgegriffen, und hinsichtlich der besonderen Wirkung sei auf S. 494 verwiesen. Nach wie vor gibt CH. BARTHEL an, daß der Stalldünger-Stickstoff im Boden sehr schwer mineralisierbar sei. Nach N. BENGTSSON und CH. BARTHEL<sup>1</sup> sollen nach  $6\frac{1}{3}$  Jahren in alkalischem Boden nur 35—37%, in saurem sogar nur 5—8% mineralisiert worden sein. Das dürften wohl kaum normale Verhältnisse sein, da die nicht zu leugnende Wirkung des Stalldüngers im Boden wohl kaum fast ausschließlich auf andere Vorgänge als die der Stickstoffmineralisation zurückzuführen sein dürfte, wenn sie auch, wie die Humusbildung usw. (S. 535 und S. 576), eine sehr große Bedeutung besitzen. EN-FENG CHEN<sup>2</sup> stellte denn auch durch Bestimmung der Verbrennungswärme eine gute Zersetzung von Stalldünger im Boden fest. S. A. WAKSMAN und M. C. ALLEN<sup>3</sup> zeigen, daß Dünger, der mit Champignon bewachsen war, besser als unbehandelter wirkt, und zwar offenbar infolge der Zerstörung der Lignine durch den Pilz.

Ammoniak- und Nitratbildung im Boden sind bis zu einem gewissen Grade Erscheinungen gegensätzlicher Natur. Hinsichtlich der Reaktion wurde früher<sup>4</sup> schon ausgeführt, daß das Verhältnis des Nitrats zum Ammoniak im Boden als Indikator dienen kann. Bei neutraler Reaktion überwiegt Nitrat, bei saurer Ammoniak. Y. HWANG<sup>5</sup> hat experimentell die Bedingungen der Ammoniak- und Nitratbildung untersucht; danach müssen unsere Vorstellungen über dieses Verhältnis dahin erweitert werden, daß sowohl bei saurer wie auch bei stark alkalischer Reaktion, ferner bei geringer und zu hoher Feuchtigkeit und endlich bei niedriger und hoher Temperatur, die Ammoniakbildung die Nitratbildung überwiegt, desgleichen selbstverständlich auch in Anaerobiose. Die Ammoniakbildung hat somit einen erheblich weiteren Spielraum, während sich die Nitratbildung offenbar nur in verhältnismäßig engen Grenzen der gegebenen, äußeren Bedingungen vollzieht. Das Beispiel S. 540 zeigt nach Y. HWANG<sup>5</sup> diese Verhältnisse mit Ausnahme der anaeroben Bedingungen. Die größere Empfindlichkeit der  $\text{NO}_3$ -Bildung geht auch aus Versuchen von W. SSIMAKOW und A. ISSAKOWA<sup>6</sup> hervor, wonach die

<sup>1</sup> BENGTSSON, N., u. CHR. BARTHEL: Contributions to the question of stable manure in tilled soil. XI. Medd. Centralanst. Försöksväs. **454**, Bakter. avd. Nr 64 (1935).

<sup>2</sup> EN-FENG CHEN: Untersuchungen über die Zersetzung des Stallmistes im Boden während der Vegetation. Landw. Jb. **86**, 71 (1938).

<sup>3</sup> WAKSMAN, S. A., u. M. C. ALLEN: Comparative rate of decomposition of composted manure and spent mushroom soil. Soil Sci. **34**, 189 (1932).

<sup>4</sup> Dieses Handbuch **8**, 624 (1931). — Das ergibt sich weiter aus C. H. BORNEBUSCH: The fauna of the forest soil. Kopenhagen 1930.

<sup>5</sup> HWANG, Y., u. M. FRANK: Mikrobiologische Untersuchungen über das Auftreten von zwei Maxima der Ammoniakanhäufung im Boden. Arch. Mikrobiol. **9**, 469 (1938) — Untersuchungen über den Einfluß der Bodenreaktion auf die Ammonifikation und Nitrifikation in humusreichen Böden. Zbl. Bakter. II **99**, 97 (1938). — Ähnliches geht hinsichtlich des Einflusses der Bodenfeuchtigkeit auch aus den Versuchen von H. W. JONES hervor (S. 541, Anm. 4).

<sup>6</sup> SSIMAKOW, W., u. A. ISSAKOWA: Die Wirkung der Sättigung des adsorbierenden Komplexes mit Eisen auf biochemische Bodenprozesse. Poczowedenije **2**, 170 (1933). Ref. Zbl. Bakter. II **94**, 366. — Auf Säurewirkung wird es zurückzuführen sein, wenn Zugabe von Schwefel zum Boden die Nitratbildung hemmt, während die Ammoniakbildung (durch Pilze!) weitergeht: RAMASWAMI, C. V.: Biological oxidation of sulphur. Part IV. The influence on ammonification and nitrification in activated sludge. J. Indian Inst. Sci. **13**, 165 (1930).

Abhängigkeit der Ammoniak- und Nitratbildung  
 von Reaktion und Wassergehalt des Bodens.

Wassergehalt in Proz. des Bodens	$p_H$	Je 100 Boden mg		Temperatur ° C	$p_H$	Je 100 Boden mg	
		NH <sub>3</sub> -N	NO <sub>3</sub> -N			NH <sub>3</sub> -N	NO <sub>3</sub> -N
9	5,83	6,5	1,0	0	5,46	6,0	0
25	5,40	3,6	19,4	8	5,50	6,8	0
37	6,04	10,5	0	12	5,40	6,3	3,0
7	2,70*	25,0	0	18	5,32	5,6	5,6
7	8,76*	22,0	0	25	5,31	3,5	18,5
K**	5,38	2,5	1,4	50	5,72	13,0	0
				K**	5,38	2,6	1,5

\* Der abweichende  $p_H$ -Wert wurde durch künstlichen Zusatz erzielt.

\*\* K = lufttrockene Kontrolle.

Anreicherung von Eisen am adsorbierenden Komplex die Nitratbildung unterdrückt, während die Ammoniakbildung noch weiter geht.

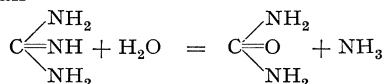
Was die Harnstoffzersetzer angeht, so verdient die von T. GIBSON<sup>1</sup> untersuchte *Sarcina ureae* (Beijerinck) Löhnis besondere Beachtung. Es ist dies eine bewegliche Form, die auf 10proz. Harnstoffagar leicht zu erhalten ist (obwohl Harnstoff nur schwach zersetzt wird), in fruchtbarem Boden zu 10000—20000 je 1 g vorkommt und auf Agar von  $p_H$  6,8—7,0 mit Ammonsalzen und überoptimalen Gaben der übrigen Nährstoffe Sporen bildet, die 5 Minuten langes Erhitzen auf 100° C vertragen. Durch seine Sporenbildung bildet das Bakterium eine bemerkenswerte Ausnahme unter den Kokken. Diese Form ist wohl identisch mit *Sarcina pulmonum* Virchow, *S. fimentaria* L. et N. (= *Planosarcina Samesii* Migula) und mit *Urosarcina psychrocarctica* Rubentschick. T. GIBSON<sup>2</sup> gibt noch eine Klassifizierung der Harnstoffbakterien und unterscheidet, mit Ausnahme der *Bacillus Pasteuri*-Gruppe und der erwähnten *Sarcina*: 1. Stämme mit deutlichen Beziehungen zur *B. Pasteuri*-Gruppe; 2. *Bacillus lentus* n. sp.; 3. *B. fusiformis*; 4. *B. repens* n. sp.; 5. *B. carotarum*. Pilze und Actinomyceten sollen keinen Harnstoff zersetzen. Bei der Zählung erbrachte die Verdünnungsmethode schlechte Werte, bessere wurden durch die direkte Plattenmethode erzielt. Die im Boden befindlichen Harnstoffzersetzer zersetzen meistens den Harnstoff nur in geringem Maße; die kräftig wirkenden Formen finden sich nur in geringer Zahl vor. E. N. MISCHOUSTIN<sup>3</sup> isolierte ein sporenloses, begeißeltes, harnstoffzersetzendes Stäbchen, das nicht antotroph zu leben vermag, Salze organischer Säuren, wie Acetate, besser als Kohlehydrate verwertet, und Ammoniak besser als Harnstoff, Asparagin und Pepton verwerten

<sup>1</sup> GIBSON, T.: An investigation of *Sarcina ureae*, a spore-forming, motile coccus. Arch. Mikrobiol. **6**, 73 (1935).

<sup>2</sup> GIBSON, T.: The urea-decomposing microflora of soils. I. Description and classification of the organisms. Zbl. Bakter. II **92**, 364 (1935) — ... II. The members and types of the organisms as shown by different methods. Ebenda **92**, 414 (1935). — Zu *Bacillus Pasteuri* vgl.: GIBSON, T.: An investigation of the *Bacillus Pasteuri* group. I. Description of strains isolated from soils and manures. J. Bacter. **28**, 295 (1934) — ... II. Special physiology of the organisms. Ebenda **28**, 313 (1934).

<sup>3</sup> MISCHOUSTIN, E. N.: A contribution to the physiology of bacteria fermenting urea. Zbl. Bakter. II **87**, 150 (1932/33). — Zur Physiologie vgl. noch: KUSNETZOW, S.: Dependence of uric fermentation upon the oxidation-reduction potential of the medium. Trans. Sci. Inst. Fertiliz. Moskau **1930**, Nr 76, 123. Ref. Bot. Zbl. **21**, 143. — Harnstoffspaltende Bakterien kommen auch im Meer vor; sie sind durch Salzanpassung von den terrestrischen Formen verschieden. Doch ist Umzüchtung möglich: Zo BELL, C. E., u. C. B. FELTHAM: The occurrence and activity of urea-splitting bacteria in the sea. Science (N. Y.) **81**, 234 (1935). Angaben über Kochsalztoleranz von Harnstoffbakterien s. S. 477.

kann. Synthetische Harnstoffverbindungen, wie Methyl-, Dimethylharnstoff und Biuret, können von *Aspergillus* nach N. N. IWANOFF und Mitarbeitern<sup>1</sup> nicht verwertet werden, leicht wird dagegen nach O. v. TSERETHELI<sup>2</sup> Hexamethylentetramin durch Mikroorganismen zerstört. Bei Zusatz von Harnstoff zum Boden stellten H. ENGEL und A. KAUFMANN<sup>3</sup> Stickstoffverluste fest, die bis zu 50% betragen können. Sie treten zu dem Zeitpunkt ein, zu welchem der Harnstoff noch nicht völlig zerstört, aber Ammoniak bereits in großen Mengen vorhanden ist und die Nitrifikation eben beginnt. Somit müssen die Verluste durch chemische Denitrifikation von Harnstoffnitrit entstehen. Steigender Wassergehalt in Sandboden hemmt nach H. W. JONES<sup>4</sup> die Ammoniakbildung aus Harnstoff. Das harnstoffspaltende Enzym, die Urease, fehlt nach G. GORR und J. WAGNER<sup>5</sup>, entgegen früheren Angaben, der Hefe, ist aber im übrigen, wie nicht anders zu erwarten ist, bei Bakterien verbreitet<sup>6</sup>, da der Harnstoff ja für sehr viele Mikroorganismen eine ausgezeichnete Stickstoffquelle darstellt. Bemerkenswert ist noch, daß eine ganze Reihe von Mikroorganismen auch Harnstoff bildet, so z. B. von Bakterien nach S. MARBAIS<sup>7</sup> *Bacillus mesentericus* und *subtilis*, was bereits früher für diese und andere Bakterien N. N. IWANOFF und M. I. SMIRNOVA<sup>8</sup> festgestellt hatten. Anscheinend vollzieht sich die Bildung auch nur aus dem Arginin des Substrates (z. B. Pepton), d. h. nicht synthetisch. Die Harnstoffbildung erfolgt auch nur beim Fehlen einer besonderen Kohlenstoffquelle, bei der Zugabe von Kohlehydraten oder Mannit verschwindet der Harnstoff. Gleiches ist der Fall bei zahlreichen Schimmelpilzen<sup>9</sup>. Nach N. N. IWANOFF und A. N. AWETISSOWA<sup>10</sup> spaltet *Aspergillus niger* Guanidin in Harnstoff und Ammoniak



Aus Guanidin, nicht aus dem Arginin, soll denn auch nach T. CHRZASZCZ und M. ZAKOMORNY<sup>11</sup> die von ihnen bei verschiedenen Schimmelpilzen beobachtete

<sup>1</sup> IWANOFF, N. N., W. E. IWANOWA u. N. N. LARIONOWA: Arch. biol. Nauk. **43**, 373 (1936).

<sup>2</sup> TSERETHELI, O. v.: Mikrobiologische Studien bei der Formalinkonservierung des Harnes und der Jauche. Bodenkde u. Pflanzenernähr **8**, 226 (1938).

<sup>3</sup> ENGEL, H., u. A. KAUFMANN: Die Umwandlung von Ammoniumnitrat und Harnstoff im Boden. Z. Pflanzenernähr A **29**, 1 (1933).

<sup>4</sup> JONES, H. W.: Some transformations of urea and their resultant effects on the soil. Soil Sci. **34**, 281 (1932).

<sup>5</sup> GORR, G., u. J. WAGNER: Über das Amidspaltungsvermögen der Hefen. Biochem. Z. **254**, 1 (1932).

<sup>6</sup> WOHLFEIL, T., u. P. WEILAND: Untersuchungen über die praktische Bedeutung und Wirkungsweise der Bakterienurease. Zbl. Bakter. I Orig. **138**, 388 (1937). — PÜSCHEL, J.: Harnstoffzersetzung als Unterscheidungsmerkmal zwischen Diphtherie- und Pseudodiphtheriebakterien. Klin. Wschr. **15**, 375 (1936).

<sup>7</sup> MARBAIS, S.: Recherches sur l'origine de l'azotémie pathologique. Microbes uréophages et microbes uréogènes. Soc. Internat. Microbiol. Sez. Ital. **6**, 358 (1934).

<sup>8</sup> IWANOFF, N. N.: Über Harnstoff bei Bakterien. Biochem. Z. **175**, 181 (1926). — IWANOFF, N. N., u. M. I. SMIRNOVA: Über Harnstoff bei Bakterien. II. Ebenda **181**, 8 (1927).

<sup>9</sup> IWANOFF, N. N.: Über die Ausscheidung des Harnstoffs bei Pilzen. Biochem. Z. **157**, 229 (1925). — CHRZASZCZ, T., u. M. ZAKOMORNY: Über die Bildung von Harnstoff aus Pepton durch verschiedene Schimmelpilze. Ebenda **273**, 31 (1934). — Nach J. MIRVA u. S. YOHII [Sci. Rep. Tokyo Bunrika Daigaku B **1**, 143 (1934),] kann *Aspergillus niger* sowohl Urease bilden wie gleichzeitig Harnstoff ausscheiden.

<sup>10</sup> IWANOFF, N. N., u. A. N. AWETISSOWA: Über die fermentative Umwandlung des Guanidins in Harnstoff. Biochem. Z. **231**, 67 (1931).

<sup>11</sup> CHRZASZCZ, T., u. M. ZAKOMORNY: Über die biochemische Umbildung des Guanidins zu Harnstoff durch verschiedene Schimmelpilze. Biochem. Z. **275**, 97 (1935).

Bildung von Harnstoff aus Pepton erfolgen. Ganz anders vollzieht sich jedoch die Harnstoffbildung bei Basidiomyceten, wo sich in den Fruchtkörpern vor der Reife Harnstoffmengen von über 10% der Trockensubstanz finden. Die Harnstoffbildung erfolgt hier nach N. N. IWANOFF<sup>1</sup> synthetisch aus Ammoniak und Kohlensäure und stellt eine Entgiftung des gebildeten Ammoniaks, entsprechend der Bildung von Asparagin oder Glutamin bei den höheren Pflanzen, dar.

A. WOLFF und G. WOLFF<sup>2</sup> zeigten, daß Kalziumcyanamid<sup>3</sup> die Mikroorganismenzahl des Bodens zunächst in einer Art partieller Sterilisation verminderte, worauf ein Anstieg erfolgte; diese Vermehrung der Mikroorganismen findet durch andere Autoren eine Bestätigung, wobei K. SCHMALFUSS<sup>4</sup> durch Kalkstickstoff eine Bakterienvermehrung auf das 2—3fache, dagegen kaum eine Erhöhung durch Harnstoff, Ammonsulfat und Kalziumnitrat fand, was sicherlich mit der erwähnten Wirkung des Kalkstickstoffes zusammenhängt. Andererseits vollzieht sich nach verschiedenen Angaben eine Ammoniak- und Nitratbildung langsamer aus Kalkstickstoff als aus Ammonsulfat oder Harnstoff<sup>5</sup>, aber schneller nach K. SCHMALFUSS<sup>4</sup> und E. M. CROWTHER<sup>5</sup> in humusreichen bzw. bakterienreichen Böden. Dicyandiamid wird nach S. DOLDI<sup>6</sup> von verschiedenen Mikroorganismen, Actinomyceten, Pilzen, *Bacillus mesentericus*, *vulgatus*, *Pseudomonas pyocyaneus*, abgebaut. In Lösung wirkt es sogar nach B. K. MUKERJI<sup>7</sup> weniger giftig als Kalziumcyanamid. Der Kalkstickstoff hat schließlich auch eine hemmende Wirkung auf Bodenschädlinge<sup>8</sup>.

<sup>1</sup> IWANOFF, N. N.: Der Harnstoff der Pilze und dessen Bedeutung. *Hoppe-Seylers Z.* **170**, 274 (1927). — IWANOFF, N. N., u. M. I. SMIRNOVA: Die Bedeutung des Sauerstoffs für die Bildung des Harnstoffs in Pilzen. *Biochem. Z.* **201**, 1 (1927).

<sup>2</sup> WOLFF, A., u. G. WOLFF: Über den Einfluß des Kalkstickstoffs auf die Mikroflora des Bodens. *Zbl. Bakter. II* **81**, 221 (1930).

<sup>3</sup> FRANCK, H. H., W. MAKUS u. F. JANKE: Der Kalkstickstoff in Wissenschaft, Technik und Wirtschaft. Sammlung chem. und chem.-techn. Vorträge, H. 6. Berlin-Stuttgart: F. Enke 1931.

<sup>4</sup> SCHMALFUSS, K.: Über die Wirkung des Kalkstickstoffs und anderer Stickstoffdünger auf die biologische Tätigkeit im Boden. *Bodenkde u. Pflanzenernähr* **2**, 110 (1937) — Der Abbau des Cyanamids. *Bodenkde u. Pflanzenernähr* **9/10**, 180 (1938). — HAENSELER, C. M., u. T. R. MOYER: Effect of calcium cyanamide on the soil microflora with special reference to certain plant parasites. *Soil Sci.* **43**, 133 (1937). — RATHSACK, K.: Zur Wirkung des Kalkstickstoffs im Vergleich zu anderen Stickstoffdüngern auf den Pflanzenertrag und über die Umsetzungen des Stickstoffs in leichten Böden. *Bodenkde u. Pflanzenernähr* **2**, 327 (1937).

<sup>5</sup> PULLEY, H. C.: Ammonification of nitrogen substances by pure cultures of microorganisms. *J. agricult. Res.* **42**, 791 (1931). — CROWTHER, E. M., u. H. W. RICHARDSON: Studies on calcium cyanamide. I. The decomposition of calcium cyanamide in the soil and its effects on germination, nitrification and soil reaction. *J. agricult. Sci.* **22**, 300 (1932) — . . . V. The utilisation of calcium cyanamide in pot culture experiments. *Ebenda* **25**, 132 (1935). — SCHOLL, W., R. O. E. DAVIS, B. E. BROWN u. F. R. REID: *Ind. Eng. Chem.* **29**, 202 (1937). — RICHARDSON, H. L.: Studies on calcium cyanamide. IV. The use of calcium cyanamide and other forms of nitrogen on grassland. *J. agricult. Sci.* **34**, 491 (1934).

<sup>6</sup> DOLDI, S.: L'action des microorganismes sur la dicyandiamide. *Soc. Internat. Microbiol. Sez. Ital.* **4**, 75 (1932). — K. SCHMALFUSS (Anm. 4, 1938) fand allerdings keine Zersetzung von Dicyandiamid. — *Aspergillus niger* assimiliert nach N. N. IWANOFF u. L. K. OSNIZKAJA (zitiert S. 569, Anm. 7) Blausäure. — Blausäure wird auch von Basidiomyceten gebildet und exhaliert: MIRANDE, M.: Sur le dégagement d'acide cyanhydrique par certains champignons. *C. r. Acad. Sci. Paris* **194**, 2324 (1932).

<sup>7</sup> MUKERJI, B. K.: Studies on calcium cyanamide. II. Microbiological aspects of nitrification in soils under varied environmental conditions. *J. agricult. Sci.* **22**, 335 (1932). — Nach K. SCHMALFUSS (Anm. 4, 1938) wirkt Dicyandiamid nicht giftig.

<sup>8</sup> HAENSELER, C. M., u. T. R. MOYER: Anm. 4. — HURST, R. H., u. M. J. TRIFFIT: Calcium cyanamide and other artificial fertilizers in the treatment of soil infected with *Heterodera* Schachtii. *J. of Helminth.* **13**, 201 (1935).

## Nitrifikation und Denitrifikation.

Durch T. Y. K. BOLTJES<sup>1</sup> wurde die Morphologie und Physiologie der Mikroorganismen dieser Gruppe weitgehend geklärt. S. WINOGRADSKY<sup>2</sup> hatte die 3 Gruppen der Nitritbildner *Nitrosomonas*, *Nitrosocystis* und *Nitrospira* unterschieden, während später H. WINOGRADSKY<sup>3</sup> noch die weitere Gattung *Nitrosogloea* hinzufügte. Nach T. Y. K. BOLTJES scheint es sich jedoch, mit Ausnahme der noch zweifelhaften *Nitrospira*, nur um Entwicklungsformen einer Art zu handeln, die je nach den äußeren Bedingungen auftreten, *Nitrosocystis* ist lediglich eine Cystenform (Abb. 9) von *Nitrosomonas* mit sehr kleinen, kokkenartigen Zellen von nur 0,5  $\mu$  Durchmesser. Diese Form tritt nach weiterer Mitteilung von L. G. ROMELL<sup>4</sup> wie auch nach S. WINOGRADSKY namentlich im Waldboden hervor. Bei *Nitrobacter* unterscheidet T. Y. K. BOLTJES ebenfalls nur eine, unbewegliche, Form, während S. WINOGRADSKY mehrere Arten bei Unterscheidung der Gattungen *Nitrobacter*, *Nitrogloea* und *Nitrocystis* angibt, was T. Y. K. BOLTJES für eine Verwechslung mit *Bacillus oligi-carbophilus* bzw. für eine Verunreinigung durch dieses Bakterium hält. Auch die Angabe von D. H. NELSON<sup>5</sup>, der mit dem Mikromanipulator eine bewegliche nitritoxydierende Form isolierte, zieht T. Y. K. BOLTJES in Zweifel. Die Angaben von T. Y. K. BOLTJES werden von J. H. HANKS und R. L. WEINTRAUB<sup>6</sup> bestätigt und die Einwände S. WINOGRADSKYS<sup>7</sup> zurückgewiesen. Endlich wird von H. ENGEL und W. SKALLAU<sup>8</sup> eine überraschend einfache Methode zur Züchtung angegeben. Die Schwierigkeit der bisherigen Reinzüchtung bestand darin, daß, wie sich heraus-

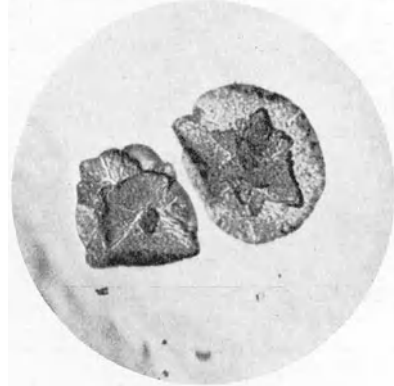


Abb. 9. *Nitrosomonas*. Kolonien mit zähem Kern auf Kieselsäuregallerte. Vergr. 110  $\times$ . (Nach BOLTJES.)

<sup>1</sup> BOLTJES, T. Y. KINGMA: Onderzoekingen over nitrificerende Bacterien. Diss. Delft 1934 — Untersuchungen über die nitrifizierenden Bakterien. Arch. Mikrobiol. **6**, 79 (1938).

<sup>2</sup> WINOGRADSKY, S.: Nouvelles recherches sur les microbes de la nitrification. C. r. Acad. Sci. Paris **192**, 1000 (1931) — Études sur les microbes du sol. Nouvelles recherches sur les organismes de la nitrification. Ann. Inst. Pasteur **50**, 350 (1933).

<sup>3</sup> WINOGRADSKY, H.: Sur la microflora nitrificatrice des boues activées. C. r. Acad. Sci. Paris **200**, 1886 (1935) — On the number and variety of nitrifying organisms. Trans. 3. Internat. Congr. Soil Sci. **1**, 138 (1935) — Contribution à l'étude de la microflore nitrificatrice des boues activées de Paris. Ann. Inst. Pasteur **58**, 326 (1937). — Auch die von A. HARDER [Beiträge zur Kenntnis der Nitrifikation. Bot. Archiv **31**, 312 (1931)] beschriebenen Formen *Nitrososarcina* und *Nitrosomonas Sphagni fusci* werden einstweilen noch als zweifelhaft geführt werden müssen.

<sup>4</sup> ROMELL, L. G.: A *Nitrosocystis* from american forest Soil. Svensk Botan. Tidskr. **26**, 303 (1932). — Eine noch bis  $p_H$  2,9 in Trockentorf unter Laboratoriumsbedingungen gefundene Nitrifikation wird von den Autoren als Kunstprodukt, verursacht durch die Probenahme, aufgefaßt: ROMELL, L. G., u. S. O. HEIBERG: Types of humus layer in the forests of northeastern United States. Ecology **12**, 567 (1931).

<sup>5</sup> NELSON, D. H.: Isolation and characterisation of *Nitrosomonas* und *Nitrobacter*. Zbl. Bakt. II. **83**, 280 (1931).

<sup>6</sup> HANKS, J. H., u. R. L. WEINTRAUB: The preparation of silicic acid jellier for bacteriological media. J. Bacter. **32**, 639 (1936). — The pure culture isolation for ammonia-oxidizing bacteria. Ebenda S. 653.

<sup>7</sup> WINOGRADSKY, S.: Travaux récents sur la nitrification. Revue critique. Bull. Inst. Pasteur **33** (1935).

<sup>8</sup> ENGEL, H., u. W. SKALLAU: Die Reinkultur nitrifizierender Bakterien. Zbl. Bakter. II **97**, 305 (1937).

stellte, die heterotrophen Begleitbakterien zahlenmäßig die ammoniakoxydierenden Mikroorganismen übertreffen. Nun gelingt die Reinkultur aber leicht, wenn man die Verdünnung mit destilliertem Wasser herstellt und bei den letzten Verdünnungen eine große Anzahl Kolben impft. Unter diesen finden sich dann einige, die eine Reinkultur von *Nitrosomonas* darstellen. Ob noch andere Mikroorganismen vorhanden sind, die Ammoniak oxydieren, oder auch Formen, die organisch gebundenen Stickstoff unmittelbar nitrifizieren, ist nach T. Y. K. BOLTJES durchaus zweifelhaft, da die Kulturmethoden sowie die Nitrit- und Nitratbestimmungsmethoden usw. keine genügende Gewähr für die Ausschaltung von Irrtümern bieten<sup>1</sup>. In physiologischer Hinsicht ist bemerkenswert, daß nach T. Y. K. BOLTJES Kalzium für *Nitrosomonas* ein unentbehrliches Element ist, was auch W. A. ALBRECHT und T. M. MCCALLA<sup>2</sup> finden, die Sand mit Tonzusatz verwenden, der Ca und andere Basen adsorptiv gebunden enthält. Die bekannte Empfindlichkeit dieses Bakteriums organischen Stoffen gegenüber konnte auf die oxydationshemmende Wirkung von Aminosäuren zurückgeführt werden, wie folgendes Beispiel nach T. Y. K. BOLTJES zeigt:

Einfluß von Glycose und Glykokoll auf die Atmung von *Nitrosomonas*  
(nach BOLTJES, S. 130).

Beobachtungszeit in Stunden	Druckabnahme in Kubikzentimeter Brodieflüssigkeit			
	kein Zusatz	bei Zusatz von		
		0,1 % Glycose = 0,005 mol	4 % Glycose = 0,2 mol	0,2 % Glykokoll = 0,03 mol
3	16,9	15,1	17,9	15,5
1	6,4	6,4	6,2	6,7
1	8,0	7,0	5,7	3,4
1	7,7	6,6	5,1	3,0
1	10,3	7,1	4,5	3,0
1		7,1	5,3	3,4
1	8,0	4,8	4,2	2,3
1	7,7	9,1	4,2	3,4
2	12,5	10,8	10,3	4,6
1	5,0	3,1	9,5	3,3
Nitritreaktion nach Be- endigung des Versuchs	++++	++++	+++	+

Versuch im WARBURG-Manometer; die Zahlen unter der ausgezogenen Linie beziehen sich auf eine Periode nach achtstündiger Unterbrechung des Schüttelns, die Zahlen über der punktierten Linie geben die Druckabnahme vor Zusatz des organischen Stoffes wieder.

Selbst in 4proz. Glycoselösung fand noch Ammoniakoxydation und Vermehrung statt. Hingegen fördern, wie T. Y. K. BOLTJES zeigte, gewisse organische Stoffe, wie sie z. B. im Nährstoff Heyden vorhanden sind. Über den wirksamen Bestandteil ist indessen noch nichts bekannt. Auch wird organischer Stickstoff im Boden

<sup>1</sup> In dieser Hinsicht kommen in Betracht: FREMLIN, H. S.: Further notes on the culture of the nitroso-bacterium. *J. of Hyg.* **29**, 236 (1929). — NELSON, D. H.: Iowa State Coll. *J. Sci.* **3**, 113 (1929). — CUTLER, D. W., u. B. K. MUKERJI: Nitrite formation by soil bacteria other than *Nitrosomonas*. *Proc. roy. Soc. Lond. B* **108**, 384 (1931). — HARDER, A.: Zitiert S. 543, Anm. 3. — LIPMAN, C. B., u. L. GREENBERG: A new autotrophic bacterium which oxidises ammonia directly to nitrate and decomposes petroleum. *Nature (Lond.)* **129**, 204 (1932). — BARRIT, N. W.: The nitrification process in soils and biological filters. *Ann. appl. Biol.* **20**, 165 (1933). — In methodischer Hinsicht sei noch erwähnt, daß Zusatz von Tierkohle zur  $\text{NH}_3$ -haltigen Nährlösung nicht brauchbar ist, da  $\text{NH}_3$  von der Kohle adsorbiert wird: LUCHETTI, G.: Sur la méthode de détermination du pouvoir nitrifiant du terrain. *Soc. Internat. Microbiol. Sez. Ital.* **6**, 263 (1934).

<sup>2</sup> ALBRECHT, W. A., u. T. M. MCCALLA: Nitrification of adsorbed ammonia on colloidal clay. *Contrib. Dept. Soils, Missouri agricult. exper. Stat.* 7. Ser. **538**, 263 (1938).

besser als der des Ammonsulfates<sup>1</sup> nitrifiziert. Jedoch ist nach P. L. GAINÉY<sup>2</sup> die Nitratbildung im Boden nicht nur vom N-Gehalt des Bodens abhängig. Jedenfalls aber beruht die Förderung der Nitratbildung im Boden durch Zusatz von Zucker darauf, daß die Stickstoffbindung gefördert und das gebildete Eiweiß danach mineralisiert wird, wie dies die folgende Übersicht nach H. ENGEL<sup>3</sup> erkennen läßt.

Wirkung von Zuckerzusatz zum Boden (nach ENGEL).

		Tage						
		0	7	14	21	28	35	75
Ohne Glycose	mg Nitrat-N . .	0,32	1,12	1,34	1,71	2,08	2,39	3,60
	mg Gesamt-N . .	46,5	46,4	46,3	45,9	46,4	46,6	46,0
Mit Glycose	mg Nitrat-N . .	0,19	0,06	1,25	2,94	3,65	5,24	8,47
	mg Gesamt-N . .	44,9	58,8	60,4	60,3	60,5	59,7	59,1

Das Ammonsulfat wird denn auch bei Glycosezusatz nicht besser nitrifiziert<sup>4</sup>. Die früher angegebenen ökonomischen Werte werden jetzt in etwas anderer Höhe ermittelt. H. ENGEL<sup>5</sup> fand bei *Nitrosomonas* das Verhältnis des oxydierten Stickstoffs zum assimilierten Kohlenstoff wie 80/1. D. NELSON<sup>6</sup> stellte dagegen das Verhältnis 14,3/1 für *Nitrosomonas* und 76/1 für *Nitrobacter* fest. Diese Frage bedarf zweifellos erneuter Durcharbeitung auf Grund der nunmehr vorliegenden Erfahrungen. Auch wäre erneut zu prüfen, ob die Bakterien absolute Autotrophen sind, was nach unseren bisherigen Kenntnissen anzunehmen ist. Erwähnt sei noch, daß sich nach H. ENGEL<sup>7</sup> die Leistung der Einzelzelle von *Nitrosomonas* auf  $2,35 \cdot 10^{-10}$  mg  $N_2O_3$  je Stunde berechnet; sie verringert sich im Alter, worin vielleicht der Grund für die verschiedenen Angaben über die Ökonomie des Umsatzes liegt. Die Bakterien sind nach unseren bisherigen Kenntnissen streng autotroph. Heterotrophe Formen sind, wie oben erwähnt, zur Zeit nicht bekannt. G. G. RAO und K. M. PANDALAI<sup>8</sup> konnten Hydroxylamin nicht als Zwischenprodukt feststellen. Die biologische Oxydation

<sup>1</sup> ENGEL, H.: Zur Physiologie der Nitrifikationsorganismen im natürlichen Boden. I. Der Einfluß stickstoffhaltiger organischer Stoffe auf die Nitrifikation. Z. Pflanzenernährg A **27**, 1 (1932).

<sup>2</sup> GAINÉY, P. L.: Total nitrogen as a factor influencing nitrate accumulation in soils. Soil Sci. **39**, 157 (1936).

<sup>3</sup> ENGEL, H.: Zur Physiologie der Nitrifikationsorganismen im natürlichen Boden. Zbl. Bakter. II **90**, 385 (1934). — Vgl. hierzu noch: RAJU, M. S.: Studies on the availability of nitrogen of the organic nitrogenous manure. I. Influence of carbohydrates on nitrification. Zbl. Bakter. II **94**, 403 (1936).

<sup>4</sup> Von anderen Faktoren, die die Nitratbildung beeinflussen, sei noch, außer der Reaktion, erwähnt: Wassersättigung: CYPLENKIN, E. J., u. D. G. SCHILIN: Über die Nitrifikation in Tundraböden. Chemisat. Landw. **5**, 59 (1936). Ref. Zbl. Bakter. II **95**, 438. In wassergesättigten Tundraböden Nitratbildung nur an erhöhten und besser erwärmten Stellen. — Oxydoreduktionspotential: DAENELL, M. C., u. W. S. EISENMENGE: Oxydationreduction potentials of soil suspensions in relation to acidity and nitrification. J. agricult. Res. **53**, 72 (1936). — Über Eisenwirkung vgl. S. 474, Anm. 3. — Das von B. NIKLEWSKI [Über die Verbreitung der Nitrifikationsbakterien in verschiedenen Stallmistsorten. Zbl. Bakter. II **90**, 193 (1934)] behauptete Vorkommen in Stallmist dürfte wohl kein normaler Vorgang sein. — Starke Nitrifikation im Tschernosjem: ZUAMENSKY, W., u. M. ARCHAROW: Über die Nitrifikation im südlichen Tschernosjem des Nordkaukasus. Samml. wiss. Forsch. arb. **1934**, Nr 96—106. Ref. Zbl. Bakter. II **94**, 363. — Über Nitrifikation vgl. weiter S. 539 und S. 547, Anm. 4.

<sup>5</sup> ENGEL, H.: Weitere Untersuchungen über Nitritbakterien. Planta (Berl.) **12**, 60 (1931).

<sup>6</sup> NELSON, D.: Zitiert S. 544, Anm. 1.

<sup>7</sup> ENGEL, H.: Die Oxydationsleistung der Einzelzelle von *Nitrosomonas europaea*. Arch. Mikrobiol. **1**, 445 (1930).

<sup>8</sup> RAO, G. G., u. K. M. PANDALAI: On the biological oxidation of ammonia by nitrite formers. Arch. Mikrobiol. **7**, 32 (1936).



wird durch sehr geringe Cyanidmengen ( $\frac{m}{40000}$ ) vergiftet. Auch Hämatin und Hämoglobin hemmen merkwürdigerweise.

Nach einer Reihe von Angaben<sup>1</sup> soll eine Nitratbildung, namentlich in den Tropen, dort, wo die Maximaltemperatur für das Wachstum der Bakterien überschritten werde, photochemisch erfolgen. N. R. DHAR<sup>2</sup> fand z. B.:

NH <sub>3</sub> oxydiert in Prozent in 700 Stunden		
	Sonnenlicht	Dunkel
Ohne Erhitzen . . . . .	89,0	1,4
48 Stunden bei 150° C sterilisiert . . .	85,8	1,4

Nach G. G. RAO<sup>3</sup> sollen Katalysatoren, wie Titan-, Aluminium- und Zinkoxyd, im Sonnenlicht Nitratbildung aus Ammoniak bewirken, aber auch ultraviolette Strahlen sollen Nitrat aus Amiden, Aminosäuren und Aminen in Quarzkolben, bei Gegenwart der Katalysatoren auch in Glasgefäßen, bilden:

Gramm im Liter TiO <sub>2</sub> : 0,00625	3,15 mg Nitrat-N
0,025	10,08 mg „
0,100	18,2 mg „
0,300	24,6 mg „

gebildet in 24 Stunden; 100 ccm einer 0,8proz. Ammoniaklösung.

S. WINOGRADSKY<sup>4</sup> allerdings glaubt, daß die rein chemische Nitratbildung in der Natur schon deshalb keine Rolle spiele, weil ihr schon die biologische Nitratbildung vorgreife. Nach A. ST. CORBET<sup>5</sup> soll sich in sauren Böden eine Nitratbildung nur photochemisch, dagegen über  $\rho_H$  5. biologisch vollziehen. Nach S. A. WAKSMAN, M. R. MADHOK und A. HOLLAENDER<sup>6</sup> findet im Boden keine photochemische Nitratbildung statt. Durch ultraviolette Strahlen werden die Bakterien getötet. Sie tritt jedoch in flüssigen Medien, namentlich Seewasser,

<sup>1</sup> Außer den nachstehend zitierten Autoren vgl. man noch (zusammen mit der früher nicht zitierten älteren Literatur): BERTHELOT, D., u. H. GAUDECHON: La nitrification par les rayons ultraviolets. C. r. Acad. Sci. Paris **152**, 522 (1911). — BAUDISCH, O.: Über Nitrat- und Nitritassimilation. Ber. dtsh. bot. Ges. **44**, 1009 (1911). — MOORE, B.: The formation of nitrites from nitrates in aqueous solution by the action of sunlight and the assimilation of the nitrites by green leaves in sunlight. Nature (Lond.) **50**, 338 (1917). — WARBURG, O.: Über den Energieumsatz bei photochemischen Vorgängen. VIII. Die Photolyse wässriger Lösungen und das photochemische Äquivalentgesetz. Sitzgsber. preuß. Akad. Wiss., Physik.-math. Kl. **1228** (1918). — ZOLCINSKI, J.: Sunlight and chemical nitrification. Roczn. Nauk roln. i. leśn. **10**, 310 (1924) — Internat. Rev. Sci. a. Pract. Agr. (Rome) **2**, 838 (1924) — Pedology **19**, 80 (1924). — DHAR, N. R.: Influence of light an some biochemical processes. Soc. Biol. Chem. (Indian Inst. Sci.) Bangalore. 1935. — FRAPS, C. S., u. A. STERGES: Effect of sunlight on the nitrification of ammonium salts in soils. Soil Sci. **39**, 85 (1935). — Zo BELL, C. E.: Photochemical nitrification in sea water. Science (N. Y.) **77**, 27 (1935). — DESAI, S. V., u. FAZAL-UD-DIN: The nature of nitrification in soil. Indian J. agricult. Sci. **6**, 777 (1936). — OSUGI, S., u. M. AOKI: On the photooxidation of ammonium compounds in solution and soil. J. Sci. Soil Manure Jap. **10**, 11 (1936). — RAKESTRAW, N. W., u. A. HOLLAENDER: Photochemical oxidation of ammonia in sea water. Science (N. Y.) **84**, 842 (1936).

<sup>2</sup> DHAR, N. R., A. K. RHATTECHARYA u. N. N. BISWAS: Photonitrification in soil. Soil Sci. **35**, 281 (1933). — TANDON, S. P., u. N. R. DHAR: Influence of temperature on bacterial nitrification in tropical countries. Soil Sci. **38**, 183 (1934).

<sup>3</sup> RAO, G. G.: Newer aspects of nitrification. I. Soil Sci. **38**, 143 (1934).

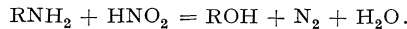
<sup>4</sup> WINOGRADSKY, S.: Zitiert S. 544, Anm. 7.

<sup>5</sup> CORBET, A. ST.: The formation of hyponitrous acid as an intermediate compound in the biological of photochemical oxidation of ammonia to nitrous acid. I. Chemical reactions. Biochem. J. **28**, 1575 (1934).

<sup>6</sup> WAKSMAN, S. A., u. M. R. MADHOK: Influence of light and heat upon the formation of nitrate in soil. Soil Sci. **44**, 361 (1937). — WAKSMAN, S. A., M. R. MADHOK u. A. HOLLAENDER: Ebenda **44**, 441 (1937).

ein. Eine noch andere Ansicht vertritt G. DE ROSSI<sup>1</sup>, der eine physikochemische (nicht photochemische) Nitratbildung in den oberen Bodenschichten bei der Berührung mit Luft, namentlich bei höherer Temperatur, z. B. bei 70 bis 80° C, für sehr wichtig hält. Die Vorbedingung dafür ist vorheriges Auswaschen der Nitrate und Nitrite. Nach G. G. RAO und K. M. PANDALAI<sup>2</sup> wird Ammoniak durch Wasserstoffsperoxyd zu Nitrit und Nitrat oxydiert. Hinsichtlich der Methodik zur Untersuchung der Nitratbildung im Boden sei auf das „Abdeckverfahren“ von R. REINCKE<sup>3</sup> hingewiesen, wobei auf Grasland durch Abstechen der Grasnarbe die Stickstoffaufnahme unterbunden wird, während die Nitratbildung weitergeht. Im übrigen kann auf die zahlreichen Einzelangaben, die sich auf Nitratbildung beziehen, nicht eingegangen werden, sondern es sei nur auf verschiedene Stellen des vorliegenden Textes verwiesen<sup>4</sup>.

Als Denitrifikanten<sup>5</sup> fand G. GIESBERGER<sup>6</sup> sehr kleine Spirillen, *Spirillum Itersonii* n. sp. Merkwürdigerweise kann das Bakterium weder Nitrat noch Nitrit zum Aufbau seines Körpers verwenden, vermag jedoch in Anaerobiose mit Nitrat organische Stoffe zu dehydrieren, wobei Nitrit entsteht. Die Entstehung von elementarem Stickstoff muß hier weiterhin durch Reaktion des Nitrits mit aus anderen Stickstoffquellen gebildeten Aminosäuren erfolgen<sup>7</sup>:



Diese Reaktion hat schon N. W. BARRIT<sup>8</sup> angenommen, und W. H. PEARSALL und M. C. BILLIMORIA<sup>8</sup> haben Stickstoffverluste bei grünen Algen auf diese Umsetzung zurückgeführt. In ähnlicher Richtung liegen vielleicht auch die Vorstellungen von E. V. LITVINOVA<sup>9</sup>, daß Amide, und zwar Asparagin oder ähnliche Stoffe, Intermediärprodukte der Denitrifikation seien. Dies wird daraus geschlossen, daß Denitrifikanten erheblich mehr Amide als *Azotobacter* bildeten:

<i>Bacterium denitrofluorescens</i> . . . . .	28,09%	Amid-N vom Gesamt-N
<i>Azotobacter chroococcum</i> . . . . .	5,03%	„ „ „
„ „ <i>agile</i> . . . . .	2,26%	„ „ „

Andere Vorstellungen entwickeln B. ELEMA und Mitarbeiter<sup>10</sup>. Von der Beobachtung ausgehend, daß bei *Micrococcus denitrificans* durch Zugabe von KCN

<sup>1</sup> ROSSI, G. DE: La nitrification dans le terrain par simple action physico-chimique. Soc. Internat. Microbiol. Sez. Ital. **5**, 132 (1933) — Chemical nitrification in soil. Trans. 3. Internat. Congr. Soil Sci. **1**, 134 (1935) — La nitrificazione nel terreno per azione fisico-chimica. Ann. tecn. agr. **8**, 36 (1935). — Ferner: Zitiert S. 529, Anm. 11.

<sup>2</sup> Zitiert S. 545, Anm. 8.

<sup>3</sup> REINCKE, R.: Untersuchungen über die Mineralisation des Humusstickstoffes unter wachsenden Wiesenbeständen auf Niederungsmoorboden. Zbl. Bakter. II **81**, 210 (1930) — Die Messung der Mineralisation des Humusstickstoffes im Niederungsmoorboden unter der Wiesenarbe. Ebenda **85**, 348 (1932). — Ein ähnliches Verfahren benutzt W. WITTRICH: Methoden zur bakteriologischen Erforschung des Waldbodens. Forstarch. **6**, 318 (1930). — Angaben über Nitratgehalt (und Gesamtstickstoffgehalt) unter Grasnarbe, verglichen mit nacktem Boden unter Apfelbäumen, finden sich bei W. THOMAS: The distribution and condition of nitrogen in three horizons usw. J. agricult. Res. **48**, 845 (1934).

<sup>4</sup> Vgl. S. 447f., 450f., 454, 471, 476, 482, 539.

<sup>5</sup> Über Denitrifikation vgl. noch S. 447f., 462, 471, 477, 482.

<sup>6</sup> GIESBERGER, G.: Beiträge zur Kenntnis der Gattung *Spirillum* Ehrenberg. Diss. Delft 1936. — Über ein marines Bakterium (*B. costatus*) berichtet BL. LLOYD: A marine denitrifying organism. J. Bacter. **21**, 89 (1931).

<sup>7</sup> MOTHE, K.: Stoffwechsel organischer Verbindungen. Forsch. Bot. **6**, 197 (220) (1937).

<sup>8</sup> BARRIT, N. W.: The liberation of elementary nitrogen by bacteria. Biochemic. J. **25**, 1965 (1931). — PEARSALL, W. H., u. M. C. BILLIMORIA: Losses of nitrogen from green plants. Biochemic. J. **31**, 1743 (1934).

<sup>9</sup> LITVINOVA, E. V.: The content in amide-nitrogen in pure culture of *B. denitrofluorescens* in its relation to the mechanism of denitrification. Microbiology **6**, 224 (1937); engl. Zusammenfassung 233.

<sup>10</sup> ELEMA, B., A. J. KLUYVER u. J. W. VAN DALFSEN: Über die Beziehungen zwischen den Stoffwechselfvorgängen der Mikroorganismen und dem Oxydoreduktionspotential im

eine Hemmung in der Bildung von elementarem Stickstoff eintritt, so muß die letzte Reduktionsstufe, Hyponitrit zu elementarem Stickstoff, ausgefallen und ein Zerfall des Hyponitrites in Stickstoffoxydul und freie Base erfolgt sein; dieses Gas ließ sich denn auch in der Lösung nachweisen. Dieser Meinung schließt sich O. I. KOROCHKINA<sup>1</sup> an, die ebenfalls eine geringe Hemmung der Bildung von elementarem Stickstoff in einer Wasserstoffatmosphäre fand. Im übrigen denitrifizierte *Bacillus denitrifluorescens* noch bei  $r_H$  24–25; ebenso gibt M. DECHIGI<sup>2</sup> Denitrifikation bei *Achromobacter denitrificans* in voller Aerobiose an. Nach E. RUNOW<sup>3</sup> denitrifiziert *Pseudomonas fluorescens* aerob bei saurer Reaktion sehr wenig, bei alkalischer viel mehr. Das  $p_H$ -Optimum ist nach A. KARLSEN<sup>4</sup> für *Pseudomonas aeruginosa*, je nach der Konzentration des Nitrats, etwas verschieden; die Wachstumsgrenze liegt zwischen  $p_H$  5,8–6,0 und 9,0–9,2. Eisen ist dabei notwendig und wirkt optimal in einer Konzentration von 0,07–0,1 mg Fe als  $FeCl_3$  je 100 ccm, dagegen schädigt bereits 0,2 mg Fe. Als Citrat wirkt es auch in der für Eisenchlorid schädigenden Konzentration günstig. Eisen fördert besonders die Nitritzersetzung, nicht aber die Nitratreduktion zu Nitrit. Daß Denitrifikation unter Umständen nur durch kombinierte Wirkung zweier Bakterien möglich ist, wird wiederum<sup>5</sup> gezeigt: *Bacterium turanicum* n. sp. reduziert Nitrat zu Nitrit und *B. nitrosovorum* n. sp. das Nitrit zu elementarem Stickstoff. Verschiedene Angaben berichten über Verluste an Stickstoff, die nicht mit der eigentlichen Denitrifikation zusammenhängen. Auf den Fall der Harnstoffzersetzung ist S. 541 hingewiesen. Nach K. MOTHES<sup>6</sup> können auch in Aspergillus- und Hefekulturen beträchtliche Stickstoffverluste auftreten, wenn neben Nitrat oder Nitrit reichlich Aminosäuren gegeben werden; die Bildung von elementarem Stickstoff vollzieht sich dann nach der oben erwähnten Reaktion. Nach M. LEMOIGNE und R. DESVEAUX<sup>7</sup> sollen Stickstoffverluste durch Oxydation von Ammoniak zu elementarem Stickstoff auftreten können, welche Anschauung aber wohl noch der Bestätigung bedarf. Wie schon früher betont, läßt sich von der Tatsache der im Laboratorium erfolgten Denitrifikation kein Rückschluß auf die quanti-

Medium. I. Mitt. Versuche mit denitrifizierenden Bakterien. *Biochem. Z.* **270**, 317 (1934). In dieser Arbeit noch Angaben über die Veränderungen des Oxydoreduktionspotentials des Mediums, das vom  $p_H$ -Wert, der Gegenwart von Nitrit und der Kohlenstoffquelle abhängt und im Verlaufe der Umsetzungen charakteristische Verschiebungen erleidet.

<sup>1</sup> KOROCHKINA, O. I.: The Oxidation-reduction regime of denitrification. *Microbiology* **5**, 645 (1936); engl. Zusammenfassg 656.

<sup>2</sup> DECHIGI, M.: Sui sistemi di ossidazione e di riduzione di un *Achromobacter denitrificatore* diretto. *Boll. Ist. sieroter. milan.* **1934**, Nr 1, 1.

<sup>3</sup> RUNOW, E.: Zur Physiologie des *Bact. fluorescens* als Denitrifikator. *Arb. 3. internat. Bodenkundlerkongr., III. Komm.* **1935**, 161.

<sup>4</sup> KARLSEN, A.: Denitrification and hydrogen ion concentration. *Bergens Museums Arbok* **1938**, Nr 2. — Vgl. noch B. ELEMA usw.: S. 547, Anm. 10. — LLOYD, B., u. J. A. CRANSTON: Studies in gas production by bacteria. II. Denitrification and bacterial growth phases. *Biochemic. J.* **24**, 529 (1930). — ELEMA, B.: De bepaling van de oxidatie-reductie potentiaal in bacteriencultures usw. *Diss. Delft* 1932.

<sup>5</sup> KORSAKOVA, M. P., u. W. N. RYLINIKINA: Denitrification as the result of the combined activity of bacteria. II. *Bull. State Inst. Microbiol.* **5**, 58 (1933). *Ref. Zbl. Bakter.* **II 91**, 154. — BURGWITZ, G. K.: Denitrification as the result of the combined activity of bacteria. *Bull. State Inst. Agr. Microbiol. USSR.* **5**, 52 (1933). *Ref. Zbl. Bakter.* **II 91**, 154. — Über Reduktion von Nitraten vgl. noch: STICKLAND, L. H.: The reduction of nitrates by *Bact. coli*. *Biochemic. J.* **25**, 1543 (1931).

<sup>6</sup> MOTHES, K.: Zitiert S. 547, Anm. 7.

<sup>7</sup> LEMOIGNE, M., u. R. DESVEAUX: Sur l'origine du déficit d'azote des cultures microbiennes aérobies. *C. r. Acad. Sci. Paris* **199**, 384 (1934). — *Bull. Soc. Chim. biol.* **16**, 538 (1934). — LEMOIGNE, M., P. DOPHER u. R. DESVEAUX: Ebenda **16**, 18 (1934).

tativen Verhältnisse im natürlichen Boden ziehen, wie es E. SCHNEIDER<sup>1</sup> wiederum versucht. P. K. DE und S. V. SARKAR<sup>2</sup> führen das Verschwinden von Nitrat in Reisfeldern merkwürdigerweise nicht auf Denitrifikation zurück, wie sie nach A. K. PANOSSIAN<sup>3</sup> auch in bewässerten Baumwollfeldern eintreten kann, sondern auf Stickstoffassimilation, was H. ENGEL<sup>4</sup> in einem Referat über diese Arbeit wohl mit Recht bezweifelt<sup>5</sup>. Daß in durch CaO alkalischen Böden, in denen ursprünglich Nitratbildung stattfindet, mit zunehmender Verschlammlung schließlich Denitrifikation einsetzt, ist verständlich<sup>6</sup>.

### Zellulosezersetzung<sup>7</sup>.

Die Kenntnis der aeroben Zellulosezerersetzer hat eine besonders starke Förderung erfahren, und zwar vor allem in der von H. BR. HUTCHINSON und I. CLAYTON erschlossenen Formengruppe *Spirochaeta cytophaga* bzw. *Cytophaga*, wie sie von S. WINOGRADSKY<sup>8</sup> genannt und weiter verfolgt wurde, deren Natur noch unklar geblieben war. Insbesondere war die Zusammengehörigkeit der Kokken und Stäbchen, bzw. der mehr oder weniger gewundenen Zellen, auf Grund deren die ursprüngliche Bezeichnung *Spirochaeta* gewählt worden war, noch zweifelhaft. H. KRZEMIENIEWSKA<sup>9</sup> fand zunächst Formen mit und ohne zugehörige Kokken, von ihr „Mikrocysten“ genannt, die sie *Cytophaga Hutchinsoni* und *C. myxococcoides*, wegen ihrer Ähnlichkeit mit Myxobakterien, nannte. A. RIPPEL und T. FLEHMIG<sup>10</sup> untersuchten eine von ihnen *Itersonia ferruginea* genannte Form (Stäbchen 1,6—1,8  $\mu$  lang, 0,4—0,5  $\mu$  breit, mit

<sup>1</sup> SCHNEIDER, E.: Untersuchungen über den Einfluß einseitiger Düngung auf die Denitrifikation im Boden. Arch. Pflanzenbau **8**, 719 (1932).

<sup>2</sup> DE, P. K., u. S. V. SARKAR: Transformation of nitrate in water-logged soils. Soil Sci. **39**, 143 (1936).

<sup>3</sup> PANOSSIAN, A. K.: The influence of irrigation by infiltration of cotton plantations on the microbiology of their soil. Microbiology **4**, 624 (1935); engl. Zusammenfassg 635.

<sup>4</sup> ENGEL, H.: Referat zur Arbeit unter Anm. 2. Zbl. Bakter. II **96**, 171.

<sup>5</sup> Weitere Literatur über Denitrifikation im Boden: CHARITONOWA, L. P., u. M. J. JELINA: Biochemische Prozesse in den mit Torf bereicherten Böden. Arb. Allruss. Inst. Torfwirtsch. **9**, 60 (1934). Ref. Zbl. Bakter. II **96**, 249. (Torf erhöht Denitrifikation im Boden nicht.) — MALIANZ, A. A.: Zitiert S. 518, Anm. 7. (7 Denitrifikanten aus dem Kaspischen Meer beschrieben.) — SCHWEZOWA, O.: Einige Besonderheiten in der Mikrobiologie der Roterden. Arb. Allruss. Inst. landw. Mikrobiol. **4**. Ref. Zbl. Bakter. II **94**, 282. (In Roterde sehr schwache Nitrifikation, Denitrifikanten reichlich.) — RUBENTSCHIK, L.: Zitiert S. 461, Anm. 1. (Denitrifikation in Schlammvulkanen.) — TAUSSON, W., J. WESSELOV, W. AESCHINA u. M. GOLDIN: Zitiert S. 461, Anm. 1. (Denitrifikation in Schlammvulkanen.)

<sup>6</sup> BREZEALE, J. F., u. W. T. MCGEORGE: Univ. Arizona, Coll. Agr. Techn. Bull. **69** (1937).

<sup>7</sup> Zusammenfassende Darstellung: KHOUVINE, Y.: Cellulose et bactéries, décomposition et synthèse. Actual. Sci. et Ind. **164**. Paris 1934. — BUNKER, H. J.: A general review of the microbiology of cellulose and its associated compounds. Ann. appl. Biol. **18**, 460 (1931).

<sup>8</sup> WINOGRADSKY, S.: Étude sur la microbiologie du sol. (4. Mém.) Sur la dégradation de la cellulose dans le sol. Ann. Inst. Pasteur **43**, 549 (1933). — Vgl. noch derselbe: Sur la décomposition aérobie de la cellulose par les bactéries. Travaux récents. Bull. Inst. Pasteur **30**, 369 (1932).

<sup>9</sup> KRZEMIENIEWSKA, H.: Le cycle évolutif de *Spirochaeta cytophaga* Hutchinson und Clayton. Acta Soc. bot. polon. **7**, 507 (1930) — Contribution à l'étude du genre *Cytophaga* (Winogradsky). Arch. Mikrobiol. **4**, 394 (1933).

<sup>10</sup> RIPPEL, A., u. T. FLEHMIG: Untersuchungen über den aeroben Zellulosezerersetzer *Itersonia ferruginea*. Arch. Mikrobiol. **4**, 229 (1933). Der Organismus wurde wahrscheinlich schon von N. v. GESCHER gesehen [Faserforsch. **2**, 28 (1922)]. — Vgl. weiter F. BAKER: Preliminary note on the rôle of coccoid microorganisms in the desintegration of cell-wall substances. Zbl. Bakter. II **84**, 452 (1931) — Studies in the microbiology of organisms associated with the disintegration of vegetable remains usw. Ebenda **88**, 17 (1933). — ROKITZKAJA, A. J.: Biologische Phasen des im Erdboden Zellulose zersetzenden Mikroben *Spirochaeta cytophaga* und seine Verbreitung im Boden der Ukraine. Pedology **1933**, Nr 3, 209. Ref. Zbl. Bakter., II **90**, 91.

stumpf zugespitzten Enden, keine gewundenen Formen; Mikrocyten 1,2–1,3  $\mu$  Durchmesser), die sie ebenfalls in die weitere Verwandtschaft der Myxobacteria, und zwar als Hemimyxobacteria, im Gegensatz zu jenen ohne Fruchtkörper,

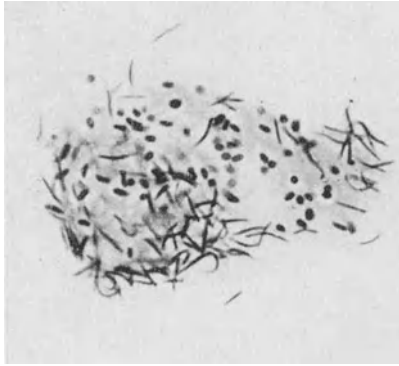


Abb. 10. *Cytophaga globulosa*, Stäbchen und Cysten. (Nach C. STAPP und H. BORTELS.)

stellen. Sie weisen zum ersten Male mit Hilfe von Mikromanipulatorisolierungen nach, daß die Stäbchen und Kokken (Mikrocyten) tatsächlich zueinander gehören. Weitere Aufschlüsse brachten die Untersuchungen von C. STAPP und H. BORTELS<sup>1</sup> mit den Formen *Cytophaga globulosa* (mit Mikrocyten; Stäbchen 3–6  $\mu$  lang, mit fein zugespitzten Enden, gerade oder schwach spirillenartig, in der Mitte 0,2 bis 0,3  $\mu$  breit; Mikrocyte 1,3–1,6  $\mu$  Durchmesser; s. Abb. 10) und *C. silvestris*, *annularis*, *crocea* und *flavicula*, diese ohne Mikrocyten. Nur *C. globulosa* konnte in Reinkultur gewonnen werden, die übrigen lediglich in Symbiose mit einem oder mehreren Symbionten.

Die Keimung der Mikrocyten wird verschieden angegeben. Sie soll nach C. STAPP und H. BORTELS eine Art Streckung der Mikrocyte sein, ohne Zurückbleiben einer Zellhülle, wie sie nach H. KRZEMIENIEWSKA auftreten soll. B. ISSATSCHENKO und A. WACKENHUT<sup>2</sup> endlich geben an, daß in der Mikrocyte ein fadenförmiger Ring auftritt, der sich zu den spirillenartigen Zellen aufrolle. Besonders bemerkenswert ist noch die von C. STAPP und H. BORTELS beobachtete „Sternbildung“. Die vegetativen, Kriechbewegungen ausführenden Zellen kriechen zu sternförmigen Haufen zusammen, in deren Innern die Bildung der Mikrocyte erfolgt. Ob dabei Sexualvorgänge stattfinden, ist nicht bekannt. Diese Autoren stellen im übrigen fest, daß stärkere Krümmungen der Stäbchen bis zu völligem Ringschluß offenbar pathologisch sind. A. IMŠENECKI und L. SOLNTZEVA<sup>3</sup> bestätigen den Entwicklungsrhythmus von *Cytophaga Hutchinsoni* und der neuen Form *C. ellipsospora*. Sie stellen ferner fest, daß das zu den Myxobacteria gehörige *Polyangium cellulosum* Zellulose zersetzt; auf Zellulose kam es indessen nicht zur Fruchtkörperbildung. Daß Myxobakterien Zellulose zersetzen, wurde dann eingehender von H. und S. KRZEMIENIEWSKI<sup>4</sup> nachgewiesen, und zwar bei 7 Sorangium- und 2 Archangiumarten. Auch auf Zellulose

<sup>1</sup> STAPP, C. u. H. BORTELS: Mikrobiologische Untersuchungen über die Zersetzung von Waldstreu. 1. Mitt. Zbl. Bakter. II **90**, 28 (1934). — Möglicherweise gehört in die *Cytophaga*-Gruppe auch noch die folgend beschriebene Form: GUTGISSER, A. H.: Über aerobe Zellulosezerersetzung durch *Cytobacter polonicum*. Act. Soc. bot. polon. **13**, 327 (1936) (polnisch mit kurzer, deutscher Zusammenfassung). In Reinkultur werden nur 22,8% der Zellulose zersetzt, mehr in Roh- und Mischkulturen mit Nicht-Zellulosezeretzern. Ver. nimmt Zerstörung von Hemmungsstoffen durch diese Begleitbakterien an. Ähnliches bei R. ZAREMBSKA: Zitiert S. 551, Anm. 5 (auf S. 552).

<sup>2</sup> ISSATSCHENKO, B., u. A. WACKENHUT: Einige Beobachtungen über den Entwicklungszyklus eines die Zellulose zersetzenden Organismus. Arch. biol. Wiss. **32**, 484 (1932); deutsche Zusammenfassung 490.

<sup>3</sup> IMŠENECKI, A., u. L. SOLNTZEVA: On aerobic cellulose-decomposing bacteria. Bull. Acad. Sci. URSS., Cl. Sci. math. et natur. **1936**, Nr 6, 1115; engl. Zusammenfassung 1168 — On cellulose decomposing Myxobacteria. Microbiology **6**, 3 (1937). — Vgl. noch A. J. ROKITZKAJA: Zitiert S. 549, Anm. 10.

<sup>4</sup> KRZEMIENIEWSKI, H., u. S. KRZEMIENIEWSKI: Die zellulosezeretzenden Myxobakterien. Bull. Acad. Polon. Sci. et Lettr., Cl. math. et natur., Sér. B: Sci. Natur. (I) **1937**, 14 — Über die Zersetzung der Zellulose durch Myxobakterien. Ebenda S. 33.

wurden Fruchtkörper gebildet. Dadurch dürfte erwiesen sein, daß die Cythophagagruppe tatsächlich verwandtschaftliche Beziehungen zu der durch die gleiche Eigenschaft der Zellulosezerersetzung ausgezeichneten Familie der Myxobacteria besitzt, deren Rolle im Stoffkreislauf der Natur damit auch erkannt ist. Wenn auch für diese Organismen, wenigstens für *Sorangium compositum* und *nigrescens*, Zellulose die beste Kohlenstoffquelle darstellte, so fand doch auch auf Zucker eine Entwicklung, auf Stärke dagegen nur eine schwache statt. *S. compositum* verarbeitete auf 1 Teil assimilierten Stickstoffes 30—35 Teile Zellulose. Nach A. IMŠENECKI und L. SOLNTZEVA ist die Zersetzung der Zellulose von der Bildung einer gelatinösen Masse („weißer Humus“) bei geringer CO<sub>2</sub>-Bildung begleitet. Zum Beispiel waren bei 0,172 g zersetzter Zellulose erst 0,094 g CO<sub>2</sub> gebildet. Im Gegensatz zu den besprochenen Myxobakterien handelt es sich bei der Cytophagagruppe, soweit das bisher bekannt ist, um strenger spezifische Organismen, die schon durch geringe Mengen sonstiger organischer Kohlenstoffquellen, namentlich Zucker, *C. globulosa*<sup>1</sup> auch durch Zellobiose, in ihrer Entwicklung gehemmt werden. Auch organische Stickstoffverbindungen sind unbrauchbar; am besten eignen sich Nitrate. Ammonsulfat wirkt wegen seiner physiologisch sauren Eigenschaften nicht günstig, wie überhaupt diese Organismen gegen Säure sehr empfindlich sind. Die Mikrocyten sind nicht kochbeständig, sind aber resistenter als die Stäbchen; während diese eine Temperatur von höchstens 50° C 10 Minuten ungeschwächt vertragen, halten jene unter gleichen Umständen eine solche von 67° C aus. Die Fähigkeit zur Zellulosezerersetzung ist verschieden stark ausgeprägt. Bei C. STAPP und H. BORTELS zersetzte *C. crocea* am besten, sie zerstörte in künstlicher Nährlösung bei Zimmertemperatur Zellulose bereits innerhalb von 4—5 Tagen. Erwähnt sei noch, daß, namentlich zur Dauerbeobachtung, die Kultur mit Vorteil auf Cellophan vorgenommen werden kann. M. ASCHNER<sup>2</sup> verwendete zur Kultur Zellulose von *Acetobacter xylinum*, deren Verflüssigung die Entwicklung bereits nach 48 Stunden erkennen läßt. Das erste Stadium der Zellulosezerersetzung durch *Cytophaga* ist nach M. S. LOICJANSKAJA<sup>3</sup> nicht die bereits bei 0,05% giftig wirkende Glycose, sondern die Oxydation von Zellulose zu Polyglykuronsäure. Tatsächlich wurden Furfurol und Kohlensäure in diesem Stadium gefunden (vgl. dazu S. 571). Eine weitere Gruppe spezifischer aerober Zellulosezerersetzer unter den Bakterien ist die Gattung *Cellvibrio*, von der C. STAPP und H. BORTELS 2 neue Arten beschreiben und H. L. JENSEN<sup>4</sup> 4 Formen isolierte. Hinsichtlich der Kohlenstoff- und Stickstoffquellen verhalten sie sich wie *Cytophaga*; wie diese waren sie auch nur aus Laubstreu, nicht aber aus Nadelstreu zu isolieren. Über Zellulosezerersetzung durch aerobe sporenbildende Bakterien (*Clostridium*-typ) wurde bisher von P. E. SIMOLA<sup>5</sup> u. a. berichtet. Da auch verschiedene Zucker

<sup>1</sup> Vgl. noch: BUCKSTEEG, W.: Zur Frage der symbiontischen Beziehungen zwischen zellulosezeretzenden und stickstoffbindenden Bakterien. Zbl. Bakter. II **95**, 1 (1936).

<sup>2</sup> ASCHNER, M.: Cultivation of cellulose-splitting bacteria on membranes of *Acetobacter xylinum*. J. Bacter. **33**, 249 (1937).

<sup>3</sup> LOICJANSKAJA, M. S.: Über die ersten Stadien der Zellulosezerersetzung durch *Spirochaeta cythophaga*. C. r. (Doklady) Acad. Sci. USSR. **1937**, Nr 6, 381. Ref. Bot. Zbl., N. F. **30**, 81.

<sup>4</sup> JENSEN, H. L.: The microbiology of farmyard manure decomposition in soil. II. Decomposition of cellulose. J. agricult. Sci. **21**, 81 (1931). — Vgl. ferner: SNIESKO, St.: Some experiments on the aerobic cellulose decomposing bacteria. Act. Soc. bot. polon. **11**, 51 (1934).

<sup>5</sup> SIMOLA, P. E.: Über den Abbau der Zellulose durch Mikroorganismen. I. Zur Morphologie und Physiologie der aeroben sporenbildenden Zellulosebakterien. Ann. Acad. Sci. fenn., Ser. A **34**, Nr 1 (1931) — . . . II. Zur Chemie der Zellulosezerersetzung durch die aeroben sporenbildenden Zellulosebakterien. Ebenda **34**, Nr 6 (1931). — Auch L. M. HOROWITZ-

als Kohlenstoffquellen dienen konnten, kann es sich kaum um spezifische Zelluloseersetzer handeln. Auffallend ist ferner die Bildung geringer Mengen flüchtiger organischer Säuren, wie Essig- und Ameisensäure, sowie von unbekanntem, nicht flüchtigen Säuren (Oxyoxosäuren; vgl. S. 571). Die Versuchsanordnung scheint indessen mehr anaerob gewesen zu sein, so daß man noch nichts Sicheres über diese Form aussagen kann. A. IMŠENECKI und L. SOLNTZEVA fanden jedenfalls keine aeroben Zelluloseersetzenden Sporenbildner, ebenso auch keine Kokken. R. BOJANOVSKY<sup>1</sup> isolierte ein Zelluloseersetzendes Stäbchen, das besonders eine Anpassung an einen höheren Eisengehalt der Nährlösung besitzen soll. *Vibrio* findet sich nach H. L. JENSEN in Böden von  $p_H$  6,5–7,0, *Cytophaga* in solchen von  $p_H$  5,7–6,2. Diese Formen kommen nach C. ARNAUDI<sup>2</sup> auch im Pansen von Wiederkäuern vor.

Trotz intensiver Forschung geben die anaeroben Zelluloseersetzer<sup>3</sup> noch manche Rätsel auf. Die Frage, ob bisher jemals eine zweifellose Reinkultur erzielt wurde, ist noch nicht mit Sicherheit entschieden, da Einzellkulturen nicht gelangen<sup>4</sup>, wenn auch R. MEYER<sup>3</sup> die Reinzüchtung nach dem KHOUVINESCHEN Waschverfahren für genügend sicher hält. Die Hauptschwierigkeit bei der Reinzucht bietet die Neigung des anaeroben Zelluloseersetzers, mit anderen Bakterien Symbiosen einzugehen, wodurch die notwendige räumliche Trennung sehr erschwert wird. Einige Autoren geben weiter an, daß ein Symbiont für die Entwicklung des anaeroben Zelluloseersetzers notwendig sei<sup>5</sup>, während andere<sup>6</sup> glauben, daß er ohne Symbiont auskomme. Hierher gehört auch die Frage, ob die thermophilen Zelluloseersetzer<sup>7</sup> mit den mesophilen identisch

WLASSOWA: [Zur Frage der aeroben Zelluloseersetzung. Zbl. Bakter. II **93**, 347 (1935/36)], findet Clostridien. Ferner wird ein aerober, Zelluloseersetzender Sporenbildner angegeben von R. ZAREMBSKA: Aerobe Zelluloseersetzung durch *Cellulobacillus varsaviensis*. Acta Soc. bot. polon. **13**, 355 (1936). (Polnisch mit kurzer deutscher Zusammenfassg, die leider kein näheres Urteil erlaubt.)

<sup>1</sup> BOJANOVSKY, R.: Über eisenbedürftige Zellulosezerstörende Bakterien. Zbl. Bakter. II **88**, 1 (1933).

<sup>2</sup> ARNAUDI, C.: La présence dans le rumen des bovidés, des microorganismes dégradants la cellulose, du groupe „*Cytophaga*“. Soc. Internat. Microbiol. Sez. Ital. **3**, 35 (1931).

<sup>3</sup> Zusammenfassende Literaturübersicht: MEYER, R.: Die Zelluloseersetzung durch Bakterien unter verminderter Sauerstoffspannung. Forsch.dienst **5**, 197 (1938).

<sup>4</sup> TETRAULT, P. A.: The fermentation of cellulose at high temperatures. Zbl. Bakter. II **81**, 28 (1930). — MEYER, R.: Beiträge zur Kenntnis der Zelluloseersetzung unter niedriger Sauerstoffspannung. Arch. Mikrobiol. **5**, 185 (1934).

<sup>5</sup> CLAUSEN, P.: Studien über anaerobe Zellulosebazillen unter besonderer Berücksichtigung der Züchtungstechnik. Zbl. Bakter. II **84**, 20 (1931). (*Bac. putrificus* geeignet.) — MEYER, V.: Zur Kenntnis Zelluloseersetzender Sporenbildner aus der *Bacillus Omelianskii*- und *Bacillus macerans*-Gruppe. Zbl. Bakter. II **92**, 1 (1935). (Geeignet *Bac. coli*.) — Ferner: COWLESS, PH. B., u. L. F. RETTGER: Isolation and study of an apparent wide-spread cellulose-fermenting anaerob, *Cl. cellulosolvans* (n. sp.). J. Bacter. **21**, 167 (1931). (*Bac. aerogenes* geeignet.) — SNIESKO, ST.: The isolation of a thermophilic cellulose fermenting organism. Zbl. Bakter. II **88**, 403 (1933). (Hefe geeignet.) — SNIESKO, ST., u. N. KIMBALL: Studies of the bacteria commonly found in association with the thermophilic cellulose-fermenting organisms. Ebenda **88**, 393 (1933).

<sup>6</sup> POCHON, J.: Rôle d'une bactérie cellulolytique de la panse, *Plectridium cellulolyticum*, dans la digestion de la cellulose chez les ruminants. Ann. Inst. Pasteur **55**, 676 (1935). — MEYER, R.: Zitiert Ann. 4. — Weitere Veröffentlichungen von J. POCHON: C. r. Soc. Biol. Paris **113**, 1323; **114**, 327 (1933); **116**, 320 (1934) — C. r. Acad. Sci. Paris **198**, 1808; **199**, 983 (1934); **202**, 1538 (1936).

<sup>7</sup> Über thermophile Zelluloseersetzer vgl.: ITANO, A., u. S. ARAKAWA: Studies on *Bacillus thermofibrincolus* n. sp. I. Description of the organism. Ber. Ohara Inst. landw. Forsch. Kuraschiki **4**, 265 (1929) — . . . II. Physiological studies. Ebenda **4**, 357 (1930) — . . . III. Physiological studies (continued). Ebenda **4**, 457 (1930). — Ferner: Dieselben: J. a. Bull. agricult. chem. Soc. Jap. **4**, 24 (1929); **6**, 17 (1930). — ITANO, A., u. A. MATSUURA: Studies on thermophilic bacteria with special reference to cellulose decomposition. I. Distribu-

sind, welcher Ansicht Y. KHOUVINE und K. SOETERS sowie R. MEYER<sup>1</sup> zuneigen, die auch, wie J. POCHON, annehmen, daß alle beobachteten anaeroben Zellulosevergärer nur einer oder einigen wenigen Formen zugehören, wobei gewisse Standortmodifikationen durchaus denkbar sind. So gibt POCHON<sup>2</sup> an, daß der aus Rehbockpansen gezüchtete anaerobe Zellulosezer-setzer zunächst nur auf Medien mit diesem Substrat wachse; erst nach mehreren Überimpfungen trete eine Angleichung an anderweitig isolierte Stämme ein. Doch sind hier andere Möglichkeiten nicht ausgeschlossen. L. RUBENTSCHIK<sup>3</sup> fand in einem Salzsee bei Odessa eine Rasse, die an relativ hohe Kochsalzkonzentrationen angepaßt ist. Die Erfahrungen von J. K. BAARS<sup>4</sup> über Desulfurikanten zeigen in der Tat, daß man jedenfalls der Thermophilie nicht allzu große Bedeutung in Hinsicht auf eine Artentrennung zubilligen darf. Sehr beachtenswert ist fernerhin, daß das Bakterium nur bei der Zersetzung von Zellulose die bekannte Trommelschlegelform nach W. OMELIANSKI zeigt; es kann aber auch, wie R. MEYER<sup>5</sup> zeigte, aerob in Bouillon gezüchtet werden, erscheint dort aber stäbchen- oder spindelförmig, ebenso auch als „Jugendform“ auf Zellulose, ohne daß in diesem Fall bei der Sporenbildung die Sporenmutterzelle wesentlich verändert ist. Das gute aerobe Wachstum auf Bouillon legt den Verdacht nahe, daß das Bakterium zu einem der beschriebenen, aeroben sporenbildenden Bakterien gehört<sup>6</sup>. Bezüglich sonstiger morphologischer und zytologischer Einzelheiten sei auf R. MEYER<sup>7</sup> verwiesen und nur noch kurz erwähnt, daß das Vorhandensein einer Zellmembran, wenigstens bei der jungen Zelle, zweifelhaft ist. Darin könnte möglicherweise eine Anpassung an den Angriff auf die Zellulose liegen, die ja als unlöslicher Körper außerhalb der Zelle angegriffen werden muß. Die Bakterien sind übrigens in der Richtung der Zellulosefaser angeordnet. Auch der Vorgang der Gasbildung durch das Bakterium stellt sich jetzt anders dar: P. CLAUSEN<sup>8</sup> stellte fest, daß das sonst gebildete Methan in Reinkultur nicht auftritt, demnach also wohl als sekundär durch Begleitbakterien gebildet betrachtet werden muß. Ähnliches gilt auch von dem Auftreten von Wasserstoff, der nach T. L. SIMAKOVA und R. MEYER<sup>9</sup> fehlen

tion of the bacteria in surface soil, on the rice-straw and unhulled rice by different seasons. Ber. Ohara Inst. landw. Forsch. Kuraschiki **7**, 157 (1936). — KHOUVINE, Y., u. K. SOETERS: C. r. Soc. Biol. Paris **122**, 59 (1936). — PERWOZWANSKY, V. V., u. J. S. TSCHELTZOWA: Fermentation of cellulose by elective cultures of thermophilic bacteria. Microbiology **5**, 385 (1936); engl. Zusammenfassg 416. — PETERSON, W. H., u. ST. SNIESKO: Further studies on the thermophilic fermentation of cellulose and cellulosic materials. Zbl. Bakter. II **88**, 410 (1933). — SARLES, W. B., E. B. FRED u. W. H. PETERSON: Some factors that influence the formation of products in the thermophilic fermentation of cellulose. Zbl. Bakter. II **85**, 401 (1932). — SCOTT, S. W., E. B. FRED u. W. H. PETERSON: Products of the thermophilic fermentation of cellulose. Ind. Eng. Chem. **22**, 731 (1930). — SNIESKO, ST.: Zitiert S. 552, Anm. 5. — TOMODA, Y.: J. Soc. chem. Ind. Jap. **35**, 534 (1932); **39**, 57 (1936). — TOMODA, Y., u. H. YAMAURA: Ebenda **36**, 436 (1933).

<sup>1</sup> KHOUVINE, Y., u. K. SOETERS: Sur la biologie du *Bacillus cellulosa* dissolvens. C. r. Soc. Biol. Paris **122**, 59 (1936). — MEYER, R.: Zitiert S. 552, Anm. 3.

<sup>2</sup> POCHON, J.: Ubiquité et plasticité de *Plectridium cellulolyticum*. C. r. Acad. Sci. Paris **202**, 1538 (1936).

<sup>3</sup> RUBENTSCHIK, L.: Zur anaeroben Zellulosezersetzung in Salzseen. Zbl. Bakter. II **88**, 182 (1933).

<sup>4</sup> BAARS, J. K.: Zitiert S. 581, Anm. 1.

<sup>5</sup> MEYER, R.: Weitere Beiträge zur Kenntnis der Zellulosezersetzung unter niedriger Sauerstoffspannung. Arch. Mikrobiol. **9**, 80 (1938).

<sup>6</sup> STURM, L. D. [The study of the microflora of sulfur containing rocks. Microbiology **6**, 481 (1937). Engl. Zusammenfassg. 496] gibt an, ein sporenlöses, anaerob Zellulose zersetzendes Stäbchen isoliert zu haben.

<sup>7</sup> MEYER, R.: Zitiert S. 552, Anm. 3, 4, ferner oben Anm. 5.

<sup>8</sup> CLAUSEN, P.: Zitiert S. 552, Anm. 5.

<sup>9</sup> SIMAKOVA, T. L.: Arch. biol. Nauk **39**, 555 (1935). — MEYER, R.: Zitiert S. 552, Anm. 3, 4, u. oben Anm. 5.



kann oder, beim Vorhandensein, nur in so geringen Mengen auftritt, daß er kaum in Betracht gezogen werden kann. Allerdings waren die Bedingungen ganz schwach aerob. Auch Kohlensäure kann, nach R. MEYER<sup>1</sup>, nicht in nennenswertem Maße während der Gärung unmittelbar gebildet werden; sie entstammt vielmehr der Neutralisation des kohlensauren Kalkes durch die gebildeten organischen Säuren. Ist ursprünglich ganz wenig Sauerstoff vorhanden, so wird dieser vor Beginn der Vergärung der Zellulose verbraucht; in diesem Stadium herrschen dann Formen vor, wie sie bei aerobem Wachstum in Bouillon normalerweise vorhanden sind, wie dieses R. MEYER<sup>1</sup> zeigte. Von organischen Säuren wird Buttersäure — entgegen früheren Angaben — auch von Thermophilen gebildet<sup>2</sup>. Dazu kommen in wechselnden Mengen Ameisen-, Propion-, Milch-, Bernstein-, Fumarsäure usw. Glycose wird nach W. H. PETERSON und S. SNIESKO ohne weiteres angegriffen, nach Y. KHOUVINE jedoch nur nach der Erhitzung von Impfmateriale mit Glycose<sup>3</sup>. Jedenfalls zeigt auch das oben erwähnte Wachstum auf Bouillon, daß der anaerobe Zellulosezer-setzer nicht so streng spezifisch ist wie die aeroben Zellulosezer-setzer. R. MEYER<sup>4</sup> spricht geradezu davon, daß die Zellulose nur „im Notfall“ angegriffen wird. Hinsichtlich der Stickstoffernährung scheint anorganischer Stickstoff nach R. MEYER<sup>5</sup> — entgegen früheren Angaben — zu genügen. Doch gibt J. HANZAWA<sup>6</sup> noch in neuester Zeit an, daß die Anwesenheit von Vitaminen oder wenigstens von Pepton zur Entwicklung notwendig sei<sup>7</sup>. Eine wichtige Frage ist noch, wieweit eine Zersetzung der Zellulose durch Mikroorganismen in Symbiose mit Tieren verbreitet ist. Nach W. SCHWARTZ<sup>8</sup> ist die Frage noch nicht endgültig geklärt. Selbst bei „Gärkammerlarven“ liegen die Verhältnisse nicht eindeutig, wiewohl in gewissen Fällen mit einer Verdauung der Zellulose durch den Symbionten gerechnet werden muß. Bemerkenswert ist noch, daß J. POCHON<sup>9</sup> angibt, daß der Zellulosezer-setzer zur Aufrechterhaltung oder Wiederherstellung seiner vollen Leistungsfähigkeit gelegentlich den Darm von Wiederkäuern durchwandern müsse, und schon früher fand A. KOCH<sup>10</sup> Zellulosezer-setzer aus Stalldünger viel wirksamer als solche aus Erde oder Kompost. Auch hier sind natürlich andere Deutungen möglich. Auffallend ist nach

<sup>1</sup> MEYER, R.: Zitiert S. 553, Anm. 5.

<sup>2</sup> TOMODA, Y.: Zitiert S. 552, Anm. 7 (auf S. 553). — PERWOZWANSKY, V., V. u. J. S. TSCHELTZOVA: Zitiert ebenda. — SARLES, W. B., E. B. FRED u. W. H. PETERSON: Zitiert ebenda. — PETERSON, W. H., S. W. SCOTT u. W. S. THOMPSON: Über den aus Stärke und Zellulose durch gewisse Bakterien gebildeten reduzierenden Zucker. *Biochem. Z.* **219**, 1 (1930).

<sup>3</sup> PETERSON, W. H., u. S. SNIESKO: Zitiert S. 552, Anm. 7 (auf S. 553). — KHOUVINE, Y., u. K. SOETERS: Zitiert ebenda.

<sup>4</sup> MEYER, R.: Zitiert S. 553, Anm. 5.

<sup>5</sup> MEYER, R.: Zitiert S. 552, Anm. 4.

<sup>6</sup> HANZAWA, J., u. F. YOSHIMURA: *J. Fac. of Agricult. Hokkaido Univ.* **39**, 1 (1935).

<sup>7</sup> Weitere, im vorstehenden nicht zitierte Literatur: BAKER, F.: Studies in the microbiology of organisms associated with the disintegration of vegetable remains etc. *Zbl. Bakter.* II **88**, 17 (1933). — BAKER, F., u. R. MARTIN: Some observations of the jodophile microflora of the caecum of the rabbit with special regard to the disintegration of cell-wall substances. *Zbl. Bakter.* II **96**, 18 (1937) — Observations upon the disintegration of cell-wall substances in the caecum of the guinea pig. *Zbl. Bakter.* II **97**, 201 (1937/38). — HOROWITZ-WLASSOWA, S. M.: Zur Frage der aeroben Zellulosezer-setzung. *Zbl. Bakter.* II **93**, 347 (1936). — KHOUVINE, Y., u. K. SOETERS: *Ann. ferment.* **1**, 406 (1935). — MAKRIKOW, I. A.: Über die Zersetzung des Torfes unter aeroben Bedingungen. *Zbl. Bakter.* II **89**, 201 (1933). — MALIANZ, A. A.: Mikrobiologische Untersuchungen des kaspischen Meerbodens. *Baku-Moskau* 1933.

<sup>8</sup> SCHWARTZ, W.: Untersuchungen über die Symbiose von Tieren mit Pilzen und Bakterien. IV. Mitt. Der Stand unserer Kenntnisse von den physiologischen Grundlagen der Symbiosen von Tieren mit Pilzen und Bakterien. *Arch. Mikrobiol.* **6**, 369, (433 ff.) (1935).

<sup>9</sup> POCHON, J.: Rôle d'une bactérie cellolytique de la panse, *Plectridium cellolyticum*, dans la digestion de la cellulose chez les ruminants. *Ann. Inst. Pasteur* **55**, 676 (1935).

<sup>10</sup> KOCH, A.: Über Luftstickstoffbindung im Boden mit Hilfe von Zellulose als Energie-material. *Zbl. Bakter.* II **27**, 1 (1910).

R. MEYER<sup>1</sup>, daß das Temperaturoptimum der mesophilen Zellulosezerersetzer in der Nähe der Körpertemperatur der Wiederkäuer liegt.

Als Zwischenprodukte der Zellulosezerersetzung<sup>2</sup> wurden wiederum vielfach Zucker festgestellt. Ohne Zusatz von Antiseptics fand P. A. TETRAULT<sup>3</sup> reduzierenden Zucker, und A. KALNINS<sup>4</sup> gibt sogar an, bei verminderter Sauerstoffversorgung bis zu 30% der zugefügten Zellulose als reduzierenden Zucker erhalten zu haben. Auch bei Pilzen erhielt U. VARTIOVAARA<sup>5</sup> in Stickstoff- oder Kohlensäureatmosphäre reduzierenden Zucker. P. E. SIMOLA<sup>6</sup> will neben Glykose auch Zellobiose festgestellt haben, was indessen anderen Angaben widerspricht<sup>7</sup>. L. M. HOROWITZ-WLASSOWA<sup>8</sup> gibt Pentosen als Zwischenprodukte der Pentosanzerersetzung an.

Daß unter den Pilzen die Fähigkeit zur Zellulosezerersetzung weit verbreitet ist, bestätigen neuere Untersuchungen. Namentlich bei saurer Reaktion dürften Pilze in der Natur wichtiger sein als Bakterien<sup>9</sup>. Nach M. R. MADHOK<sup>9</sup> treten bei Zellulosezerersetzung im Boden zuerst Pilze auf, denen dann Bakterien folgen. Allerdings fanden A. JANKE und H. HOLZER<sup>10</sup> unter 63 im Boden aufgefundenen Formen, wie 11 Mucorineen, 30 Aspergillaceen, 22 Fungi imperfecti, nur 5 Zellulosezerersetzer (*Penicillium spec.*, *Humicola spec.*, *Synsporium biguttatum* und 2 *Fusarium spec.*); aber A. NIETHAMMER<sup>11</sup> führt allein 17 *Penicillium*-arten als Zellulosezerersetzer auf. Zeitweise mögen die Angaben über das Fehlen oder Vorhandensein der Fähigkeit zur Zersetzung der Zellulose auch wohl auf ungeeignete Versuchsanordnung zurückzuführen sein. Wenn z. B. C. WEHLBURG<sup>12</sup> keine Verwertung der Zellulose durch *Ascochyta pisi* fand, so beruht das augenscheinlich darauf, daß das Filtrierpapier in fein verteilter Form in die Nährlösung gegeben wurde. Andererseits würde ein gewisses Wachstum auf Filtrierpapierscheiben noch kein eigentliches Merkmal für einen wirklichen Angriff auf die Zellulose sein. Es sind also quantitative Feststellungen notwendig. Immerhin steht die Eignung der Zellulose, als Kohlenstoffquelle zu dienen, für viele Pilze fest<sup>13</sup>, wobei es sich allerdings in allen bekannten Fällen, im Gegensatz zu den oben erwähnten Bakterien, nicht um spezifische Zellulosezerersetzer handelt. H. L. JENSEN<sup>14</sup> fand in dänischen Böden *Trichoderma*- und *Penicillium*-arten in mehr sauren, *Mycogone*

<sup>1</sup> MEYER, R.: Zitiert S. 552, Anm. 3.

<sup>2</sup> Über den namentlich von *Cytophaga* gebildeten „Schleim“, vgl. S. 571 f.

<sup>3</sup> TETRAULT, P. A.: Zitiert S. 552, Anm. 4.

<sup>4</sup> KALNINS, A.: Aerobic soil bacteria that decompose cellulose. *Acta Univ. Latv. Lauks. Fak. Ser. I* **1930**, 11.

<sup>5</sup> VARTIOVAARA, U.: Zitiert S. 556, Anm. 3.

<sup>6</sup> SIMOLA, P. E.: Zitiert S. 551, Anm. 5.

<sup>7</sup> PETERSON, W. H., S. W. SCOTT u. W. S. THOMPSON: Über den aus Stärke und Zellulose durch gewisse Bakterien gebildeten reduzierenden Zucker. *Biochem. Z.* **219**, 1 (1930). — Auch U. VARTIOVAARA (S. 556, Anm. 3) fand keine Zellobiose bei Pilzen.

<sup>8</sup> HOROWITZ-WLASSOWA, L. M.: Zur Frage der Zersetzung der Pentosane und der Pentosen durch Mikroorganismen. *Zbl. Bakter. II* **91**, 468 (1934/35).

<sup>9</sup> MADHOK, M. R.: Cellulose decomposition in synthetic and natural soil. *Soil Sci.* **44**, 385 (1937). — NEWTON, J. D.: A study of the composition and utilisation of Alberta peats. *Ann. appl. Biol.* **21**, 251 (1934).

<sup>10</sup> JANKE, A., u. H. HOLZER: Über die Schimmelpilze des Erdbodens. *Zbl. Bakter. II* **79**, 50 (1929).

<sup>11</sup> NIETHAMMER, A.: Die mikroskopischen Bodenpilze. 'sGravenhage: W. Junk 1937.

<sup>12</sup> WEHLBURG, C.: Onderzoekingen over erwtenanthrocnose. Diss. Utrecht 1932.

<sup>13</sup> Auch Cellophan wird von Pilzen als C-Quelle verwendet: DUSSEAU, A.: Premières cultures de champignons sur cellophane. *C. r. Acad. Sci. Paris* **206**, 1672 (1938).

<sup>14</sup> JENSEN, H. L.: The fungus flora of the soil. *Soil Sci.* **31**, 123 (1931) — The microbiology of farmyard manure. Decomposition in soil. II. Decomposition of cellulose. *J. agricult. Sci.* **21**, 81 (1931).

nigra, Stachybotrys, Coccospora agricola und Botryosporium in neutralen Böden als Zellulosezer-setzer. Daß jedenfalls in sauren Böden Pilze als Zellulosezer-setzer in Frage kommen, wie auch H. FELSZ-KARNICKA<sup>1</sup> feststellte, wobei 8 bisher nicht als Zellulosezer-setzer beschriebene Arten gefunden wurden, kann als ganz sicher gelten. C. STAPP und H. BORTELS<sup>2</sup> stellten in Waldstreu zwei schwach wirkende Trichoderma- und vier stärker wirkende Penicilliumarten als Zellulosezer-setzer fest, ferner eine Chaetomiumart und die Hyphomy-ceten Dicoccum asperum, Melanogone puccinioides und Cephalosporium curtipes. U. VARTIOVAARA<sup>3</sup> fand in finnischen Böden Sporotrichum carnis und Monotospora Daleae. Ein Monosporium mit sehr hohem Eisenbedarf fand R. BAJANOVSKY als Zellulosezer-setzer<sup>4</sup>. Nach A. NIETHAMMER<sup>5</sup> gehört auch Dematium pullulans und nach A. G. NORMAN<sup>6</sup> Phoma zu den Zellulosezer-störern. Dieser Autor, ferner H. L. JENSEN sowie S. A. WAKSMAN<sup>7</sup>, fanden auch Actinomyceten wirksam, von denen C. STAPP und H. BORTELS<sup>2</sup> keinen Vertreter als Zellulosezer-setzer isolieren konnten. Hierzu kommen dann noch zahlreiche Basidiomyceten, die sogleich in anderem Zusammenhang zu besprechen sind. Jedenfalls wird übereinstimmend angegeben, daß keine Mucorinee für die Zersetzung der Zellulose in Frage kommt — vielleicht mit alleiniger Ausnahme von dem oben erwähnten Dicoccum asperum, das neuerdings von H. ZYCHA<sup>8</sup> in diese Gruppe eingereiht wird. Doch wird Pektin von Mucorineen abgebaut (vgl. S. 560).

Lignin wird durch Bakterien, wenn überhaupt, sicherlich nicht so leicht zerstört wie durch Pilze<sup>9</sup>. Angriff des Lignins durch Bakterien wird von H. L. JENSEN<sup>9</sup> angegeben, allerdings wird nur von dem Abbau der verholzten Zellulose des Strohes gesprochen (zellulosezer-setzende Vibrioarten); H. DEMME<sup>10</sup> gibt einen Abbau von Lignin durch 3 Bakterien an, und zwar von mild aus Stroh gewonnenem Lignin, wobei Verfärbung der Lösung und Abnahme des Methoxylgehaltes erfolgt, indessen konnten die Bakterien das Lignin nicht in Reinkultur, sondern nur in Mischkultur miteinander angreifen. S. A. WAKSMAN

<sup>1</sup> FELSZ-KARNICKA, H.: Sur la décomposition de la cellulose dans les sols acides. Mem. Inst. Nat. polon. écon. rural Pulawy 16, 240 (1936).—MADHOK, M. R.: Zitiert S. 555, Anm. 9.

<sup>2</sup> STAPP, C., u. H. BORTELS: Mikrobiologische Untersuchungen über die Zersetzung von Waldstreu. I. Mitt. Zbl. Bakter. II 90, 28 (1934).

<sup>3</sup> VARTIOVAARA, U.: Maaperän sienten aineenvaihdunta koskevia tutkimuksia. Helsinki 1935. Finnisch mit engl. Zusammenfassg. Um einen Actinomyceten als Zellulosezer-setzer handelt es sich wohl auch bei H. L. JENSEN: The genus Micromonospora Ørskov, a little known group of soil microorganism. Proc. Linnean Soc. N. S. Wales 55, 231 (1930). — Ferner führt Actinomyceten als Zellulosezer-setzer an: L. RUBENTSCHIK: Zur aeroben Zellulosezer-setzung auf den Rieselfeldern. Zbl. Bakter. II 88, 186 (1933) (neben Cytophaga, Vibrio).

<sup>4</sup> BOJANOVSKY, R.: Über das Eisenbedürfnis eines zellulosezer-störenden Pilzes und seinen Zusammenhang mit dem adsorptionschemischen Verhalten des Ferroions. Zbl. Bakter. II 99, 48 (1938).

<sup>5</sup> NIETHAMMER, A.: Wachstumsversuche mit mikroskopischen Bodenpilzen. Arch. Mikrobiol. 9, 23 (1938) — Studien über die Pilzflora böhmischer Böden. Ebenda 4, 72 (1933).

<sup>6</sup> NORMAN, A. G.: The biological decomposition of plant materials. Part IV. The biochemical activity on straws of some cellulose-decomposing fungi. Ann. appl. Biol. 18, 244 (1931).

<sup>7</sup> WAKSMAN, S. A.: Decomposition of the various chemical constituents etc. of complex plant materials by pure cultures of fungi and bacteria. Arch. Mikrobiol. 2, 136 (1931). — JENSEN, H. L.: The genus Micromonospora Ørskov, a little known group of soil microorganisms. Proc. Linnean Soc. N. S. Wales 55, 231 (1930).

<sup>8</sup> ZYCHA, H.: Kryptogamenflora der Mark Brandenburg. VIa. Mucorineen. Leipzig 1935.

<sup>9</sup> JENSEN, H. L.: The microbiology of farmyard manure. Zitiert S. 551, Anm. 4. — BAUER, A.: Die verholzte Zellwand und ihre Widerstandsfähigkeit gegen bakteriellen Angriff. Diss. Münster (1937).

<sup>10</sup> DEMME, H.: Beiträge über den mikrobiellen Abbau verschiedener Lignine und ihre Bedeutung für die Bildung der organischen Bodensubstanz. Diss. Leipzig 1932.

und I. J. HUTCHINGS<sup>1</sup> endlich stellten fest, daß Bakterien Phenol-Lignin angreifen können (Rückextraktion des unzersetzten Lignins), in Reinkultur allerdings auch nur schwach. Doch nehmen S. A. WAKSMAN und K. R. N. JYER<sup>2</sup> keine bakterizide Wirkung des Lignins an, sondern die Bildung eines schwer angreifbaren Lignin-Eiweiß-Komplexes (humus-nucleus; vgl. S. 572f). Bei verholzter Zellulosemembran schützt das Lignin, wie H. E. WOODMAN und J. STEWART<sup>3</sup> bestätigen, die Zellulose vor dem Abbau und es ist jedenfalls nach zahlreichen Angaben<sup>3</sup> unter den Zellwandbestandteilen am resistensten. Auch hier handelt es sich offenbar nicht um eine Giftwirkung des Lignins, wie aus Versuchen von S. A. WAKSMAN und T. C. CORDON<sup>4</sup> hervorgeht, in denen bei künstlicher Imprägnierung von Zellulose mit Lignin dieses die Zellulosezersetzung nicht hemmte. Aber die Hemmung findet bei natürlichem, verholztem Material statt, so daß dort eine besondere chemische oder physikalische Bindung angenommen werden muß; sie zeigt sich bereits bei 8% Lignin und verschwindet erst bei 1,5%. Auch Actinomyceten sollen Lignin, allerdings sehr schwach und vielleicht innerhalb der Grenzen der Bestimmungsfehler, angreifen<sup>5</sup>. Doch geben S. A. WAKSMAN und I. J. HUTCHINGS<sup>6</sup> weiter an, daß Lignin im Pflanzenmaterial (Luzerne, Maisstengel, Weizenstroh) nur bei Gegenwart von Actinomyceten zersetzt werde. Nach den gleichen Autoren<sup>4</sup> und nach U. VARTIOVAARA<sup>7</sup> vermögen auch Ascomyceten bzw. Fungi imperfecti Lignin zu zersetzen. Die eigentlichen Ligninzerersetzer aber sind Basidiomyceten<sup>8</sup>. Die

<sup>1</sup> WAKSMAN, S. A., u. I. J. HUTCHINGS: Decomposition of lignin by microorganisms. *Soil Sci.* **42**, 119 (1936). — VARTIOVAARA, U.: Zitiert S. 556, Anm. 3.

<sup>2</sup> WAKSMAN, S. A., u. K. R. N. JYER: Zitiert S. 572, Anm. 8.

<sup>3</sup> WOODMAN, H. E., u. J. STEWART: The mechanism of cellulose digestion in the ruminant organism. III. The action of cellulose-splitting bacteria on the fibre of certain typical feeding stuffs. *J. agricult. Sci.* **22**, 527 (1932). — Vgl. noch: BENGSSON, N.: Decomposition of cellulose, pentosans and lignin in soil. Experiments on barley stubbles and roots in sand. *Landbruks-Högsk. Ann.* **3**, 1 (1936). Es muß erst viel Lignin zerstört sein, bevor Zellulose in größerem Ausmaße zersetzt wird. — Weitere Literatur zur Ligninzerersetzung: NORMAN, A. G.: The decomposition of lignin in plant materials. *Trans. 3. Internat. Congr. Soil Sci.* **3**, 105 (1935). — PHILLIPS, M., H. D. WEIHE u. N. R. SMITH: The decomposition of lignified materials by soil microorganisms. *Soil Sci.* **30**, 383 (1930). — PHILLIPS, M., M. J. GOSS, E. A. BEAVENS u. L. H. JAMES: The microbiological decomposition of the constituents of alfalfa hay. *J. agricult. Res.* **50**, 761 (1935). — TENNEY, F. G., u. S. A. WAKSMAN: Zitiert S. 572, Anm. 2.

<sup>4</sup> WAKSMAN, S. A., u. T. C. CORDON: A method for studying decomposition of isolated lignin, and the influence of lignin on cellulose decomposing. *Soil Sci.* **45**, 199 (1938).

<sup>5</sup> NORMAN, A. G.: Zitiert S. 556, Anm. 6. — WAKSMAN, S. A.: Zitiert S. 556, Anm. 7.

<sup>6</sup> WAKSMAN, S. A., u. I. J. HUTCHINGS: Associative and antagonistic effects of microorganisms. III. Associative and antagonistic relationships in the decomposition of plant residues. *Soil Sci.* **43**, 77 (1937).

<sup>7</sup> WAKSMAN, S. A., u. I. J. HUTCHINGS: Zitiert Anm. 1. — VARTIOVAARA, U.: Zitiert S. 556, Anm. 3.

<sup>8</sup> Über holzzerstörende Pilze (Basidiomyceten): Zusammenfassende Darstellung: BAVENDAMM, W.: Erkennen, Nachweis und Kultur der holzverfärbenden und holzzerstörenden Pilze. *Handbuch der biologischen Arbeitsmethoden* Abt. XII, Tl 2. 1936. — Weitere Einzellerliteratur: BAILEY, J. W., u. M. R. VESTAL: The significance of certain wood-destroying fungi in the study of the enzymatic hydrolysis of cellulose. *J. Arnold Arboretum* **18**, 196 (1937). — BAVENDAMM, W., u. H. REICHEL: Die Abhängigkeit des Wachstums holzzeretzender Pilze vom Wassergehalt des Nährsubstrates. *Arch. Mikrobiol.* **9**, 486 (1938). — BERGENTHAL, W.: Untersuchungen zur Biologie der wichtigsten deutschen Arten der Gattung *Stereum*. *Zbl. Bakter. II* **89**, 209 (1933/34). — CAMPBELL, W. G.: Durch holzzerstörende Pilze hervorgerufene chemische Reaktionen. *Chem.-Ztg* **60**, 806 (1936). — CARTWRIGHT, K. ST., u. W. P. K. FINDLAY: Studies in the physiology of wood-destroying fungi. II. Temperature and rate of growth. *Ann. of Bot.* **48**, 481 (1934). — FINDLAY, W. P. K.: Studies in the physiology of wood-destroying fungi. I. The effect of nitrogen content upon the rate of decay of timber. *Ann. of Bot.* **48**, 109 (1934). — HARRAR, J. G.: Factors affecting the pathogenicity of *Fomes lignosus* Klotzsch. *Techn. Bull. agricult. Exper. Stat. Univ. Minne-*

folgende Übersicht nach S. A. WAKSMAN<sup>1</sup> zeigt dies:

<i>Coprinus radians</i> . . . . .	Zellulose gut,	Lignin gut	zersetzt
<i>Agaricus campestris</i> . . . . .	„ gut,	„ gut	„
<i>Humicola</i> . . . . .	„ gut,	„ ?	„
<i>Zygorhynchus</i> . . . . .	„ nicht,	„ nicht	„

Lignin stellt also, wie daraus hervorgeht, und weiter nach S. A. WAKSMAN und Mitarbeitern<sup>2</sup> für den Champignon die Kohlenstoffquelle in dem für seine Kultur verwendeten Dünger dar, in dem bei der Herrichtung die wasserlöslichen Stoffe, Hemizellulosen und Zellulosen zum Teil schon abgebaut sind. Unter aeroben Verhältnissen wird Lignin nach S. A. WAKSMAN und H. W. SMITH<sup>3</sup> ganz zerstört, bei anaerobem bzw. bei aerobem Angriff durch solche Mikroorganismen, die Lignin nicht völlig zerstören, wird nur das Methoxyl angegriffen. Nach A. S. KASANSKI<sup>4</sup> werden auch die Ligninsulfonsäuren der Sulfitablauge durch Pilze zersetzt. Im Boden wird das Lignin nach P. C. OBERHOLZER<sup>5</sup>, gemessen an der CO<sub>2</sub>-Bildung, ungefähr ebensogut zersetzt wie Zellulose und Stärke, was aber vielleicht noch andere Deutungen erlaubt. Ferner wird das Lignin in ariden Böden stärker zersetzt als in humiden.

Zur Zersetzung der Hemizellulosen sei erwähnt, daß nach S. A. WAKSMAN und R. A. DIEHM<sup>6</sup> Galaktane resistenter sind als Mannan und Xylan und Actinomyceten unter günstigen Kulturbedingungen kräftiger als Pilze angreifen, daß ferner Phycomyceten Hemizellulosen gut zerlegen sowie auch Bakterien, deren Befähigung hierzu aber nicht so spezifisch ist wie die zur Zersetzung der Zellulose. *Pilobolus*arten können als Kohlenstoffquelle Xylan verwenden<sup>7</sup>. Von den komplexen Zellwandbestandteilen ist nach

sota 123 (1937). — FUZE, H. H. LA: Nutritional characteristics of certain wood-destroying fungi, *Polyporus betulinus* Fr., *Fomes pinicola* (Fr.) Cooke and *Polystictus versicolor* Fr. *Plant Physiol.* 12, 625 (1937). — LEACH, J. G.: Further studies on the interrelationships of insects and fungi in the deterioration of felled Norway pine logs. *J. agricult. Res.* 55, 129 (1937). — LIESE, J., u. J. STAMER: Vergleichende Versuche über die Zerstörungsintensität einiger holzerstörender Pilze und die hierdurch verursachte Festigkeitsverminderung des Holzes. *Angew. Bot.* 16, 363 (1934). — LINDGREN, R. M.: Decay of wood and growth of some Hymenomycetes as affected by temperature. *Phytopathology* 23, 73 (1933). — LOOS, W.: Über eine buchenbewohnende *Ceratostomella*, *Ceratostomella fagi* nov. spec. *Arch. Mikrobiol.* 3, 370 (1932). — OHARA, K., u. K. ADACHI: Über die Zersetzung der Holzzellwände durch Pilze. *Botanic. Mag. (Tokyo)* 46, 262, 345 (1932). — PILAT, A.: Monographie der europäischen Polyporaceen, mit besonderer Berücksichtigung ihrer Beziehungen zur Landwirtschaft. III. Teil. *Beih. z. bot. Zbl.* A 56, 1 (1936). — WALEK-CZERNECKA, A.: Sur les champignons destructeurs des traverses de chemin de fer en Pologne. *Acta Soc. bot. polon.* 10, 179 (1933). — ZYCHA, H.: Über das Wachstum zweier holzerstörender Pilze und ihr Verhältnis zur Kohlensäure. *Zbl. Bakter. II* 97, 222 (1937).

<sup>1</sup> WAKSMAN, S. A.: Zitiert S. 556, Anm. 7.

<sup>2</sup> WAKSMAN, S. A., u. J. M. McGRATH: Preliminary study of chemical processes involved in the decomposition of manure by *Agaricus campestris*. *Amer. J. Bot.* 18, 573 (1931). — WAKSMAN, S. A., u. W. NISSEN: On the nutrition of the cultivated mushroom, *Agaricus campestris*, and the chemical changes brought about by this organism in the manure compost. *Ebenda* 19, 514 (1932).

<sup>3</sup> WAKSMAN, S. A., u. H. W. SMITH: Transformation of the meth xyl group in lignin in the process of decomposition of organic residues by microorganisms. *J. amer. chem. Soc.* 56, 1225 (1934).

<sup>4</sup> KASANSKI, A. S.: *Holzchem. Ind.* 5, 16 (1936). *Ref. Chem. Zbl.* 1937 I, 410.

<sup>5</sup> OBERHOLZER, P. C.: The decomposition of organic matter in relation to soil fertility in arid and semiarid regions. *Soil Sci.* 42, 359 (1936).

<sup>6</sup> WAKSMAN, S. A., u. R. A. DIEHM: On the decomposition of hemicelluloses by microorganisms. I. Nature, occurrence, preparation and decomposition of hemicelluloses. *Soil Sci.* 32, 73 (1931) — . . . II. Decomposition of hemicelluloses by fungi and Actinomycetes. *Ebenda* 32, 97 (1931) — . . . III. Decomposition of various hemicelluloses by aerobic and anaerobic bacteria. *Ebenda* 32, 119 (1931).

<sup>7</sup> BERSA, E.: Kultur und Ernährungsphysiologie der Gattung *Pilobolus*. *Sitzgsber. Akad. Wiss. Wien, Math.-naturwiss. Kl., Abt. I* 139, 355 (1930). — Über Zersetzung von Pentosanen vgl. noch: HOROWITZ-WLASSOWA, L. M.: Zitiert S. 555, Anm. 8.

S. A. WAKSMAN und H. W. REUSZER<sup>1</sup> besonders der Uronsäurekomplex widerstandsfähig (vgl. S. 573). Algensäure wird nach S. A. WAKSMAN, C. L. CAREY und M. C. ALLEN<sup>2</sup> kaum durch Pilze, wohl aber durch gewisse agarverflüssigende Bakterien angegriffen. Durch Mikroorganismen wird Pilzsubstanz einschließlich des Chitins, das nach H. L. JENSEN<sup>3</sup> namentlich Actinomyceten fördert, leicht zerstört:

	Gartenboden	Gartenboden + Chitin nach 10 Tagen
Bakterien . . . .	12,5 Millionen	65 Millionen je 1 g
Actinomyceten .	unter 1 Million	185 Millionen je 1 g

Es sind auch chitinabbauende Bakterien<sup>4</sup> beschrieben, wobei noch nicht zu erkennen ist, wieweit es sich um spezifische Mikroorganismen handelt. Nur D. E. JOHNSON<sup>5</sup> erwähnt eine Form, die auf Chitin zu kultivieren war. Es handelte sich übrigens dabei um Mykobakterien, die auch nach mehreren Wochen dauernder Kultur die Fähigkeit zur Chitinzerersetzung verloren. Es wäre daher zu prüfen, ob es sich dabei nicht um aerobe Zellulosezerersetzer handelt. An dieser Stelle sei noch darauf hingewiesen, daß nach den makrochemischen Untersuchungen von M. SCHMIDT<sup>6</sup> Chitin den Bakterien ebenso wie den Sproßhefen und Oomyceten, nach A. RIPPEL und P. WITTER<sup>7</sup> auch den Actinomyceten, fehlt, dagegen bei Zygomyceten, Ascomyceten, Mycelhefen und Basidiomyceten vorhanden ist. Bei *Aspergillus niger* fand G. BEHR<sup>8</sup> in saurer Nährlösung bis zu 21,2% der Trockensubstanz an Chitin, so daß dieser Stoff in der

<sup>1</sup> WAKSMAN, S. A., u. H. W. REUSZER: On the origin of the uronic acids in the humus of soil, peat and composts. *Soil Sci.* **33**, 135 (1932).

<sup>2</sup> WAKSMAN, S. A., C. L. CAREY u. M. C. ALLEN: Bacteria decomposing alginic acid. *J. Bacter.* **28**, 213 (1934). — Über agarverflüssigende Bakterien vgl. noch: BAVENDAMM, W.: Die Zersetzung von Hemizellulosen, besonders von Agar-Agar, durch das Meeresbakterium *Bacillus gelaticus* Gran. *Vorl. Mitt. Ber. dtsh. bot. Ges.* **49**, 288 (1931). — WAKSMAN, S. A., u. W. BAVENDAMM: On the decomposition of agar-agar by an aerobic bacterium. *J. Bacter.* **22**, 91 (1931). — NICHOLS, A. A.: An Agar liquefying bacterium. *Zbl. Bacter.* **II 88**, 177 (1933).

<sup>3</sup> JENSEN, H. L.: The microbiology of farmyard manure. Zitiert S. 551, Anm. 4 — *J. agricult. Sci.* **22**, 1 (1932). — VARTIOVAARA, U.: Zitiert S. 556, Anm. 3. Vgl. ferner S. 538 f. — SCHMIDT-LANGE, W., u. H. BUCHERER: Die Chitinolyse pathogener Actinomyceten. *Arch. f. Hyg.* **120**, 304 (1938).

<sup>4</sup> BENTON, A. G.: Chitinovorous bacteria. *J. Bacter.* **29**, 449 (1935). — BUCHERER, H.: Über den mikrobiellen Chitinabbau. *Zbl. Bacter.* **II 93**, 12 (1935). — Zo BELL, E., u. S. C. RITTENBERG: The occurrence and characteristics of chitinoclastic bacteria in the sea. *J. Bacter.* **35**, 275 (1938).

<sup>5</sup> JOHNSON, D. E.: Some observations on chitin-destroying bacteria. *J. Bacter.* **24**, 335 (1932).

<sup>6</sup> SCHMIDT, M.: Makrochemische Untersuchungen über das Vorkommen von Chitin bei Mikroorganismen. *Arch. Mikrobiol.* **7**, 241 (1936). — Wenn die folgenden zitierten Autoren bei holzerstörenden Pilzen zum Teil kein Chitin fanden, so lag das lediglich an ungenügenden Reinigungsmethoden: PROSKURIAKOW, N.: Über die Beteiligung des Chitins am Aufbau der Pilzzellwand. *Biochem. Z.* **167**, 68 (1926). — NORMAN, A., u. W. PETERSON: *Biochemic. J.* **26**, 1946 (1933). — Vgl. weiter: HARDER, R.: Über das Vorkommen von Chitin und Zellulose und seine Bedeutung für die phylogenetische und systematische Beurteilung der Pilze. *Nachr. Ges. Wiss. Göttingen, Math.-naturwiss. Kl. N. F. Fachgr. VI*, *Nachr. a. d. Biol.* **3**, Nr 1 (1937). (Es wird ein Pilz beschrieben, der sowohl Zellulose wie auch Chitin besitzt.) — RAMMELBERG, G.: Beitrag zur Kenntnis des Chitins der Krabben und Pilze. *Bot. Archiv* **32**, 1 (1931). — STEINER, M.: Beiträge zur Kenntnis des Zellulose- und des Chitinabbaues durch Mikroorganismen in stehenden Binnengewässern. „75 Jahre Stella Matutina“. *Festschr.* **2**, 367. Feldkirch 1931.

<sup>7</sup> RIPPEL, A., u. P. WITTER: Untersuchungen an Actinomyceten. *Arch. Mikrobiol.* **5**, 24 (1934).

<sup>8</sup> BEHR, G.: Über Autolyse bei *Aspergillus niger*. *Arch. Mikrobiol.* **1**, 418 (1930).

Natur unter Umständen eine nicht ganz geringe Rolle spielen könnte. Bei schwach alkalischer Reaktion des Substrates baut der Pilz sein eigenes Chitin weitgehend ab. Nach C. E. SKINNER und F. DRAVIS<sup>1</sup> finden sich in fruchtbaren Böden bis zu 1 Million chitinzeretzende Mikroorganismen, und zwar hauptsächlich Bakterien, aber auch Pilze, unter denen sich die Phycomyceten durch starke Wirksamkeit auszeichnen.

Besondere Beachtung verdient noch die Zersetzung von Pektinstoffen<sup>2</sup>, die außerdem in praktischer Hinsicht wichtig ist wegen der Eigenschaft vieler pflanzenpathogener Pilze, die Mittellamelle der Pflanzenzellen aufzulösen<sup>3</sup>, ferner bei der Röste von Gespinstpflanzen<sup>4</sup>, bei der Herstellung von Kartoffelstärke durch Auflösen der Mittellamelle<sup>5</sup> und bei der Herstellung von Pektinasepräparaten<sup>6</sup>. Erwähnenswert ist hier vor allem, daß auch Mucorineen Pektin zu zersetzen vermögen<sup>7</sup>. Die verschiedene Fähigkeit einiger Bakterien zur Pektinzerersetzung zeigt folgende, nach M. P. KORSKOWA und E. A. NIKITINA gegebene Übersicht:

<i>Bacillus asterosporus</i> . . . . .	93,7%
<i>Granulobacter pectinovorum</i> . . . . .	82%
<i>Bacillus mesentericus</i> . . . . .	50%
„ <i>subtilis</i> . . . . .	20%
„ <i>amylobacter</i> . . . . .	sehr schwach

#### Abbau besonderer Kohlenstoffverbindungen.

Daß Mikroorganismen von organischen Verunreinigungen der Luft leben können, ist bekannt. Eine solche Form ist *Hyphomicrobium vulgare*, die gut auf Formiaten und Acetaten, aber nicht auf Zucker wächst. Diese von

<sup>1</sup> SKINNER, C. E., u. F. DRAVIS: A quantitative determination of chitin destroying microorganisms in soil. *Ecology* **18**, 391 (1937).

<sup>2</sup> Über die Zahl der Pektinzer-setzer im Boden vgl. D. FEHÉR: Zitiert S. 448, Anm. 2.

<sup>3</sup> Vgl. z. B. O. F. LIESAU: Zur Biologie von *Didymella lycopersici*, dem Erreger der Tomatenkrankheit. *Phytopath. Z.* **5**, 1 (1932). — THOMBERG, H. H.: Pectase activity of certain microorganisms. *Ebenda* **28**, 202 (1938).

<sup>4</sup> Einige Literatur über Pektinzer-setzer, die bei der Röste in Frage kommen: ARNAUDI, C.: Nouvelles observations sur la biologie du *B. felsineus* Carb. *Soc. Internat. Microbiol. Sez. Ital.* **9**, 166 (1937). — CARBONE, D.: Le rouissage microbiologique du „Kenaf“. *Ebenda* **1**, 74 (1930). (*Hibiscus cannabinus*.) — EHRLICH, F.: Über die Pektolase, ein neu aufgefundenes Pektinferment. I. *Biochem. Z.* **250**, 525 (1932) — . . . II. *Ebenda* **251**, 204 (1932). — FRIED, H.: Neue Beobachtungen über Röstverlauf und Röstunterschiede am Flachsstengel. *Faserforsch.* **12**, 197 (1937). — IMSENECKI, A.: Struktur und Entwicklungsgeschichte des *Granulobacter pectinovorum* (Fribes). *Arch. Mikrobiol.* **5**, 451 (1934). — KALNINS, A.: Biochemical and microfloral changes involved in the flax rotting process. *Acta Univ. Latv.*, Ser. III **6**, 435 (1937). — KORSKOWA, M. P., u. E. A. NIKITINA: Die Zersetzung der Pektinstoffe durch Mikroorganismen. *Bull. State Inst. Agr. Microbiol. USSR.* **5**, 37 (1933). *Ref. Zbl. Bakter.* **91**, 210; **94**, 353. — MAKRIKOW, J. A.: Die aerobe Pektinstoffgärung. *Zbl. Bakter. II* **85**, 339 (1932). — MCCOY, E., u. L. S. MCCOY: Studies on anaerobic bacteria. VI. The nature and systematic position of a new chromogenic *Clostridium*. *Arch. Mikrobiol.* **6**, 230 (1935) — . . . VII. The serological relations of *Clostridium acetobutylicum*, *Cl. felsineum* and *Cl. roseum*. *Ebenda* S. 239. — SJOLANDER, N. O., u. E. MCCOY: Zitiert S. 518, Anm. 4.

<sup>5</sup> BUROMSKY, J. D., u. A. A. MATINSHENKO: Preserving of starch by means of fermenting potatoes. *Microbiology* **5**, 40 (1936); engl. Zusammenfassg 47. — MURATOWA, M. A.: On the liberation of starch from potatoes with the aid of bacteria of the type of *Bacillus felsineus*. *Ebenda* **6**, 361 (1937); engl. Zusammenfassg 369. — PAZIUK, V. KH.: Production of starch from potatoes and potato-residue after rubbing by means of fermentation. *Ebenda* **6**, 371 (1937); engl. Zusammenfassg 383.

<sup>6</sup> POPOWA, E.: Preparation of pectinase from *Botrytis cinerea* for the clarification of fruit juice. *Microbiology* **4**, 247 (1935); engl. Zusammenfassg 253.

<sup>7</sup> SCARAMELLA, P.: Sugli enzimi e sulle tossine prodotte dal „*Rhizopus nigricans*“ Ehr ecc. *Nuov. Giorn. bot. ital.* **38**, 371 (1931). — Ferner: Zitiert S. 463, Anm. 4.

T. Y. K. BOLTJES<sup>1</sup> eingehend untersuchte Form ist leicht aus den Wassertropfen langsam fließender Wasserhähne zu isolieren. Infolge der Anspruchslosigkeit an die Kohlenstoffquelle findet sie sich als schwer zu beseitigende Verunreinigung in Nitrosomonaskulturen (vgl. S. 543). Der Organismus bildet dünne, nur im Dunkelfeld oder nach Färbung sichtbare Fäden, an denen monopolar begeißelte Schwärmer gebildet werden. Es ist eine systematisch nicht unterzubringende Form. Auch der „Kellerschimmel“, *Cladosporium* (*Rhacodium*) *cellare*, vermag von Kohlenstoffverbindungen in der Luft, z. B. von Alkoholdämpfen, Estern und flüchtigen organischen Säuren<sup>2</sup>, zu leben. G. BREDEMANN und W. WERNER<sup>3</sup>, von denen letzterer 10 neue Arten von Buttersäure abbauenden Sporenbildnern beschreibt, verfolgten den Abbau der Buttersäure im Erdboden, der von 37 unter 45 untersuchten sporenbildenden Bakterienarten durchgeführt wurde, aber gerade von dem buttersäurebildenden *Bacillus amylobacter* nicht. Auch andere flüchtige Säuren, einschließlich der Milchsäure, wurden gut abgebaut, doch verlangsamt sich der Abbau der Fettsäuren von der Valeriansäure an, schon Kaprylsäure wird nur noch von wenigen verwertet. Zu etwas anderen Ergebnissen gelangten W. FRANKE und W. PERIS<sup>4</sup>, die bei der Prüfung zahlreicher Bakterien einen generellen Angriff auf Milch-, Brenztrauben-, Essig-, Bernstein-, Fumar- und Äpfelsäure, nur von wenigen Bakterien einen solchen auf Malon-, Malein-, Glykol-, Propion-, Acryl-, Trauben- und Zitronensäure fanden und eine bessere Oxydation höherer Fettsäuren im Vergleich zu niederen (mit Ausnahme von Essig- und Ameisensäure) und mittleren gesättigten Fettsäuren feststellten, was wohl damit zusammenhängt, daß sie andere Bakterien, in erster Linie Nichtsporenbildner, verwendeten, unter denen sich *Pseudomonas*arten und *Sarcina lutea* durch besonders starke Oxydationsfähigkeit auszeichneten. Schleimsäure wird von einigen Bakterien ebenfalls verarbeitet<sup>5</sup>.

Nach J. TAUSZ und P. DONATH<sup>6</sup> vermag *Bacterium aliphaticum liquefaciens* Kohlenwasserstoffe erst von bestimmten Gliedern an anzugreifen, so in der Paraffinreihe alle vom Pentan an aufwärts, Olefine nicht und Benzole nur dann, wenn sie eine überwiegende, aliphatische Seitenkette besitzen. *B. aliphaticum* dagegen vermag alle Kohlenwasserstoffe (auch molekularen Wasserstoff), aber keine zyklischen Kohlenwasserstoffe zu oxydieren. Fett, Paraffin, Palmitinsäure, Wachs usw. werden durch verschiedene Mikroorganismen zersetzt<sup>7</sup>,

<sup>1</sup> BOLTJES, T. Y. K.: Über *Hypomicrobium vulgare* Stutzer et Hartleb. Arch. Mikrobiol. **7**, 188 (1936).

<sup>2</sup> SCHANDERL, H.: Untersuchungen über die systematische Stellung und die Physiologie des Kellerschimmels *Rhacodium cellare* Pers. Zbl. Bakter. II **94**, 112 (1936).

<sup>3</sup> BREDEMANN, G.: Untersuchungen über den biologischen Abbau der n-Buttersäure. I. Bildung und Wiederverarbeitung der Buttersäure bei natürlichen Gärungsvorgängen. Zbl. Bakt. II. **86**, 353 (1932). — BREDEMANN, G., u. W. WERNER: ... II. Über die am Abbau der Buttersäure beteiligten Mikroorganismen. Ebenda **86**, 479 (1932). — WERNER, W.: Botanische Beschreibung häufiger am Buttersäureabbau beteiligter sporenbildender Bakterienpezies. Ebenda **87**, 446 (1933).

<sup>4</sup> FRANKE, W., u. W. PERIS: Zum Abbau organischer Säuren durch Bakterien. I. Mitt. Aerobe Vorversuche mit „ruhenden“ Bakterien. Biochem. Z. **295**, 61 (1938).

<sup>5</sup> KOSER, M. A., B. D. CHINN u. F. SAUNDERS: The fermentation of mucic acid by some intestinal bacteria. J. Bacter. **36**, 53 (1938). — Vgl. noch: BARKER, H. A.: Fermentation of some dibasic C<sub>4</sub> acids by *Aerobacter aerogenes*. Proc. Acad. Sci. Amsterd. **39**, 674 (1936). — STERNFELD, L., u. F. SAUNDERS: The utilization of various sugars and their derivatives by bacteria. J. amer. chem. Soc. **59**, 2653 (1937).

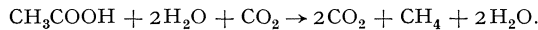
<sup>6</sup> TAUSZ, J., u. P. DONATH: Über die Oxydation des Wasserstoffs und der Kohlenwasserstoffe mittels Bakterien. Hoppe-Seylers Z. **190**, 141 (1930).

<sup>7</sup> HOROWITZ-WLASSOWA, L. M., u. M. J. LIONSCHITZ: Zur Frage der Wirkung der Mikroben auf Fette. Zbl. Bakter. II **92**, 424 (1935). — KIRSH, D.: Lipase production of *Penicillium oxalaticum* and *Aspergillus flavus*. Bot. Gaz. **97**, 321 (1935). — STURM, L. D., u. S. J. ORLOVA: Über die Umwandlung des Fettes, Paraffins und der Palmitinsäure unter der



ferner Petroleum, das nach V. O. TAUSSON und S. L. SCHAPIRO<sup>1</sup> innerhalb von 7 Monaten zu 45,5 % zerfiel, endlich Kautschuk, von dem nach D. NOVOGRUDSKY<sup>2</sup> innerhalb von 2 Monaten 51,1% durch einen Coccus zersetzt waren. Noch schneller verläuft nach D. SPENCE und C. B. VAN NIEL<sup>3</sup> die Zersetzung von Original-Hevea-Latex, wobei hauptsächlich Actinomyceten beteiligt sind. Acetylen wird nach L. BIRCH-HIRSCHFELD<sup>4</sup> durch *Mycobacterium lacticola* mit Acetaldehyd als Zwischenprodukt zerlegt. Veratmetes C<sub>2</sub>H<sub>2</sub> zu assimiliertem C<sub>2</sub>H<sub>2</sub> verhielt sich wie 4/1. Erst 80% Acetylen ergab eine schwache Hemmung. Methan, Aethylen, Propylen, Isopren und Butadien wurden nicht verwertet, dagegen Alkohol und Essigsäure; von Zuckern wurde Fructose auffallend bevorzugt. Von aromatischen Stoffen können nach W. O. TAUSSON<sup>5</sup> und T. A. TAUSSON auch vegetabilische Harze und Harzsäuren durch Bakterien aerob verarbeitet werden, andere auch anaerob als Energiequelle für Desulfurikation dienen; vgl. S. 581. Ferner werden von Mikroorganismen Arbutin, Salicin, Fluorescein<sup>6</sup>, weiter Naphthalin<sup>7</sup> und endlich Chinasäure<sup>8</sup> abgebaut. In Bestätigung früherer Angaben fanden C. STAPP und H. BORTELS<sup>9</sup>, daß als Tanninzer-setzer in Waldböden nur Arten der Gattungen *Aspergillus* und *Penicillium* in Frage kommen; insbesondere wirkten die Vertreter der *Citromyces*-Gruppe kräftig.

Sehr bemerkenswerte Untersuchungen über die Methanbildung führte H. A. BARKER<sup>10</sup> aus: Die Bildung von Methan erfolgt nicht, wie man früher annahm, durch Dekarboxylierung der Essigsäure, sondern durch Reduktion der Kohlensäure, wobei organische Stoffe als Wasserstoffdonatoren auftreten, in folgender Weise:



Wirkung der Mikroorganismen im See Ala-Kulsk. *Microbiology* **6**, 754 (1937). Ref. Zbl. Bakter. II **98**, 473. — TAUSSON, W. O., und T. A. TAUSSON: Energieumwandlung durch Mikroorganismen. II. Energieverhältnisse bei Paraffin- und Wachsoxydierung durch Schimmelpilze. *Microbiology* **2**, 221 (1933). Ref. Zbl. Bakter. II **90**, 347. — VERONA, O.: Sulla utilizzazione microorganica di alcune idrocarburi. *Nuovo Giorn. bot. ital.*, N. S. **44**, 251 (1937). (Abbau von Pentan, Oktan, Paraffinöl, Petroleum durch *B. subtilis* u. a., *Cladosporium spec.*) — VICKERY, J. R.: The action of microorganisms on fat. I. The hydrolysis of beef fat by some bacteria and yeast tolerating low temperatures. *J. Counc. Sci. Ind. Res. Melbourne* **9**, 107 (1936).

<sup>1</sup> TAUSSON, V. O., u. S. L. SCHAPIRO: The general trend of the process of oxidation of oil by bacteria. *Microbiology* **3**, 79 (1934); engl. Zusammenfassg 86. — LIPMAN, C. B., u. L. GREENBERG: A new autotrophic bacterium which oxidises ammonia directly to nitrate and decomposes petroleum. *Nature (Lond.)* **129**, 204 (1932).

<sup>2</sup> NOVOGRUDSKY, D.: Über eine bakterielle Zerstörung von Kautschuk. *Microbiology* **1**, 413 (1932). Ref. Zbl. Bakter. II **88**, 447.

<sup>3</sup> SPENCE, D., u. C. B. VAN NIEL: Bacterial decomposition of the rubber in Hevea latex. *Ind. a. Eng. Chem.* **28**, 847 (1936).

<sup>4</sup> BIRCH-HIRSCHFELD, L.: Die Umsetzung von Azetylen durch *Mycobacterium lacticola*. *Zbl. Bakter. II* **86**, 113 (1932).

<sup>5</sup> TAUSSON, W. O., u. T. A. TAUSSON: On the bacteriology of vegetable pitch oxidation. *Microbiology* **3**, 370 (1934); engl. Zusammenfassg 380.

<sup>6</sup> VERONA, O.: À propos de la scission microorganique de certains glucosides. *Soc. Internat. Microbiol. Sez. Ital.* **3**, 477 (1931).

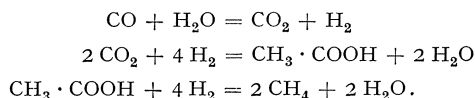
<sup>7</sup> JACOBS, S. E.: The influence of antiseptics on the bacterial and protozoan population of greenhouse soils. Part I. Naphthalene. *Ann. appl. Biol.* **18**, 98 (1931).

<sup>8</sup> BERNHAUER, K., u. H. H. WAELSCH: Über die Umwandlung aromatischer und hydroaromatischer Verbindungen durch Pilze. I. Mitt. Der Abbau der Chinasäure in die Oxybenzoensäure. *Biochem. Z.* **249**, 223 (1932).

<sup>9</sup> STAPP, C., u. H. BORTELS: Mikrobiologische Untersuchungen über die Zersetzung von Waldstreu. II. Tanninzer-setzende Mikroorganismen in der Waldstreu. *Zbl. Bakter. II* **93**, 45 (1935).

<sup>10</sup> BARKER, H. A.: On the biochemistry of the methane fermentation. *Arch. Mikrobiol.* **7**, 404 (1936) — Studies upon the methane-producing bacteria. *Ebenda* **7**, 420 (1936).

Gibt man Aethylalkohol oder Butylalkohol als Kohlenstoffquelle, so entstehen durch ihre Dehydrierung Essig- bzw. Buttersäure. Die noch nicht in absoluter Reinkultur gewonnenen Mikroorganismen gehören zu den 3 Gruppen Methanosarcina, Methanococcus und Methanobacterium. Es handelt sich offenbar um den gleichen Vorgang, der von FR. FISCHER und Mitarbeitern<sup>1</sup> untersucht wurde, wobei aus Kohlenmonoxyd über Kohlensäure und Essigsäure durch Mikroorganismen im Schlamm in Gegenwart kolloidaler Substanzen nach der summarischen Formel Methan entsteht:



Auf diese Weise kann Leuchtgas entgiftet werden.

In zahlreichen Arbeiten versuchte R. LIESKE<sup>2</sup> zu zeigen, daß in Braun- und Steinkohle eine autochthone Mikroflora vorhanden ist, die dort gewisse Umsetzungen (Gasbildung) bei einem Wassergehalt von nur 1,5–2% hervorruft. Die Bakterien vertragen 30% Kochsalz. Es soll sich vornehmlich um Kokken handeln, die nur eine Modifikation von *Bacillus mesentericus* darstellen sollen, in dessen normale Form sie nach geraumer Zeit umzüchtbar seien. M. A. FARREL und H. G. TURNER<sup>3</sup> betonen, daß sie nur dort Bakterien in Anthrazitkohle gefunden hätten, wo Risse mit der Oberfläche in Verbindung standen, wodurch das Eindringen ermöglicht war, was in der zuletzt zitierten Arbeit von R. LIESKE bestritten wird. Auch CH. B. LIPMAN<sup>4</sup>, der früher zu R. LIESKES Anschauungen neigte, scheint in neuester Zeit zweifelhaft geworden zu sein.

#### Bildung von Kohlensäure<sup>5</sup>.

H. ENGEL<sup>6</sup> macht den beachtenswerten Vorschlag, die Intensität der „Bodenatmung“ nicht wie bisher auf gleiche Fläche zu beziehen, sondern auf die vorhandene Menge des organisch gebundenen Kohlenstoffes. Tatsächlich können nach dem bisherigen Verfahren falsche Schlüsse entstehen, wie das folgende, von H. ENGEL nach S. WAKSMAN<sup>7</sup> mitgeteilte Beispiel zeigt:

<sup>1</sup> FISCHER, FR., R. LIESKE u. K. WINZER: Theorie und Praxis der biologischen Leuchtgasentgiftung. *Brennstoff-Chem.* **11**, 452 (1930) — Biologische Umsetzungen des Kohlenoxyds. Ebenda **12**, 193 (1931) — Biologische Gasreaktionen. II. Mitt. Über die Bildung von Essigsäure bei der biologischen Umsetzung von Kohlenoxyd in Kohlensäure mit Wasserstoff zu Methan. *Biochem. Z.* **245**, 2 (1932) — Neue Untersuchungen über die biologische Entgiftung von Leuchtgas und über die Gewinnung von technisch verwertbarem Leuchtgas aus Wassergas. I. II. *Brennstoff-Chem.* **14**, 301, 328 (1933). — LIESKE, R.: Umsetzungen brennbarer Gase durch Bakterien. *Chem.-Ztg* **60**, 806 (1936). — STEPHENSON, M., u. L. H. STICKLAND: Hydrogenase. III. The bacterial formation of methane by the reduction of onecarbon compounds by molecular hydrogen. *Biochem. J.* **27**, 1517 (1933).

<sup>2</sup> LIESKE, R., u. E. HOFMANN: Untersuchungen über die Mikrobiologie der Kohlen und ihrer natürlichen Lagerstätten. I. Mitt. Die Mikroflora der Braunkohlengruben. *Ges. Abh. z. Kenntnis d. Kohle* **9**, 1 (1930) — ... II. Mitt. Die Mikroflora der Steinkohlengruben. Ebenda **9**, 12 (1930). — LIESKE, R.: Über das Vorkommen von Bakterien in der Steinkohle. Ebenda **9**, 30 (1930) — Über die Beeinflussung von Kohlen durch thermophile Bakterien. Ebenda **9**, 35 (1930) — Über das Vorkommen von Bakterien in Kohlenflözen. *Biochem. Z.* **250**, 339 (1932).

<sup>3</sup> FARREL, M. A., u. H. G. TURNER: Bacteria in Anthracite coal. *J. Bacter.* **23**, 155 (1932).

<sup>4</sup> LIPMAN, CH. B.: Living microorganisms in ancient rocks. *J. Bacter.* **22**, 183 (1931) — Bacteria in coal. Ebenda **34**, 483 (1937).

<sup>5</sup> Vgl. dazu noch S. 453f., 493f., 558, 574, 583f.

<sup>6</sup> ENGEL, H.: Kritische Bemerkungen zur „Bodenatmung“. *Zbl. Bakter. II* **90**, 158 (1934). — Ein weiteres Beispiel nach H. ENGEL ist S. 480 erwähnt.

<sup>7</sup> WAKSMAN, S. A.: Zitiert S. 440, Anm. 1.

C-Gehalt in Prozent . . . . .	0,910	1,684	1,860	2,889
C/N-Verhältnis . . . . .	10,0	11,8	12,0	12,4
Durch „Bodenatmung“ flüchtig gewordener Kohlenstoff, mg . . . . .	120	188	168	231
Je 1 g Kohlenstoff flüchtig gewordene Kohlensäure, mg . . . . .	48,2	40,9	33,0	29,3

Der von S. A. WAKSMAN gezogene Schluß, daß unter normalen Bedingungen der Humus um so leichter zersetzt wird, je weiter das C/N-Verhältnis ist, ist somit nicht zutreffend; die Dinge liegen vielmehr genau umgekehrt. Man muß sich allerdings darüber klar sein, daß der neue Begriff nach H. ENGEL ein „physiologischer“ ist, der über die Art und Weise der Entstehung der Kohlensäure Auskunft gibt; während der frühere Begriff der Bodenatmung ein „ökologischer“ war, der Aufschluß über die auf einer bestimmten Fläche verfügbar werdende Menge von Kohlensäure gibt. Beide Begriffe sind also keine Gegensätze, sondern sie ergänzen sich. Es dürfte sich daher empfehlen, den alten Begriff der Bodenatmung in dem früheren Sinne für ökologische Betrachtungen beizubehalten und ihm den neuen H. ENGELschen Begriff als „Humusatmung“ gegenüber zu stellen. Es wäre noch zu bemerken, daß die „Humusatmung“, wenn sie auf freiem Felde bestimmt wird, selbstverständlich nur in unbewachsenem Boden mit Sicherheit festgestellt werden kann, da sonst die Atmung der Pflanzenwurzeln noch hinzutritt. Über die Beteiligung der Mikroorganismen<sup>1</sup> dabei vgl. man S. 494. Auch die Bildung saurer Produkte mit Freimachung der Kohlensäure aus Karbonaten würde die Bestimmung der Humusatmung etwas stören können<sup>2</sup>. Nach H. ENGEL kann zwischen Zahl der Mikroorganismen und Kohlensäurebildung im Boden kein unmittelbarer Zusammenhang bestehen, weil außer der Zahl auch Gewicht und Oberfläche der tätigen Mikroorganismen bekannt sein müßten. Es kommt wohl auch noch hinzu, daß die Aktivität der Mikroorganismen in verschiedenen Lebensstadien sehr verschieden ist. Außerdem sinkt nach D. W. CUTLER und L. M. CRUMP<sup>3</sup>, die teils keine, teils aber auch deutliche Zusammenhänge zwischen Bakterienzahl und CO<sub>2</sub>-Bildung feststellten, mit der Zahl der Bakterien die Leistung

Zahl der Bakterien	mg CO <sub>2</sub> je 1000 Millionen Bakterien
0—200 Millionen	0,245
200—400 „	0,140
400—600 „	0,126
600—800 „	0,098
über 800 „	0,039

je Zelle, was vielleicht mit dem stärkeren Hervortreten von Altersstadien zusammenhängt, soweit nicht einfach Nahrungsmangel in Frage kommt. Sie fanden z. B. in einem mit Stalldünger gedüngten, sterilisierten und dann künstlich geimpften Boden (s. Tab.):

Ferner erkannten S. C. VANDECAVEYE und B. R. VILLANUEVA<sup>4</sup> bei Zusatz von Ca und Zellulose zum Boden einen Anstieg von Kokken und Stäbchen, aber keine Wirkung auf die CO<sub>2</sub>-Bildung. Endlich fanden S. C. VANDECAVEYE und G. O. BAKER<sup>5</sup>, daß das Maximum der Mikroorganismenentwicklung bei Zusatz

<sup>1</sup> SMITH, F. B., u. P. E. BROWN: Methods for determining carbon dioxide production in soils. Iowa Exper. Stat. Res. Bull. **147**, 27 (1932). Über 90% der gebildeten CO<sub>2</sub> sind Mikroorganismen zuzuschreiben.

<sup>2</sup> In Alkaliböden kann ebenfalls die Gegenwart von Karbonaten beträchtliche CO<sub>2</sub>-Bildung verursachen, die berücksichtigt werden muß hinsichtlich der wahren CO<sub>2</sub>-Bildung: BOLLEN, W. B., u. S. M. AHI: Effect of „alkali“ salts on general microbial function in soil. Soil Sci. **46**, 287 (1938).

<sup>3</sup> CUTLER, D. W., u. L. M. CRUMP: Zitiert S. 452, Anm. 3. — Vgl. noch: HUNTINGTON, E., u. C. E. A. WINSLOW: J. Bacter. **33**, 123 (1937). — TELEGDY-KOVATS, L.: Zitiert S. 467, Anm. 5 (S. 468).

<sup>4</sup> VANDECAVEYE, S. C., u. B. R. VILLANUEVA: Zitiert S. 460, Anm. 2.

<sup>5</sup> VANDECAVEYE, S. C., u. G. O. BAKER: Microbial activities in soil. III. Activity of specific groups of microbes in different soils. Soil Sc. **45**, 315 (1938). — Auch aus den Zahlen von K. R. STEVENS (zitiert S. 453, Anm. 3) ergibt sich durchaus keine Parallelität zwischen CO<sub>2</sub>-Bildung und Zahl der Mikroorganismen.

von Pflanzenrückständen zum Boden etwa 14 Tage später lag als das  $\text{CO}_2$ -Maximum, und zwar zu einem Zeitpunkt, wo die  $\text{CO}_2$ -Bildung sehr gering war. Trotzdem ist zu erwarten, daß sich unter Umständen ein Zusammenhang zwischen Mikroorganismenentwicklung und Kohlensäurebildung des Bodens zeigt. D. FEHÉR<sup>1</sup> fand völlige Parallelität im jahreszeitlichen Verlauf, wie Abb. 4 (S. 453) erkennen läßt. Die für die Zahl der Mikroorganismen gemachten Ausführungen würden also auch hier gelten. Dabei zeigt die Kohlensäurebildung, wie auch A. ST. CORBET<sup>2</sup> feststellte, im sommerlichen Anstieg den Verlauf einer ROBERTSONSchen Wachstumskurve. Zwischen der Zahl der Pilze und der Kohlensäurebildung fanden S. C. VANDECAVEYE<sup>3</sup> und A. JANKE<sup>4</sup> mit Mitarbeitern keinen Zusammenhang, während D. FEHÉR einen solchen zu erkennen glaubt. Bei S. C. VANDECAVEYE erhöhte z. B. Zufuhr von Kalk die Kohlensäurebildung auf das 3fache, die Zahl der Pilze aber sank um 50%. Bei A. JANKE ergab sich auch keine Parallelität zwischen  $\text{CO}_2$ -Bildung und Gesamtkeimzahl, wofür Unterschiede in der Sorptionskapazität verantwortlich gemacht werden, so kann geringe Sorptionskapazität zu starker Kohlensäurebildung bei geringer Keimzahl führen<sup>5</sup>. Wie zu erwarten war, bestehen zwischen der Bodenatmung und der Keimzahl keine einfachen Beziehungen, und man wird, wie A. RIPPEL<sup>6</sup> bemerkte, nur dann eine Parallelität im jahreszeitlichen Verlauf zwischen Bakterienzahl und  $\text{CO}_2$ -Bildung finden können, wenn man die Verhältnisse eines Bodens oder gleichartiger Böden betrachtet. In sehr verschiedenartigen Böden werden hingegen die Faktoren entscheidend sein können, die die Verschiedenheit dieser Böden bedingen. Klare Verhältnisse ergeben sich nach D. W. CUTLER und L. M. CRUMP<sup>7</sup> ferner, wenn die Zufuhr eines einheitlichen organischen Materials und das Überwiegen einer Bakterienart (durch Impfung) erfolgt, da sich dann  $\text{CO}_2$ -Bildung und Anstieg der Bakterienzahl im zeitlichen Verlauf decken. Nach M. KHLUSTIKOVA-DIKUSSAR<sup>8</sup> soll sich eine nichtbiologische Kohlensäurebildung im Boden bei höherer Temperatur, z. B. bei 65° C, vollziehen. Es läßt sich indessen nicht ersehen, ob die bei 120° sterilisierte Erde wirklich steril war. Im übrigen fand P. C. J. OBERHOLZER<sup>9</sup> in ariden und semiariden Böden das Temperaturoptimum der Kohlensäurebildung bei 45° C. Die Wirkung der Feuchtigkeit auf die Bildung der Kohlensäure im

<sup>1</sup> FEHÉR, D.: Untersuchungen über die Schwankungen der Bodenatmung. Arch. Mikrobiol. **5**, 421 (1934) — Untersuchungen über die Mikrobiologie des Waldbodens. Berlin: Julius Springer 1933. — Vgl. weiter: SMITH, F. B., P. E. BROWN u. H. C. MILLER: The rhythmic nature of microbiological activity in soil as indicated by the evolution of carbon dioxide. J. amer. Soc. Agronomy **27**, 104 (1935).

<sup>2</sup> CORBET, A. ST.: Studies on tropical soil microbiology: I. The evolution of carbon dioxide from the soil and the bacterial growth curve. Soil Sci. **37**, 109 (1934).

<sup>3</sup> VANDECAVEYE, S. C.: Effects of stable manure and certain fertilizers on the microbiological activities in origin peat. Soil Sci. **33**, 279 (1932).

<sup>4</sup> JANKE, A., F. SEKERA u. A. SZILVINYI: Mikrobiologische Bodenuntersuchungen im Lunzer Gebiet. I. Allgemeiner Teil. Ziel und Methodik der Untersuchungen. Standortsfaktoren und Keimgehalt. Arch. Mikrobiol. **5**, 223 (1934).

<sup>5</sup> Vgl. die Ausführungen S. 471 f. über die Wirkung der Adsorption auf die Tätigkeit der Bodenmikroben.

<sup>6</sup> RIPPEL, A.: Mikrobiologie des Bodens. In: Fortschritte der Botanik **4**, 245 (250) (1935).

<sup>7</sup> CUTLER, D. W., u. L. M. CRUMP: Zitiert S. 452, Anm. 3. — Zunahme der Kohlensäurebildung mit gleichzeitigem Anstieg der Bakterien bei Zugabe von Stalldünger bzw. Stroh zum Boden fanden: VANDECAVEYE, S. C., u. M. C. ALLEN: Zitiert S. 460, Anm. 8. — VANDECAVEYE, S. C., u. B. R. VILLANUEVA: Zitiert S. 460, Anm. 2. — Unter feldmäßigen Bedingungen stellte keinen Einfluß einer Kali- und Phosphorsäuredüngung auf die Kohlensäurebildung fest: BARTHEL, G.: Z. Pflanzenernährg B **13**, 102 (1934). — Hierzu vgl. indessen noch S. 480.

<sup>8</sup> KHLUSTIKOVA-DIKUSSAR, M.: On the biochemical transformation of organic substance depending on the temperature. Microbiology **5**, 818 (1936); engl. Zusammenfassg 830.

<sup>9</sup> OBERHOLZER, P. C. J.: Zitiert S. 558, Anm. 5.

Boden ist S. 452f behandelt. Hier sollen nur noch einige Beispiele für die Verschiedenheit der  $\text{CO}_2$ -Bildung bei verschiedenem organischen Material gegeben werden.

N-Gehalt in Proz.	mg Kohlensäure		
	2–3 Tage	20–33 Tage	84–88 Tage
0,64–0,83	98	9,6	2,30
1,03–1,11	126	10,2	1,23
1,26–1,31	161	10,4	0,74
1,41–1,83	198	9,8	0,80

So fand W. B. ANDREWS<sup>1</sup> bei der Zersetzung von Roggenstroh mit verschiedenem Stickstoffgehalt folgende  $\text{CO}_2$ -Entwicklung (s. Tab.). Während also zunächst die  $\text{CO}_2$ -Bildung mit steigendem

Stickstoffgehalt wächst, vollzieht sich nach etwa 20 Tagen ein Ausgleich, während nach etwa 80 Tagen bei stark abgesunkener absoluter Menge der gebildeten Kohlensäure das Bild umgekehrt wird. Im Falle des geringeren Stickstoffgehaltes wird also die Verarbeitung des Kohlenstoffmaterials einfach auf einen längeren Zeitabschnitt verteilt, was ohne weiteres verständlich ist und in der gleichen Richtung liegt, wie dies früher<sup>2</sup> für die verschiedenartige  $\text{CO}_2$ -Bildung aus Lupinen und Stroh besprochen wurde. J. W. WHITE und Mitarbeiter<sup>3</sup> fanden bei verschiedenen Zusätzen zum Boden, der künstlich auf verschiedenes  $p_{\text{H}}$  gebracht war, die folgenden Werte:

$p_{\text{H}}$ (künstlich geändert)	mg $\text{CO}_2$ bei			
	Boden allein	B. + Zellulose	B. + Stärke	B. + Dünger
7,4	335	957	1148	856
7,1	269	873	1039	857
6,0	262	790	1138	774
4,5	191	625	1140	555
3,8	105	514	1058	353
3,2	112	450	1043	267

Während also mit sinkendem  $p_{\text{H}}$ -Wert die Kohlensäurebildung des unbehandelten Bodens sinkt, ist ein gleiches bei Zusatz von Zellulose und Dünger zu beobachten, wobei allerdings die Düngerwerte stärker als die Zellulosewerte absinken, was in Anbetracht der Ammoniakbildung aus Dünger etwas überraschend wirkt. Bei Zusatz von Stärke wurden dagegen die Kohlensäurewerte in den verschiedenen  $p_{\text{H}}$ -Bereichen überhaupt nicht verändert. Es ist daher erklärlich, daß bei natürlichen Böden die Dinge je nach der Beschaffenheit des im Boden befindlichen organischen Materials sehr verschieden liegen können<sup>4</sup>.

#### Bildung und Zersetzung von Humus<sup>5</sup>.

Die von J. ZOLCINSKI<sup>6</sup> ausgesprochene Behauptung, daß die Humusbildung „vom Primärstadium an, d. h. wenn die organischen Stoffe dunkel werden, ein

<sup>1</sup> ANDREWS, W. B.: The effect of nitrogen content of rye on its rate of decomposition. *Soil Sci.* **40**, 219 (1935). — Vgl. weiter: CORBET, A. S.: A bacteriological study of the decomposition of soil organic matter and its bearing on the question of manuring. *J. Rubber Res. Inst. Malaga* **3**, 5 (1931). — BEAVENS, E. A., u. L. H. JAMES: The microbial decomposition of successive cuttings of alfalfa hay under aerobic conditions. *J. agricult. Res.* **48**, 2121 (1934).

<sup>2</sup> Dieses Handbuch **8**, 611/612 (1931).

<sup>3</sup> WHITE, J. W., F. J. HOLBEN u. C. D. JEFFRIES: *Soil Sci.* **37**, 1 (1934). — P. C. J. OBERHOLZER (zitiert S. 558, Anm. 5) fand in ariden und semiariden Böden die weitaus beste  $\text{CO}_2$ -Bildung aus Glycose, dann folgten, eng beieinander, Lignin, Zellulose, Stärke.

<sup>4</sup> Über  $\text{CO}_2$ -Gehalt der Bodenluft vgl.: SMITH, F. B., u. P. E. BROWN: The concentration of carbon dioxide in the soil air under various crops and in fallow soils. *Iowa State Coll. J. Sci.* **8**, 1 (1931).

<sup>5</sup> Zusammenfassende Darstellung, mit eingehender Literatur: WAKSMAN, S. A.: *Humus*. Baltimore: William a. Wilkins Comp. 1936. — Im übrigen sei auf den Beitrag von K. MATWALD, S. 377ff. dieses Bandes, verwiesen. An dieser Stelle sind lediglich einige engere mikrobiologische Fragen zur Humusbildung und Humuszersetzung herausgegriffen.

<sup>6</sup> ZOLCINSKI, J.: Eine neue genetische physikalisch-chemische Theorie der Bildung des Humus, Torfes und der Kohle. Die Rolle und Bedeutung der biologischen Faktoren bei diesen Vorgängen. *Arch. Pflanzenbau* **4**, 196 (1930).

physikalisch-chemischer Vorgang, aber kein biologischer, bakterieller ...“ sei, bedarf einer kurzen Kritik. Keine der vom Verfasser<sup>1</sup> gemachten Voraussetzungen trifft zu, daß nämlich keine Mikrobenart dunkle organische Verbindungen erzeuge, daß aromatische Stoffe giftig wirken (solche Stoffe sind, wie S. 521 gesagt ist, z. B. für *Azotobacter* eine ausgezeichnete Kohlenstoffquelle, vgl. weiter S. 562) und endlich, daß die Braun- bis Schwarzfärbung von Pflanzenmaterial durch oxydierende Enzyme dieser Pflanzen verursacht werde. Der letztgenannte Fall trifft sicherlich nur zum Teil zu, wie bei der Schwarzfärbung vieler Pflanzenteile beim Absterben, bei der Dunkelfärbung von Schnittflächen usw. Aber bei einem sicherlich noch größeren Teil des in den Boden gelangenden Pflanzenmaterials werden die Enzyme höherer Pflanzen nicht mehr tätig sein können; z. B. können aus dem Stalldünger Humusstoffe nur durch die Tätigkeit von Mikroorganismen entstehen, soweit Lebewesen in Frage kommen. Die beiden anderen Behauptungen sind durch die älteren und durch neuere, nachstehend aufgeführte Beobachtungen ohne weiteres widerlegt. Beim *Aspergillus*, dem braunen Farbstoff der Sporen von *Aspergillus niger*, läßt sich der humus-säureartige Charakter in den Versuchen von A. QUILICO und A. DI CAPUA<sup>2</sup> ohne weiteres erkennen; auch enthält dieser Pilz Tyrosin<sup>3</sup>. Das Vorhandensein dunkel gefärbter Pilzhyphen im Boden kann auf Aufwuchsplatten nach CHOLONNY ohne weiteres festgestellt werden, wie K. VOLGER<sup>4</sup> für Waldböden zeigte. Die Dunkelfärbung von Pilzhyphen und Pilzsporen ist im übrigen geradezu ein systematisches Merkmal zur Einteilung der *Fungi imperfecti*. Zur Entstehung dunkel gefärbter, amorpher Stoffe hat die Annahme einer Melaninbildung durch *Azotobacter* Sicherheit durch den Nachweis von Tyrosin als Spaltprodukt des Eiweißes dieses Bakteriums gewonnen<sup>5</sup>. Durch Zugabe von Molybdän und Vanadium zum Boden konnte H. BORTELS<sup>6</sup> eine deutliche Mehrbildung von Humus feststellen, wie die beigegebene Abb. 11 (S. 568) und die folgende Übersicht des Glühverlustes von je 7 g Boden zeigen:

Glühverlust der	Kontrollerde . . . . .	1,12,	1,27,	1,12 g
„	„ Mo-V-Erde . . . . .	1,33,	1,31,	1,32 g

<sup>1</sup> Ebenda S. 197.

<sup>2</sup> QUILICO, A., u. A. DI CAPUA: *Atti Accad. naz. Lincei* **17**, 93 (177) — *Gazz. chim. ital.* **63**, 400 (1933).

<sup>3</sup> VORBRODT, W.: Sur la présence de tyrosine dans les substances protéiques de l'*Aspergille* (*Aspergillus niger*). *Bull. Acad. polon. Sci., Cl. Sci. math. et natur.*, S. B. **1**, 85 (1934). — SKINNER, C. E., u. E. MULLER: *Molds as protein food in diets*. *J. Bacter.* **36**, 252 (1938) (Abstr.).

<sup>4</sup> VOLGER, K.: Zitiert S. 443, Anm. 5.

<sup>5</sup> UNGERER, E.: Über die Entstehung des Pigmentes von *Azotobacter chroococcum*. *Z. Pflanzenernähr* **36**, 287 (1934). — GREENE, R. A.: Zitiert S. 530, Anm. 3. Dieser Verfasser fand auch Arginin, Lysin, Tryptophan, Zystin, Histidin neben einfachen Aminosäuren. — KRAUT, H., u. F. SCHLOTTMANN [Die Verwendbarkeit der Hefe als menschliches Nahrungsmittel. 1. Mitt. Der Gehalt der Hefe an lebenswichtigen Aminosäuren. *Biochem. Z.* **291**, 406 (1937)], fanden in Hefe viel Lysin und Zystin, auch Arginin und Tyrosin, sehr wenig Tryptophan. — KRAUT, H.: Die Bestimmung von Tryptophan und Tyrosin in der Hefe mit dem Pulfrich-Photometer. Ebenda **297**, 297 (1938). — Auch bei Schimmelpilzen wurde Tyrosin und Tryptophan gefunden: SKINNER, C. E.: The synthesis of aromatic aminoacids from inorganic nitrogen by molds and the value of mold protein in diet. *J. Bacter.* **28**, 95 (1934). — Über Schwarzfärbung von Mikroorganismen vgl. noch: HANNE, R.: Notiz über einen schwarzen Farbstoff bildenden Mikrokokkus (*Micrococcus niger* n. sp.). *Zbl. Bakter. I Orig.* **122**, 328 (1931). — KRIS, A. E.: On the pigments of *Actinomyces*. *Microbiology* **5**, 607 (1936); engl. Zusammenfassg 621. — LIEBETRAUT, E.: Untersuchungen über das *Bacterium melaninogenicum*. *Z. Hyg.* **116**, 611 (1935). — CLARK, E., u. N. R. SMITH: Cultural requirements for the production of black pigments by bacilli. *J. Bacter.* **36**, 252 (1938) (Abstr.).

<sup>6</sup> BORTELS, H.: Über die Wirkung von Molybdän- und Vanadiumdüngungen auf *Azotobacter*zahl und Stickstoffbindung in Erde. *Arch. Mikrobiol.* **8**, 1 (1937).

Die Zunahme an Humus erklärt H. BORTELS durch die Förderung der stickstoffbindenden Bakterien, die wieder den Algen und höheren Pflanzen Stickstoff liefern, wodurch durch deren besseres Wachstum wiederum die Kohlenstoffquellen im Boden vermehrt und den Stickstoffbindern neues Betriebsmaterial geliefert wird. Auch Knöllchenbakterien besitzen Tyrosinase (vgl. S. 500). Melaninbildung aus Tyrosin erfolgt auch durch *Mycobacterium tuberculosis* und durch



Abb. 11. Im Vordergrund (heller) eine Kontrollparzelle ohne Molybdän, dahinter (dunkler) eine mit Molybdän gedüngte Parzelle. (Nach H. BORTELS.)

Actinomyceten<sup>1</sup>, so daß man die Melaninbildung als bei Mikroorganismen recht verbreitet ansehen kann. Weiterhin dürfte von Wichtigkeit sein, daß F. GOLLMICK<sup>2</sup> bestätigen konnte, daß bei der Entstehung des schwarzen Sporenfarbstoffes von *Aspergillus niger* Kupfer als Oxydationskatalysator wirkt, und E. G. MULDER<sup>3</sup> ein gleiches für den dunklen Farbstoff von *Azotobacter chroococcum* zeigte und daß, nach F. CORTESE<sup>4</sup>, *Actinomyces albus* Kupferporphyrin synthetisiert. Zweifellos wird die weitere Untersuchung der Umwandlung der von Mikroorganismen insbesondere im Verlaufe der Autolyse gebildeten organischen Stickstoffverbindungen weitere Aufklärungen bringen. Die von A. RIPPEL<sup>5</sup> früher ausgesprochene Meinung, daß die Bildung von Farbstoffen bei Mikro-

<sup>1</sup> BATTAGLIA, M.: Origine du pigment noir dans les cultures de l'„*mices tuberculosis*“. Soc. Internat. Microbiol. Sez. Ital. **4**, 410 (1932). — Auch bei Tuberkelbakterien wurde Tyrosin gefunden: UMEZU, M., u. TH. WAGNER-JAUREGG: Über die Gerüstsubstanz der Tuberkelbazillen. Biochem. Z. **298**, 115 (1938). — SKINNER, C. E.: The „Tyrosinase reaction“ of the Actinomycetes. J. Bacter. **35**, 415 (1938). — Zur Frage der Tyrosinase und sonstiger Phenolasen vgl. noch: YAMAGUTCHI, S.: Über die Oxydation von verschiedenen Phenolkörpern und Phenyldiaminen durch *Bacillus pyocyaneus*. Acta phytochim. (Tokyo) **10**, 171 (1937).

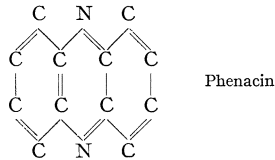
<sup>2</sup> GOLLMICK, F.: Der Einfluß von Zink, Eisen, Kupfer und deren Kombination auf das Wachstum von *Aspergillus niger*. Zbl. Bakter. II **93**, 421 (1936). — Vgl. noch: YOSHIMURA, F.: The action of manganese and copper upon the formation and colour of conidium of some species of *Aspergillus*. J. Fac. Sci. Hokkaido Univ. V: Bot. **4**, 117 (1936).

<sup>3</sup> MULDER, E. G.: Over de beteekenis van koper voor de groei van planten en microorganismen. Diss. Wageningen 1938. — Über die Bedeutung des Kupfers für das Wachstum von Mikroorganismen und über eine mikrobiologische Methode zur Bestimmung des pflanzenverfügbaren Bodenkupfers. Arch. Mikrobiol. **10**, 72, (1939).

<sup>4</sup> CORTESE, F.: Sintesi della cuproporfirina in „*Actinomyces albus*“. Boll. Soc. med.-chir. Pavia **1934**, Nr 3, 411.

<sup>5</sup> Dieses Handbuch **8**, 657/658 (1931).

organismen in biologischer Hinsicht viele Ähnlichkeit mit der Bildung von Humussubstanzen habe, bzw. die Farbstoffe (neben farblosen aromatischen Komplexen) biologische Vorstufen dazu sind<sup>1</sup>, wird weiter durch Untersuchungen über grüne und blaue Farbstoffe bei Bakterien<sup>2</sup> gestützt, wobei es sich beim Chlororaphin, Pyocyanin u. a. um Phenacinderivate handelt, während die roten und blauen Farbstoffe Prodigiosin und Violacein Pyrrolkerne enthalten.



Auch hier befindet sich also der Stickstoff wie bei der Melaninbildung in heterozyklischer Bindung. Heterozyklische Bindung des Stickstoffes in Humussubstanzen würde aber dessen schwere Angreifbarkeit verständlich machen. Die bisher bekannten Pilzfarbstoffe sind allerdings stickstofffrei. Es erscheint aber durchaus annehmbar, daß durch sekundäre Vorgänge Stickstoff in die aromatischen Komplexe eingebaut wird, was ja auch bei der Melaninbildung der Fall ist<sup>3</sup>. In diesem Zusammenhang sei noch darauf hingewiesen, daß in den Versuchen von N. NIELSEN<sup>4</sup>, wonach die Hefe vom Tryptophan nur die Hälfte, vom Histidin nur ein Drittel des Stickstoffgehaltes verwertet, augenscheinlich die schwere Angreifbarkeit des heterozyklisch gebundenen Stickstoffes deutlich wird. Es erscheint in diesem Zusammenhang beachtenswert, daß die von Mikroorganismen ausgeschiedenen bzw. im Verlaufe der Autolyse frei werdenden organischen Stickstoffverbindungen für *Aspergillus niger* teilweise recht schwer verwertbar sind: Nach A. RIPPEL und G. BEHR<sup>5</sup> wurde von *Aspergillus* nur 36,2% des von dem gleichen Pilz ausgeschiedenen Stickstoffes gegen 61,7% des Pepton-Stickstoffes ausgenutzt; der von *Azotobacter* ausgeschiedene Stickstoff wurde nach den von M. ROBERG<sup>6</sup> angegebenen Zahlen von *Aspergillus* ebenfalls nur zu 40,7% ausgenutzt. N. N. IWANOFF und L. K. OSNIZKAJA<sup>7</sup> fanden sogar keine Verwertung der von *Aspergillus* bei Stickstoffhunger ausgeschiedenen Stickstoffverbin-

<sup>1</sup> Auch A. E. KRIS (Anm. 5, S. 567) erwähnt, daß gewisse Farbstoffe der Actinomyceten durch Oxydation in braun gefärbte Stoffe übergehen. Daß nach Absterben der Mikroorganismen im Boden aus aromatischen Komplexen dunkel gefärbte Produkte (Humusstoffe) entstehen, stellt wieder fest: GEL'TZER, J. F.: Die Rolle der organischen Stoffe bei der Bildung der Bodenstruktur. II. Mitt. *Chemisation soz. Landw.* **8**, 53 (1937). *Ref. Zbl. Bakter.* **II 98**, 472.

<sup>2</sup> KÖGL, F.: Pilz- und Bakterienfarbstoffe. In KLEIN'S Handbuch der Pflanzenanalyse **3**, 2. Teil, S. 1410. Berlin: Julius Springer 1932. — WILLSTAEDT, H.: Carotinoide, Bakterien- und Pilzfarbstoffe. *Samml. chem. u. chem.-techn. Vorträge* **22**. Stuttgart: F. Enke 1934. — CLEMO, A., u. McILWAIN: The phenazine series. Pt. VII. The pigment of *Chromobacterium iodinum*, the phenazine di-N-oxides. *J. chem. Soc. (Lond.)* **1938**, 479. — TOBIE, W. C.: *Proc. Soc. exper. Biol. a. Med.* **34**, 620 (1936).

<sup>3</sup> Durch Erhitzen von Dicyandiamid mit  $\text{NH}_3$  wird zu 80% Melanin gebildet: SCHOLL, W., R. O. E. DAVIS, R. E. BROWN u. F. R. REID: *Ind. Eng. Chem.* **29**, 202 (1937).

<sup>4</sup> NIELSEN, N.: Zitiert S. 537, Anm. 3.

<sup>5</sup> RIPPEL, A., u. G. BEHR: Über die Verwertbarkeit der von *Aspergillus niger* ausgeschiedenen Stickstoffverbindungen. *Arch. Mikrobiol.* **6**, 359 (1935).

<sup>6</sup> ROBERG, M.: Beiträge zur Biologie von *Azotobacter*. II. Der Stickstoffgehalt der Filtrate von *Azotobacter*kulturen. *Jb. Bot.* **82**, 65 (1935). — Vgl. darüber weiter S. 533. — Hefe scheidet während des Wachstums bei N-armer Ernährung 10%, bei N-reicher 30% des verarbeiteten Stickstoffes in organischer Form wieder aus: NIELSEN, N., u. V. HARTELINS: Untersuchungen über die Stickstoffassimilation der Hefe. VIII. Untersuchungen über die Stickstoffabgabe der Hefe während des Wachstums. *C. r. Trav. Labor. Carlsberg* **22**, 23 (1937).

<sup>7</sup> IWANOFF, N. N., u. L. K. OSNIZKAJA: Die Blausäure als N-Quelle für *Aspergillus niger*. I. *Biochem. Z.* **271**, 22 (1934).



dungen. H. L. JENSEN<sup>1</sup>, der im übrigen die Bildung humusartiger Stoffe aus Mikroorganismen bestätigt, und zwar nach Verbrauch des Kohlenstoffes wenigstens teilweise über die dann einsetzende Autolyse, zeigte, daß solche Stoffe aus *Polyporus* sich beim Abbau durch Mikroorganismen genau so resistent wie der Bodenumus verhalten. Als hiermit in Zusammenhang stehend sei noch einmal darauf hingewiesen, daß der von *Azotobacter* ausgeschiedene Schleim zu einem großen Teil aus ligninähnlichen Stoffen besteht (S. 530)<sup>2</sup>. Das schließt nicht aus, daß nach H. ENGEL<sup>3</sup> wenigstens ein Teil des *Azotobacter*-Stickstoffes leicht mineralisiert wird, dessen absolute Höhe aber noch festzustellen wäre. Über den Eintritt des Schwefels in den Komplex der Humussubstanzen ist noch gar nichts bekannt. Es sei nur darauf hingewiesen, daß nach A. RIPPEL und G. BEHR<sup>4</sup> *Aspergillus niger* bei hoher Zuckergabe 60% des in Form freier Schwefelsäure oder als Sulfat zugesetzten Schwefels in organische Bindung überzuführen vermag, und zwar nach Aufhören der Mycelvermehrung und einsetzender Autolyse, so daß es nicht ganz von der Hand zu weisen ist, daß sich hier über den eigentlichen Schwefelstoffwechsel hinaus am Schwefel ähnliche Umsetzungen vollziehen wie beim Einbau des Stickstoffes in die Humussubstanzen.

Die bisher betrachteten Fälle können als „sekundäre“ Entstehung von Humussubstanzen bezeichnet werden, worunter die Bildung von Humusstoffen aus der Körpersubstanz der Mikroorganismen, zumeist wohl auf dem Wege über die Autolyse, verstanden wird. Daran schließt sich die „primäre“ Entstehung der Humussubstanzen, die durch direkte Umwandlung des Substrates zu Humussubstanzen erfolgt. Beide Formen, die wir hier natürlich nur im Zusammenhang mit der Mikroorganismen-tätigkeit betrachten, sind wohl im Laboratoriumsversuch verhältnismäßig leicht auseinander zu halten, in der Natur aber meist kaum voneinander zu unterscheiden, da uns in den wenigsten Fällen die Stoffwechselvorgänge bekannt sind, die bei komplexem Material eine sichere Unterscheidung ermöglichen. Dabei kann für das gleiche Ausgangsmaterial die Form wechseln. So erfolgt Melaninbildung aus Tyrosin z. B. sowohl sekundär aus körpereigenem wie primär aus körperfremdem Tyrosin. Diese Schwierigkeit gilt auch für die im folgenden noch zu besprechenden Fälle.

Primäre Entstehung von Humussubstanzen kann natürlich auch aus Mikroorganismensubstanz durch die Tätigkeit anderer Mikroorganismen erfolgen; im Grunde genommen ist sie dann ebenfalls sekundärer Natur. A. W. SOROKINA und M. G. TJAGNI-RJADNO<sup>5</sup> fanden besonders starke Humusbildung aus totem *Aspergillus mycel* bei der Impfung der Nährlösung mit Bodensuspension, woraus sie auf die Tätigkeit besonderer, nicht bekannter Mikroorganismen schlossen. Eine solche Annahme ist indessen kaum nötig; es genügt, darauf hinzuweisen, daß *Aspergillus niger* sowohl in den Sporen wie auch in der Nährlösung, die sich bei alkalischer Autolyse tiefbraun färbt, beträchtliche Mengen dunkel gefärbter Stoffe bildet. Das Material kann also auch für die Bildung solcher Stoffe

<sup>1</sup> JENSEN, H. L.: The microbiology of farmyard manure decomposition in soil. III. Decomposition of the cells of microorganisms. *J. agricult. Sci.* **22**, 1 (1932).

<sup>2</sup> Über Lignin bei Mikroorganismen vgl. noch: SOROKINA, A. W., u. M. G. TJAGNI-RJADNO: Zitiert *Adm.* 5. — THOM, C., u. M. PHILLIPS: Lignin-like complexes in fungi. *J. Wash. Acad. Sci.* **22**, 237 (1932).

<sup>3</sup> ENGEL, H.: Über die Umsetzungen des *Azotobacter*stickstoffes im Boden. *Z. Pflanzenernährg A* **21**, 32 (1931).

<sup>4</sup> RIPPEL, A., u. G. BEHR: Über die Entgiftung von Schwefelsäure in Kulturen von *Aspergillus niger*. *Arch. Mikrobiol.* **7**, 584 (1936).

<sup>5</sup> SOROKINA, A. W., u. M. G. TJAGNI-RJADNO: Zur Frage der Bedeutung der Mikroorganismen bei Humusbildung. *Microbiology* **2**, 285 (1933). *Ref. Zbl. Bakter.* II **90**, 353. — SOROKINA, A. W.: Zur Frage über die Rolle der Mikroorganismen im Humusbildungsprozeß. *Arb. W. I. U. A. Folge* **4**, 75 (1934). *Ref. Zbl. Bakter.* II **94**, 364.

durch andere Mikroorganismen besonders geeignet sein. Vor allem bei der Zersetzung der Zellulose hat man beträchtliche Mengen von Stoffen gefunden, die zweifellos bei der Humusbildung beteiligt sind. P. E. SIMOLA<sup>1</sup> gibt, ähnlich wie schon S. WINOGRADSKY<sup>2</sup>, an, daß seine zellulosezersetzenden Bakterien aus Zellulose nicht flüchtige, gelbbraun gefärbte (aerobe und anaerobe Zellulosezer-setzer sind überwiegend gelb bis orange gefärbt), in Äther verhältnismäßig schwer lösliche Säuren bilden, die FEHLINGSche Lösung reduzieren und ein-basische Oxyoxosäuren, wahrscheinlich Oxyketonsäuren sein sollen. Da sie qualitativ große Ähnlichkeit mit gelbbraun gefärbten Humusstoffen aufweisen, so deutet SIMOLA die Möglichkeit an, daß diese ebenfalls, wenigstens zum Teil, irgendwelche durch biologische Zersetzungstätigkeit im Boden entstandene Oxy-oxosäuren seien. Das entspricht der Angabe von E. WALKER und F. L. WARREN<sup>3</sup>, wonach das gelbe Pigment von *Cytophaga* eine ungesättigte aliphatische Säure sei, während im übrigen der gebildete Schleim Oxyzellulose darstellen soll, M. S. LOICJANSKAJA<sup>4</sup> aber eine Oxydation der Zellulose zu Polyglykuronsäure annimmt. Indessen soll der Schleim nach P. E. SIMOLA<sup>1</sup> ein Eiweißstoff sein. S. A. WAKSMAN<sup>5</sup> fand, daß bei einem Versuch, in dem 253 g Zellulose mit 2,8 g NH<sub>3</sub>-Stickstoff einem Sand zugemischt waren, nach 12 Monaten durch die Tätigkeit zellulosezersetzender Bakterien 46,3 g humusähnliche Stoffe, mit einem Stickstoff-gehalt von 3,3%, entstanden waren, was einem Kohlenstoff-Stickstoff-Verhältnis von 20:1 oder noch darunter entspricht. Die alkalilösliche Fraktion enthielt sogar 5% Stickstoff. Es läßt sich hier jedoch nicht erkennen, ob es sich um eine primäre Umwandlung der Zellulose, etwa nach der Art der von S. WINOGRADSKY und P. E. SIMOLA entwickelten Vorstellungen, handelt oder um eine sekundäre über Mikroorganismensubstanz. Der verhältnismäßig hohe Stickstoffgehalt macht die zweite Möglichkeit wahrscheinlicher. H. L. JENSEN<sup>6</sup>, der allerdings aus Sand + Papier keine Humusbildung durch Bakterien, wohl aber durch Pilze (*Mycogone nigra*, *Stachybotrys spec.*) fand, gibt das Verhältnis von zer-setzter Zellulose zu assimiliertem Stickstoff zu 25—54:1 an, während H. und S. KRZEMIENIEWSKI<sup>7</sup> für ihr zellulosezersetzendes Sorangium 30—35:1 und S. A. WAKSMAN und R. A. DIEHM<sup>8</sup> für hemizellulosezersetzende Bakterien 20 bis 40:1 feststellten. In diesen beiden Fällen handelt es sich offenbar lediglich um die Stickstoffassimilation durch die Bakterien. Was durch unmittelbare Um-wandlung der Zellulose entstanden ist, läßt sich nicht sagen. Das gleiche gilt von dem „weißen Humus“ A. IMŠENECKIS<sup>9</sup>, eine orange verfärbte, schleimige

<sup>1</sup> SIMOLA, P. E.: Über den Abbau der Zellulose durch Mikroorganismen. II. Zur Chemie der Zellulosezerersetzung durch die aeroben sporenbildenden Zellulosebakterien. Ann. Acad. Sci. fenn. Ser. A **34**, Nr 6 (1931).

<sup>2</sup> WINOGRADSKY, S.: Étude sur la microbiologie du sol. (4. Mém.) Sur la dégradation de la cellulose dans le sol. Ann. Inst. Pasteur **43**, 549 (1929).

<sup>3</sup> WALKER, E., u. F. L. WARREN: Decomposition of cellulose by *Cytophaga*. I. Bio-chemic. J. **32**, 31 (1938).

<sup>4</sup> LOICJANSKAJA, M. S.: Vgl. S. 551.

<sup>5</sup> WAKSMAN, S. A.: Zellulose als eine Quelle des Humus im Erdboden. Cellulosechem. **8**, H. 9/10 (1927).

<sup>6</sup> JENSEN, H. L.: The microbiology of farmyard manure decomposition in soil. II. De-composition of cellulose. J. agricult. Sci. **21**, 81 (1931).

<sup>7</sup> KRZEMIENIEWSKI, H. u. S.: Zitiert S. 550, Anm. 4.

<sup>8</sup> WAKSMAN, S. A., u. R. A. DIEHM: Zitiert S. 558, Anm. 6.

<sup>9</sup> IMŠENECKI, A., u. L. SOLNTZEVA: Zit. S. 550, Anm. 3. — Vgl. weiter: SHRIKHANDE, J. G.: The production of mucus during the decomposition of plant materials. I. The effect of environmental conditions. Biochemic. J. **27**, 1551 (1933) — . . . II. The effect of changes in the flora. Ebenda S. 1563. Die Bildung von Schleim erfolgt vor allem durch *Cytophaga*, aber erheblich nur, wenn erst Pilze, dann *Cytophaga* geimpft werden. — Ferner A. F. ROITZKAJA: Zitiert S. 549, Anm. 10.

Masse, die bei der Zersetzung der Zellulose durch Cythophaga zurückbleibt. Da aus 0,172 g Zellulose 0,094 g Kohlensäure gebildet wurden, so würden also 0,078 g, d. h. 45,4%, zu solchen Stoffen umgewandelt sein. E. WALKER und F. L. WARREN<sup>1</sup> finden  $\frac{1}{3}$  der zersetzten Zellulose in Schleim umgewandelt. Es kann also keinem Zweifel unterliegen, daß die aerobe Zersetzung der Zellulose unverhältnismäßig viel umgewandeltes organisches Material im Boden zurückläßt, was hinsichtlich der Humusbildung nicht ganz gering eingeschätzt werden darf.

Besondere Bedeutung bei der primären Entstehung von Humussubstanzen kommt nach neueren Untersuchungen zweifellos dem Lignin zu, wie namentlich M. M. S. DU TOIT und H. J. PAGE aus dem Vergleich mit anderen organischen Stoffen schließen<sup>2</sup>. Für dunkle Humusstoffe ist nach S. A. WAKSMAN und H. W. SMITH<sup>3</sup> die Abspaltung des Methoxyls charakteristisch, wie sie bei anaerobem oder unvollkommen aerobem Angriff auf das Lignin erfolgt (vgl. S. 558). W. GROSSKOPF<sup>4</sup> beobachtete eine regelmäßige Abnahme des Lignins bei Zunahme von Humus in Rohhumusböden, woraus auf die Bedeutung des Lignins bei der Humusbildung geschlossen wird. An und für sich hat übriges Lignin, abgesehen von der helleren Farbe<sup>5</sup>, schon große Ähnlichkeit mit Humussubstanzen und ist, wie oben S. 556f. ausgeführt, ja auch am resistentesten gegen Mikroorganismenangriffe. Übrigens finden sich in Pilzen und ebenso in Azotobacter auch ligninähnliche Komplexe<sup>6</sup> (S. 530 und S. 570). Daß weiterhin die Entstehung von Lignin aus aromatischen Sekretstoffen erklärt wird<sup>7</sup>, dürfte in den Rahmen der hier gegebenen Vorstellungen von der Bedeutung aromatischer Komplexe für die Entstehung der Humussubstanzen passen. Hier sei noch auf die Untersuchungen von S. A. WAKSMAN und K. R. N. JYER<sup>8</sup> verwiesen, wonach Lignin mit Eiweiß eine Verbindung von humusähnlichem Charakter gibt — „humus

<sup>1</sup> Zitiert S. 571, Anm. 3.

<sup>2</sup> FUCHS, W.: Kolloid-Z. **52**, 248, 350; **53**, 124 (1930). — STOKLASA, J.: Die biochemischen Vorgänge bei der Humusbildung durch die Mikroorganismen im Boden. Beitr. Biol. Pflanz. **17**, 272 (1929) — Zbl. ges. Forstwirtschaft. **56**, 184 (1930). — TOIT, M. M. S. DU, u. H. J. PAGE: Studies on the carbon and nitrogen cycles in the soil. III. The formation of natural humic matter. J. agricult. Sci. **20**, 455 (1930) — . . . IV. Natural and artificial humus acids. Ebenda **22**, 115 (1932). — PAGE, H. J.: . . . V. The origin of the humic matter of the soil. Ebenda **22**, 291 (1932). — TENNEY, F. G., u. S. A. WAKSMAN: Composition of natural organic materials and their decomposition in the soil. IV. The nature and rapidity of decomposition of the various organic complexes in different plant materials, under aerobic conditions. Soil Sci. **28**, 55 (1929).

<sup>3</sup> WAKSMAN, S. A., u. H. W. SMITH: J. amer. Soc. Agronomy **27**, 231 (1935). — DEMME, H.: Zitiert S. 556, Anm. 10.

<sup>4</sup> GROSSKOPF, W.: Stoffliche und morphologische Untersuchungen forstlich ungünstiger Humusformen. Tharandt. forstl. Jb. **86**, 1 (1935).

<sup>5</sup> Vgl. L. KALB: Analyse des Lignins. In KLEINS Handbuch der Pflanzenanalyse **3**, 2. Teil, 156 (insbes. S. 169). Berlin: Julius Springer 1932. — FREUDENBERG, F.: Tannin, Zellulose, Lignin. Berlin 1933.

<sup>6</sup> THOM, C., u. M. PHILLIPS: Lignin-like complexes in fungi. J. Wash. Acad. Sci. **22**, 237 (1932).

<sup>7</sup> TSCHIRCH, A.: Helvet. chim. Acta **17**, 992 (1934). — WEEVERS, TH.: Die Bildung aromatischer Stoffe und Terpene in der Pflanze. Proc. Akad. Wiss. Amsterd. **37**, 3 (1934).

<sup>8</sup> WAKSMAN, S. A., u. K. R. N. JYER: Synthesis of a humus nucleus, an important constituent of humus in soils, peats and composts. J. Wash. Acad. Sci. **22**, 41 (1932) — Contributions to our knowledge of the chemical nature and origine of humus. I. On the synthesis of the „humus nucleus“. Soil Sci. **34**, 43 (1932) — . . . II. The influence of „synthesized“ humus compounds and of „natural humus“ upon soil microbiological processes. Ebenda **34**, 71 (1932) — . . . III. The base-exchange capacity of „synthesized humus“ (ligno-protein) and of „natural humus“ complexes. Ebenda **36**, 57 (1933) — . . . IV. Fixation of proteins by lignin and formation of complexes resistant to microbiological decomposition. Ebenda **36**, 69 (1933). — Ein gleiches findet M. KHLUSTIKOWA-DIKUSSAR: Zitiert S. 565, Anm. 8. — Ferner: SANDHOFF, H.: Chemisch-physikalische Untersuchungen an Ligninen und deren Bedeutung als Boden- und Pflanzendünger. Kühn-Arch. **38**, 101 (1933).

nucleus“ —, die für Bakterien, besonders wenn der Eiweißanteil nicht zu groß ist, schwer angreifbar ist. Unter den komplexen Zellwandbestandteilen scheint nach S. A. WAKSMAN und H. W. REUSZER<sup>1</sup> noch der Uronsäurekomplex, Uron- und Polyuronsäuren (Galakturon- und Glykuronsäure), besonders widerstandsfähig zu sein und sich demgemäß bei der Humusbildung anzureichern. Sie fanden:

	Eichenblätter			Boden	
	Uronsäureanhydrid	Pentosane		Hemizellulosen	Uronsäure
Frisch. . . . .	11,53	11,80	gedüngt . . . . .	10,40	13,56
3 Jahre zersetzt	12,30	5,50	ungedüngt . . . .	5,80	23,16

Ob hier Beziehungen zu den bei der aeroben Zersetzung der Zellulose auftretenden oder vermuteten Polyglykuronsäuren vorliegen (vgl. S. 571), läßt sich zur Zeit nicht sagen.

Bei der Bildung humusartiger Stoffe ist möglicherweise auch das Licht nicht unbeteiligt. Es ist bekannt, daß sich die Bildung von Farbstoffen bei Pilzen teilweise nur unter dem Einfluß des Lichtes vollzieht, wie es z. B. R. EBELING<sup>2</sup> für *Penicillium funiculosum* zeigte, wobei einerseits die Intensität, andererseits die Wellenlänge des Lichtes ausschlaggebend sind: Die Wirkung des Lichtes nahm nach dem kurzwelligen Teil des Spektrums zum Blau hin zu. Es handelt sich dabei um Oxydationsvorgänge. Vermutlich werden auch die ultravioletten Strahlen dabei wesentlich beteiligt sein, und zwar um so mehr, als A. ITANO und A. MATSUURA<sup>3</sup> einen fördernden Einfluß dieser Strahlen auf die Pigmentbildung durch *Azotobacter chroococcum* fanden (vgl. S. 520) und J. A. BAKER<sup>4</sup> hierdurch eine Pigmentbildung bei säurefesten Bakterien feststellte. Auch A. J. KHOURI<sup>5</sup> stellte eine Förderung der Farbstoffbildung bei verschiedenen Bakterien durch diffuses Sonnenlicht fest; monochromatisches Licht wirkte, je nach der Bakterienart, verschieden. Im übrigen ist oben auf den möglichen Zusammenhang, der zwischen der Bildung von Farbstoffen durch Mikroorganismen und der von Humusstoffen besteht, eingegangen. Hier sei noch auf die Beteiligung von Mikroorganismen, namentlich *Actinomyces* ten, bei der Entstehung von Geruchstoffen, insbesondere des „Erdgeruches“, hingewiesen<sup>6</sup>.

Hinsichtlich der Abhängigkeit der Entstehung des Humus von äußeren Bedingungen seien hier nur einige Angaben über den Einfluß des Ausgangsmaterials, das sicherlich von größter Wichtigkeit ist, gemacht. Zwar ist der Boden selbst von Bedeutung, denn auf armen Sandböden kann nach WITTICH<sup>7</sup> selbst die Buche Rohhumus bilden, aber Nadelhölzer liefern stets einen schlechteren, saureren Humus als Laubhölzer<sup>7, 8</sup>. Eingehende Untersuchungen über die Beziehungen zwischen Pflanzenassoziation und Humusbildung stellten

<sup>1</sup> WAKSMAN, S. A., u. H. W. REUSZER: On the origin of the uronic acids in the humus of soil, peat and composts. *Soil Sci.* **33**, 135 (1932).

<sup>2</sup> EBELING, R.: Über den Einfluß von Licht auf die Farbstoffbildung bei *Penicillium funiculosum* Thom. *Arch. Mikrobiol.* **9**, 1 (1938).

<sup>3</sup> ITANO, A., u. A. MATSUURA: Zitiert S. 520, Anm. 5.

<sup>4</sup> BAKER, J. A.: Light as a factor in the production of pigment by certain bacteria. *J. Bacter.* **35**, 625 (1938).

<sup>5</sup> KHOURI, A. J.: Les bactéries chromogène. Recherches sur l'influence de la lumière et de la composition du milieu de culture sur la fonction chromogène. Dissertation Lausanne 1937.

<sup>6</sup> NICOL, H.: The odor of soil. *Parfumery a. Essential Oil Record* **24**, 84 (1933). — n THAYSSSEN, A. C.: The origin of an earthy or muddy taint in fish. I. The nature and isolation of the taint. *Ann. appl. Biol.* **23**, 99 (1936) — . . . II. The effect on fish of the taint produced by an odoriferous species of *Actinomyces*. Ebenda **23**, 105 (1936).

<sup>7</sup> WITTICH: Mitt. Forstwirtsch. u. Forstwiss. **1933**, 115.

<sup>8</sup> RÜHL, A.: Angaben über die Humusazidität der Pflanzenunionen estländischer Wälder. *Loodusuurijata Seltsi Aruanded* **42**, 186 (1936). *Ref. Bot. Zbl.* **30**, 149.

P. SILLINGER und F. PETRŮ<sup>1</sup> im slowakischen Erzgebirge an. Sie fanden eine Verminderung der Bakterien, eine relative Zunahme der Pilze, eine Abnahme der Nitrifikation und eine erhöhte Bildung von Humusstoffen in folgender Reihenfolge: 1. *Oxalis acetosella*, *Asperula odorata* (vorwiegend Buche); 2. *Oxalis acetosella*, *Majanthemum bifolium* (wenig Buche, vorwiegend Fichte); 3. *Vaccinium myrtillus*, *Homogyne alpina* (reine Fichte). M. DEYL<sup>2</sup> fand in Karpaten-Rußland folgende Abnahme der Zersetzungsfähigkeit in bestimmten Pflanzenassoziationen: *Adenostylis*, *Deschampsia*, *Vaccinium*, *Sphagnum*. V. E. SVINHUFVUD<sup>3</sup> erkannte eine Parallelität zwischen Zahl und Tätigkeit der Mikroorganismen und den CAJANDERSchen Waldtypen. Milder Humus und Rohhumus sind denn auch nach L. G. ROMELL<sup>4</sup> nicht dem Grade der Zersetzung, sondern dem Wesen ihrer Entstehung nach verschieden. Auch bei der Entstehung von Hochmoortorf ist nach F. G. TENNEY und S. A. WAKSMAN<sup>5</sup> die schwere Zersetzbarkeit der *Sphagnum*-Polysaccharide entscheidend. Hier sei auch noch auf die Beobachtung von F. BOAS<sup>6</sup> hingewiesen, wonach einige Pflanzen, wie namentlich *Ranunculus acer* und *bulbosus*, und zwar diese durch ihren Gehalt an Anemonin, eine besonders auffallende Widerstandsfähigkeit gegen Zersetzung zeigen. Mit fortschreitender Bildung des Humus verlangsamt sich der Umsatz, wie E. MELIN<sup>7</sup> unter Benutzung von Pilzkulturen und Messung der Kohlensäurebildung in der F- (fermentation) und H- (humified) Schicht von Waldböden zeigte. Jedoch hebt N. MALČEWSKAJA<sup>8</sup> hervor, daß eine mikrobiologische Charakteristik von Bodentypen oder Horizonten in Waldböden kaum möglich sei, da die geringsten Schwankungen klimatischer, physikalischer und anderer Faktoren die Verhältnisse ändern<sup>9</sup>.

Über die Zersetzung der Humusstoffe im Boden<sup>10</sup>, die die Quelle der im umgedüngten Boden erfolgenden Mineralisation darstellt, ist immer noch so gut wie nichts bekannt. Das wird am besten dadurch beleuchtet, daß die an der Zersetzung von Humusstoffen beteiligten Mikroorganismen in der 494 Seiten Text einnehmenden Darstellung über Humus von S. A. WAKSMAN<sup>11</sup> auf S. 333 mit einem einzigen Satz über die wahrscheinliche Beteiligung von höheren Pilzen und Actinomyceten abgefertigt werden. Durch die S. 496 besprochenen Untersuchungen von H. BURGEFF über die Mykorrhiza hat allerdings die

<sup>1</sup> SILLINGER, P., u. F. PETRŮ: Untersuchungen über die Mikrobiologie und Biochemie des Bodens einiger Waldgesellschaften im slowakischen Erzgebirge (Slovenské Rudohorie) mit besonderer Berücksichtigung des Fichtenwaldes. Beih. z. bot. Zbl. A **57**, 173 (1937).

<sup>2</sup> DEYL, M.: Über die Mikrobiologie der alpinen Böden in den Ostkarpaten. Studia bot. Čechosl. **1**, 11 (1938).

<sup>3</sup> SVINHUFVUD, V. E.: Über die mikrobiologischen Unterschiede der Cajanderschen Waldtypen. „Patria“-nyomda R.-T., Budapest — 363455 — Felelős vezető: Magyary I.

<sup>4</sup> ROMELL, L. G.: Mull and duff as biotic equilibria. Soil Sci. **34**, 161 (1932).

<sup>5</sup> TENNEY, F. G., u. S. A. WAKSMAN: Composition of natural organic materials and their decomposition in the soil. V. Decomposition of various chemical constituents in plant materials under anaerobic conditions. Soil Sci. **30**, 143 (1930).

<sup>6</sup> BOAS, F.: Dynamische Botanik, S. 54ff. München: J. F. Lehmann 1937.

<sup>7</sup> MELIN, E.: Activities of some fungi in the different horizons of forest duff, as measured by CO<sub>2</sub>-evolution. Svensk Skogsw. Tidskr. **1934**, 147.

<sup>8</sup> MALČEWSKAJA, N.: Zur mikrobiologischen Charakteristik einiger Waldbodentypen. Poczowedenije **3**, 225 (1933). Ref. Zbl. Bakter. II **44**, 79.

<sup>9</sup> Zur Ökologie der Humusauflagerungen in Wäldern vgl. noch: ROMELL, L. G.: Ecological problems of the humus layer in the forest. Cornell Univ. Agr. Exper. Stat. Mem. **170** (1935).

<sup>10</sup> Auch die Humusstoffe in Braunkohle und Torf sind schwer zersetzlich: STALKOFF, Zw.: Über die Ausnutzung des organisch gebundenen Stickstoffs der Humusstoffe durch die Pflanze. Bodenkd. u. Pflanzenernähr. **6**, 186 (1938).

<sup>11</sup> WAKSMAN, S. A.: Zitiert S. 566, Anm. 5. — FALCK, R.: Nachweise der Humusbildung und Humuszehrung durch bestimmte Arten höherer Fadenpilze im Waldboden. Forstarch. **6**, 366 (1930). (Auf diese Arbeit bezieht sich die Bemerkung von S. A. WAKSMAN.)

schon vorher sehr wahrscheinliche Annahme von der Bedeutung der Pilze beim Humusabbau so gut wie völlige Sicherheit gewonnen. Es mag hier auch noch darauf aufmerksam gemacht werden, daß die verschiedenen Beobachtungen, wonach Actinomyceten und namentlich Pilze einerseits in sehr armen Naturböden vorherrschen, andererseits die Wegbereiter für Bakterien sind, besonders in Verbindung mit der S. 557f. erwähnten Tatsache, daß namentlich Pilze für die Zersetzung schwer angreifbarer Pflanzenbestandteile, wie Lignin, in Frage kommen, einen weiteren Hinweis dafür abgeben. Die offenbar engen Beziehungen zwischen Lignin und Humusstoffen, von denen oben gesprochen wurde, machen diesen Schluß noch zwingender. Nach D. FEHÉR<sup>1</sup> besteht ein deutlicher Zusammenhang zwischen der Bakterienzahl im Boden und dem Humusgehalt im Wechsel der Jahreszeiten bzw. der klimatischen Bedingungen, wie die beiden Abbildungen S. 448 und S. 453 zeigen: Dem Maximum der Bakterienzahl entspricht ein Minimum des Humusgehaltes. Ob dies allerdings als ein Beweis für den Abbau der Humusstoffe durch die Bakterien angesehen werden darf, muß noch dahingestellt bleiben, da die Wirkung auch indirekt, über das Wachstum der Pilze mit anschließender Bakterienentwicklung, wie oben bemerkt, erfolgt sein kann. Mit der Veränderung der Bakterienzahl geht eine Veränderung der  $p_H$ -Werte einher, deren Natur also nach D. FEHÉR<sup>1</sup> mikrobiologischer Natur ist, worauf ja auch die oben S. 441 erwähnte Methode der Bestimmung des biologischen Aktivitätsgrades des Bodens beruht. Hinsichtlich der Vorstellungen, die sich D. FEHÉR von dem Zustandekommen dieser  $p_H$ -Änderungen unter der Wirkung der Bakterientätigkeit macht, sei auf die Literatur verwiesen. Im einzelnen erscheinen die Vorgänge noch nicht recht klar, da z. B. zwei verschiedene Vorgänge, nämlich die Verarbeitung saurer Humusstoffe und die Kohlensäurebildung, mit entgegengesetzter Wirkung auf die  $p_H$ -Änderungen nebeneinander hergehen, während G. HWANG<sup>2</sup> in der Ammoniak- und Nitratbildung die Ursachen der  $p_H$ -Änderungen sieht. Das folgende Beispiel nach D. FEHÉR<sup>3</sup> zeigt den Zusammenhang zwischen Bakterienentwicklung,  $p_H$ -Werten und Humusgehalt bei verschiedener Wasserversorgung des Bodens und verschiedener Temperatur:

Wassergehalt des Bodens in Proz.	21° C			30° C		
	Zahl der Bakterien in Mill.	$p_H$ -Wert	Humus- gehalt in Proz.	Zahl der Bakterien in Mill.	$p_H$ -Wert	Humus- gehalt in Proz.
1	2,40	5,21	2,29	1,04	5,18	2,20
2	2,20	4,96	1,95	2,00	5,17	2,16
5	2,68	5,15	2,40	1,90	5,30	2,10
8	3,10	5,00	1,50	2,70	5,21	2,10
10	4,10	4,50	0,92	3,90	5,14	1,83
15	5,20	4,80	0,95	5,00	4,61	0,88
20	6,00	4,60	0,97	6,50	4,74	0,79
25	6,50	5,30	0,70	8,50	4,84	0,68
30	3,20	5,50	1,20	5,90	5,54	0,77
35	3,40	5,70	2,26	4,80	5,52	0,93
40	2,90	5,94	2,58	3,20	6,34	1,40

<sup>1</sup> FEHÉR, D.: Experimentelle Untersuchungen über die mikrobiologischen Grundlagen der Bodenazidität. Arch. Mikrobiol. **3**, 609 (1932) — . . . II. Ebenda **5**, 402 (1934) — Untersuchungen über die Mikrobiologie des Waldbodens. Berlin: Julius Springer 1933. — FEHÉR, D., u. M. FRANK: Experimentelle Untersuchungen über den Einfluß der Temperatur und des Wassergehaltes auf die Tätigkeit der Mikroorganismen des Bodens. Arch. Mikrobiol. **8**, 249 (1937).

<sup>2</sup> HWANG, G.: Stickstoffumsetzungen und Aziditätsänderungen in verwesender Waldstreu und in humosen Böden. Diss. München 1936.

<sup>3</sup> FEHÉR, D.: Anm. 1 (1937).

Höhere Temperatur und Feuchtigkeit scheinen danach den Abbau der Humussubstanzen sehr zu fördern. Es wäre möglich, daß darauf der starke Schwund der Humusstoffe in tropischen Böden zurückzuführen ist, wie ihn z. B. TH. DE CAMARGO und P. VAGELER<sup>1</sup> hervorheben.

Die Überzeugung, daß die für die Ackerkultur praktisch so wichtigen Humusstoffe nur durch Zufuhr organischer Düngemittel zum Boden genügend erhalten werden können und daß darauf ihr besonderer Wert gegenüber der ausschließlichen Anwendung künstlicher Düngemittel beruht, hat sich weiter und unwiderleglich gefestigt, wie z. B. aus der S. 534 f. erwähnten Literatur hervorgeht. H. ENGEL<sup>2</sup> zeigte insbesondere, daß der Schwund der Humusstoffe schneller erfolgt, wenn Kalium und Phosphorsäure in ausreichendem Maße vorhanden sind, als wenn einer der beiden Stoffe fehlt. H. F. HOLTZ und S. C. VANDECAVEYE<sup>3</sup> zeigten, daß sommerliche Brache zu Humusverlusten führt. Von verschiedenen Autoren<sup>4</sup> wird weiter bestätigt, daß das C/N-Verhältnis der Humusstoffe im Boden sich auf 10 : 1 einstellt. Gerade diese Verhältnisse scheinen dringend der mikrobiologischen Durcharbeitung bedürftig, denn zweifellos hängt diese Erscheinung mit dem Stoffwechsel der Bakterien insofern zusammen, als diese Verhältniszahl ungefähr der Zusammensetzung des Bakterienkörpers entspricht, sofern nicht, wie in den oben erwähnten Fällen, eine starke Schleimbildung das Verhältnis zugunsten des C verschiebt. Die Schleimbildung dürfte aber das Zeichen einer überwiegenden Kohlenstoffernährung sein. Fehlt sie, so beträgt der Stickstoffgehalt der Bakterien an 10%, wie die S. 530 über *Azotobacter* und die S. 512 über Knöllchenbakterien angeführten Zahlen dartun. Noch ein anderer Gesichtspunkt ist hier wichtig: wenn die Humusstoffe des Bodens in verhältnismäßig geringem Umfange mineralisiert werden, so liegt das nicht allein an ihrer schweren Angreifbarkeit. Es kommt noch hinzu, daß die Bakterien, entgegengesetzt zu den früheren Anschauungen, recht ökonomisch arbeiten, wie dieses G. PELLEGRINI<sup>5</sup> zeigte. In dem genauer bestimmten Falle des *Bacillus silvaticus*, eines sporenbildenden Erdbakteriums, betrug der ökonomische Koeffizient, d. h. die auf 100 g Zucker gebildete Bakterienmasse, bei einem Stickstoffgehalt von rund 8% 15, er stellt sich aber bei Schleimbildnern anscheinend auf das Doppelte und noch darüber. Für *B. globiforme* hat bereits H. J. CONN<sup>6</sup> auf diese Tatsache aufmerksam gemacht. Somit unterscheiden sich die aerob arbeitenden Bakterien kaum von den Pilzen. Die geringe Bewertung der Bakterien beruht offenbar darauf, daß man, unbewußt, bei ihnen den Maßstab der anaerob arbeitenden Formen angelegt hat. Im Erdboden dürften aber die aeroben Verhältnisse entscheidend sein. Außerdem kommt hinzu, daß im Erdboden zum größten Teil, bei fortgeschrittener Zersetzung der organischen Stoffe, also im Stadium des reinen Humuszustandes, ganz andere Verbindungen als etwa Zucker (das für Kulturen übliche Kohlenstoffmaterial) zur Verfügung stehen. Es ist sehr wahrscheinlich, daß sich dabei ein gegenüber Zucker höherer ökonomischer Koeffizient

<sup>1</sup> CAMARGO, TH. DE, u. P. VAGELER: Probleme der tropischen und subtropischen Bodenkunde. Bodenkde u. Pflanzenernährg **4**, 137 (1937). Im Untergrund findet sich infolgedessen unter Umständen ein ungeheurer Nitratgehalt, der bis zu Tonnen je Hektar steigen kann.

<sup>2</sup> ENGEL, H.: Ist eine feldmäßige mineralische Volldüngung auf dem Freiland ohne Einfluß auf die Mikroorganismen-tätigkeit im Boden? Zbl. Bakter. II **92**, 490 (1935).

<sup>3</sup> HOLTZ, H. F., u. S. C. VANDECAVEYE: Organic residues and nitrogen fertilizers in relation to the productivity and humus content of Palouse silt loam. Soil Sci. **45**, 143 (1938).

<sup>4</sup> SALTER, F. J.: The carbon-nitrogen ratio in relation to the accumulation of organic matter in soils. Soil Sci. **31**, 413 (1931). — SPRINGER, U.: Z. Pflanzenernährg A **23**, 1 (1932). — Ferner Anm. 2.

<sup>5</sup> PELLEGRINI, G.: Zitiert S. 469, Anm. 3.

<sup>6</sup> CONN, H. J.: Vgl. S. 469.

ergeben würde<sup>1</sup>. Tatsächlich arbeiten die Bakterien also nicht verschwenderisch, sondern verhältnismäßig haushälterisch, was, wie gesagt, für die Höhe bzw. Geringfügigkeit der Mineralisation entscheidend sein kann, wie dieses S. 469 schon angedeutet wurde.

### Kreislauf der Mineralstoffe.

Soweit Mineralstoffe als Nähr- bzw. Aufbaustoffe der Mikroorganismen in Frage kommen, sind sie an gegebener Stelle behandelt. Im Kreislauf der Stoffe spielen die sich dabei vollziehenden Vorgänge eine verhältnismäßig geringe Rolle; bedeutsamer sind in dieser Hinsicht die Umsetzungen, die nicht auf dem Wege des Einbaues der Mineralstoffe in die Mikroorganismensubstanz erfolgen und die im folgenden behandelt werden<sup>2</sup>.

Zusammenfassende Darstellungen über Schwefelbakterien und schwefelfreie Purpurbakterien liegen von D. ELLIS<sup>3</sup> und W. BAVENDAMM<sup>3</sup> vor. Die bekannte große Form *Beggiatoa mirabilis* wurde von Z. KLAS<sup>4</sup> in 2 Formen zerlegt, nämlich *B. mirabilis* (14,8–21,4  $\mu$  breit) und *B. gigantea* (26,4–42,8 bzw. 55  $\mu$  breit). Der gleiche Autor<sup>5</sup> fand noch weitere große Formen, so die neue Gattung *Thiosiphon*, schlauchförmige, querwandlose Fäden von 1–1,5 mm Länge, die allmählich basipetal oblonge „Gonidien“ abschnüren, sowie *Thiothrix Voukii* und *longiarticulata*, 30 bzw. 6,6  $\mu$  breit. Endlich beschreibt V. CZURDA<sup>6</sup> thermophile Schwefelbakterien im Thermalwasser von Pistyan, z. B. *Thiospirillum pistiense* aus 60–67° C heißem Wasser. Über die Verbreitung von Formen, die elementaren Schwefel oxydieren (*Thiobacillus thiooxydans*), ist man noch wenig unterrichtet. Während R. L. STARKEY<sup>7</sup> nur in 2 von 29 Bodenproben, von denen eine vorher mit *Th. thiooxydans* infiziert war, Bakterien fand, die Schwefel autotroph oxydieren können, stellten andere Autoren<sup>8</sup> teils Ähnliches fest, teils hatten sie andere

<sup>1</sup> Inzwischen haben denn auch weitere Versuche am Institut des Verfassers mit anderen Bakterien noch höhere ökonomische Werte ergeben, als G. PELLEGRINI sie fand.

<sup>2</sup> Dieser Gegenstand wird in seinen Grundzügen in folgender Vortrags- bzw. Veröffentlichungsfolge behandelt: SMIT, J.: Omzettingen van anorganische stoffen door microorganismen in den bodem. Chem. Weekbl. **35**, 494 (1938). — HARMSSEN, G. W.: Biologische ijzeromzettingen in den bodem. Ebenda S. 495. — MULDER, E. G.: Omzettingen van koperen mangaanverbindingen door bacterien en schimmels. Ebenda S. 500. — BAAS-BECKING, L. G. M.: De kringloop van de zwavel en haar belang voor de bodemkunde. Ebenda S. 502. — GERRETSEN, F. C.: De rol van de microben bij de phophaat-huishouding in den grond. Ebenda S. 504.

<sup>3</sup> Zusammenfassende Darstellungen über Schwefelbakterien: ELLIS, D.: Sulphur bacteria — a Monograph. London: Longmans, Green & Co. 1932. — BAVENDAMM, W.: Kultur der am Kreislauf des Schwefels beteiligten Bakterien. Handbuch der biologischen Arbeitsmethoden Abt. XII, Teil 2, 483 (1934) — Die Physiologie der schwefelspeichernden und schwefelfreien Purpurbakterien. Erg. Biol. **13**, 1 (1936). — BUNKER, H. J.: A review of the physiology and biochemistry of the sulfur bacteria. Dep. Sci. a. Ind. Res. Chem. Res. Special Rpt. **1936**, Nr 3, 1. — KLAS, Z.: Die thiothermale Vegetation im Hafen von Split. Acta Adriatica **2**, 47 (1938).

<sup>4</sup> KLAS, Z.: Über den Formenkreis von *Beggiatoa mirabilis*. Arch. Mikrobiol. **8**, 312 (1937).

<sup>5</sup> KLAS, Z.: Zwei neue Schwefelbakterien — *Thiothrix Voukii* n. spec. et *Th. longiarticulata* n. sp. Arch. Protistenkunde **88**, 121 (1936) — *Thiosiphon*, eine neue Gattung der Schwefelbakterien. Sitzgsber. Akad. Wiss. Wien, Math.-naturwiss. Kl., Abt. I **145**, 209 (1936).

<sup>6</sup> CZURDA, V.: Über eine neue autotrophe und thermophile Schwefelbakteriengesellschaft. Zbl. Bakter. II **92**, 407 (1935) — Weiterer Beitrag zur Kenntnis der neuen autotrophen und thermophilen Schwefelbakteriengesellschaft. Ebenda **96**, 138 (1937).

<sup>7</sup> STARKEY, R. L.: Isolation of some bacteria which oxidize thiosulfate. Soil Sci. **39**, 197 (1935).

<sup>8</sup> Zu diesen Fragen vgl. noch: AQUINO, D. I.: Studies on the sulfur-oxidizing bacteria. Univ. Philippines Nat. and Appl. Sci. **2**, 309 (1932). — AYYAR, C. V. R.: Biological oxidation



Ergebnisse, u. a. fand D. CARBONE<sup>1</sup> dieses Bakterium in einem Schwefelager und in einem sauren Torfboden von  $p_H$  4. Viel häufiger waren dagegen Bakterien, von denen neue Formen beschrieben werden, die Schwefel unter schwach alkalischen Bedingungen oxydieren. Bakterien, die Thiosulfat oxydieren, fanden sich in allen Böden. *Th. thioparus* lagert dabei elementaren Schwefel ab<sup>2</sup>. Nach R. L. STARKEY<sup>3</sup> bilden indessen weder *Th. thiooxydans* noch andere Formen, die fakultativ autotroph sind, aus Thiosulfaten oder elementarem Schwefel Polythionsäure, sondern nur Schwefelsäure. Das Auftreten von Polythionaten ist der Tätigkeit heterotropher Mikroorganismen zuzu-

of sulphur. Part III. A sulphur oxidizing organism from activated sludge. *J. Indian Inst. Sci.* **12** A, 278 (1929). — AYYAR, C. V. R., u. R. V. NORRIS: Biological oxidation of sulphur. Part II. Effect on the microflora of activated sludge. *Ebenda* **12** A, 275 (1929). — AYYAR, C. V. R., T. S. S. PERUMAL u. R. V. NORRIS: The oxidation of sulphur in suspensions of activated sludge and its influence on the solubilization of mineral phosphates. *Ebenda* **11** A, 85 (1928). — DEFLANDRE, G.: Sur quelques „Sulfobactéries“ peu connues. *Bull. Soc. France Microsc.* **6**, 93 (1937). — EMOTO, Y.: Über eine neue schwefeloxydierende Bakterie. *Botanic. Mag. (Tokyo)* **42**, 421 (1928) — Über drei neue Arten der schwefeloxydierenden Bakterien. *Proc. imp. Acad. (Tokyo)* **5**, 148 (1929). — GUITTONNEAU, G.: L'oxydation microbienne du soufre dans ses rapports avec l'évolution de la matière azotée dans le sol. *Proc. 1. Internat. Congr. Soil Sci.* **3**, 274 (1928). — GUITTONNEAU, G., u. J. KEILING: Sur la séparation de deux produits de solubilisation du soufre dans une terre enrichie en matière organique. *C. r. Acad. Sci. Paris* **191**, 277 (1930) — Sur la formation de polythionates supérieurs au cours de la solubilisation du soufre élémentaire dans le sol. *Ebenda* **195**, 679 (1932) — L'évolution et la solubilisation du soufre élémentaire dans la terre arable. *Annales agronom.*, N. s. **2**, 690 (1932). — LANGE-POSDEEVA, I. P.: Zur Frage von der Oxydation von Schwefel und Hyposulfit durch Thionsäurebakterien. *Arch. biol. Nauk. (Arch. biol. Sci. Inst. exper. Med. Leningrad)* **30**, 189 (1930). — MONTI, A.: Zitiert S. 579, Anm. 1. — PAINE, S. G., F. V. LINGGOOD, F. SCHIMMER u. T. C. THRUPP: The relationship of micro-organisms to the decay of stone. *Phil. Trans. roy. Soc. Lond. B* **222**, 97 (1933). — ROUNTREE, P. M.: The bacteriological oxidation of sulfur in an Australian soil. *Austral. J. exper. Biol. a. med. Sci.* **11**, 209 (1933). — SKINNER, C. E., u. I. J. NYGARD: Presence of *Azotobacter* and absence of *Thiobacillus thiooxydans* in peat soils. *Ecology* **11**, 558 (1930). — SZIMMAT, H.: Der Schwefelkreislauf eines Hochmoores und eines Erlenbruches im Jahreswechsel und im Vergleich mit einem Gartenboden. *Bot. Archiv* **33**, 136 (1931). — TJULPANOVA-MOSSEVITCH, M. W.: Denitrifikation auf dem anorganischen Nährboden. *Arch. Sci. Biol.* **30**, 203 (1930). — WILSON, J. K., u. H. W. HIGBEE: The presence and distribution of sulfolying bacteria in mineral and peat soils. *J. amer. Soc. Agronomy* **24**, 806 (1932). — WUDKE, E. H.: Das Vorkommen von *Thiobacillus thioparus* und *Th. thiooxydans* in Wildböden und die Formenfülle in Kulturen von *Thioparus*. *Bot. Archiv* **34**, 287 (1932). — Über halophile Schwefelbakterien vgl.: ISSATSCHENKO, B. L., u. A. G. SALIMOWSKAJA: Zur Morphologie und Physiologie der Thionsäurebakterien. *Izv. gosudarstv. Inst. gidrobiol. (Proc. Govt. hydrobiol. Inst.)* **21**, 61 (1928) — Über Thiobakterien der Salzseen. *Proc. Internat. Congr. Plant Sci.* **1**, 224 (1929). — SALIMOWSKAJA, A. G.: Zur Frage der Oxydation von Hyposulfit durch Bakterien (eine neue Form von Thionsäurebakterien). *Mem. Inst. Hydrol. (Leningrad)* **4**, 37 (1931). — SASLAWSKY, A. S.: Über eine obligat halophile Thionsäurebakterie. *Zbl. Bakter. II* **72**, 236 (1927) — Zur Frage der Wirkung höherer Salzkonzentrationen auf die biochemischen Prozesse im Limanschlamm. *Ebenda* **73**, 18 (1928) — Thionic acid bacteria of estuaries. *J. All-Russian Congr. Bot. Leningrad* **1928**, 202. — SASLAWSKY, A. S., u. S. S. CHAIT: Über den Einfluß der Konzentration des Natriumchlorids auf einige biochemische Prozesse in den Limanen. *Zbl. Bakter. II* **77**, 18 (1929). — SASLAWSKY, A. S., u. N. HARZSTEIN: Über die Einwirkung gewisser Salze auf obligat-halophile Thionsäurebakterien. *Ebenda* **80**, 165 (1930). — Vgl. ferner S. 477.

<sup>1</sup> CARBONE, D.: À propos de „*Thiobacillus thiooxydans*“ *Waksm. Soc. Internat. Microbiol. Sez. Ital.* **10**, 144 (1938). — L. D. STURM fand ebenfalls Schwefel und Thiosulfat oxydierende Bakterien in schwefelhaltigen Gesteinen: Zitiert S. 581, Anm. 4.

<sup>2</sup> STARKEY, R. L.: Formation of sulfide by some sulfur bacteria. *J. Bacter.* **33**, 545 (1937).

<sup>3</sup> STARKEY, R. L.: The production of polythionates from thiosulfate by microorganisms. *J. Bacter.* **28**, 387 (1934) — Cultivation of organisms concerned in the oxidation of thiosulfate. *Ebenda* **28**, 365 (1934) — Products of the oxidation of thiosulfate by bacteria in mineral media. *J. gen. Physiol.* **18**, 325 (1935).

schreiben, die in Gegenwart von organischer Substanz diese Oxydation durchführen; festgestellt wurde diese Fähigkeit z. B. bei *Pseudomonas fluorescens* und *aeruginosa*, sowie *Achromobacter Hartlebii*. In diesem Zusammenhang sei noch auf die Beobachtungen von G. A. NADSON und N. A. KRASSILNIKOV<sup>1</sup> hingewiesen, die, unter Bestätigung älterer Beobachtungen an Schimmelpilzen, für Hefe zeigen, daß sie in Gegenwart von Schwefelwasserstoff Schwefeltröpfchen ablagert, die in frischer Würze wieder verschwinden. Ferner konnten H. H. BARBER und R. B. BURROWS<sup>2</sup> ein nicht sporenbildendes Stäbchen auffinden, das bei Cystin als einziger Kohlenstoff-, Stickstoff- und Schwefelquelle Ammoniak und elementaren Schwefel in annähernd äquimolekularem Verhältnis bildet, aber keinen Schwefelwasserstoff. Derartige Beobachtungen zeigen, daß man den gewöhnlichen heterotrophen Mikroorganismen den autotrophen Schwefelbakterien gegenüber im Kreislauf des Schwefels eine nicht zu geringe Rolle beimessen darf, und zwar ganz besonders im Erdboden. Vielleicht beruht die Bedeutung der letztgenannten in erster Linie auf der Anpassung an den freien Schwefelwasserstoff und an die Verhältnisse im Wasser, wie namentlich die Anpassung der Purpurbakterien an das Licht zeigt. Immerhin können nach L. J. J. POP<sup>3</sup> auch einige einzellige Grünalgen gewisse Mengen von Schwefelwasserstoff vertragen. Der Stoffwechsel der schwefeloxydierenden Purpurbakterien (*Thiorhodaceae*) und der grünen Bakterien ist nunmehr durch C. B. VAN NIEL und andere weitgehend geklärt worden<sup>4</sup>. Ohne daß

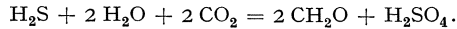
<sup>1</sup> NADSON, G. A., u. N. A. KRASSILNIKOV: Über Schwefeltröpfchen in Hefezellen. C. r. Acad. Sci. USSR. **1932**, Nr 10, 248. — Nach A. MONTI [I solfobacteri dei fanghi di Bormio. Boll. Soc. ital. Biol. sper. **1935**, 890] sind die Schwefeltröpfchen in Bakterien sehr instabil, verschwinden leicht und werden Kristalle. Durch Eintauchen in wässrige Silbernitratlösung bleiben sie stabil.

<sup>2</sup> BARBER, H. H., u. R. B. BURROWS: The production of free sulphur from l-cystine by a soil bacterium. *Biochem. J.* **30**, 599 (1936).

<sup>3</sup> POP, L. J. J.: The influence of hydrogen sulphide on growth and metabolism of green Algae. Diss. Leiden 1936. — Vgl. noch die Ablagerung von Schwefel in Algen: Über das Auftreten des Schwefelgügelchens im Zellinnern von einigen niederen Algen. *Botanic. Mag. (Tokyo)* **51**, 529 (1937).

<sup>4</sup> NIEL, C. B. VAN: Photosynthesis of bacteria. *Contrib. Marine Biol.* **1930**, 161 — On the morphology and physiology of the purple and green sulphur bacteria. *Arch. Mikrobiol.* **3**, 1 (1932) — Photosynthesis of bacteria. *Cold Spring Harbour Symposia on quantitative Biol.* **3**, 138 (1935) — Les photosynthèses bactériennes. *Bull. Assoc. Dipl. Microbiol. Nancy* **1936**, 3 — On the metabolism of the *Thiorhodaceae*. *Arch. Mikrobiol.* **7**, 323 (1936). — NIEL, C. B. VAN, u. F. M. MULLER: On the purple bacteria and their significance for the study of photosynthesis. *Rec. Trav. bot. néerl.* **28**, 245 (1931). — MULLER, F. M.: On the metabolism of the purple sulphur bacteria in organic media. *Arch. Mikrobiol.* **4**, 131 (1933). — GAFFRON, H.: Über den Stoffwechsel der schwefelfreien Purpurbakterien. *Biochem. Z.* **260**, 1 (1933) — Über die Kohlensäureassimilation der roten Schwefelbakterien. I. *Ebenda* **269**, 447 (1934) — Über den Stoffwechsel der Purpurbakterien. II. *Ebenda* **275**, 304 (1935) — Über die Kohlensäureassimilation der roten Schwefelbakterien. II. *Ebenda* **279**, 1 (1935). — ROELOFSEN, P. A.: On photosynthesis of the *Thiorhodaceae*. Diss. Utrecht 1935. — CZURDA, V.: Nachweis der Sauerstoffabscheidung im Assimilationsprozeß der *Thiorhodaceen*. *Arch. Mikrobiol.* **7**, 110 (1936). — CZURDA, V., u. E. MARESCH: Beitrag zur Kenntnis der Athiorhodobakterien-Gesellschaften. *Ebenda* **8**, 99 (1937). — EMERSON, R.: *Annual Rev. Biochem.* **6**, 535 (1937). — FRENCH, C. S.: The quantum yield of hydrogen and carbon dioxide assimilation in purple bacteria. *J. gen. Physiol.* **20**, 711 (1937). — LEHNER, A.: Zur Physiologie der Purpurbakterien. *Zbl. Bakter. II* **97**, 65 (1937). — NAKAMURA, H.: Über die Photosynthese bei der schwefelfreien Purpurbakterie *Rhodobacillus palustris*. I. Beiträge zur Stoffwechselphysiologie der Purpurbakterien. *Acta phytochim. (Tokyo)* **9**, 231 (1937) — Über die Kohlensäureassimilation von *Rhodospirillum giganteum*. II. Beiträge zur Stoffwechselphysiologie der Purpurbakterien. *Ebenda* **9**, 231 (1937) — Über das Vorkommen der Hydrogenlyase in *Rhodobacillus palustris* und über ihre Rolle im Mechanismus der bakteriellen Photosynthese. *Ebenda* **10**, 211 (1937). — EYMERS, J. G., u. E. C. WASSINK: On the photochemical carbon dioxide assimilation in purple sulphur bacteria. *Enzymologia* **2**, 258 (1938). — Über die Farbstoffe vgl.: SCHNEIDER, E.: Über das Bakteriochlorophyll der Purpurbakterien.

hier im einzelnen auf den Chemismus eingegangen werden kann, sei nur kurz erwähnt, daß in diesem Falle Schwefelwasserstoff oder elementarer Schwefel oder eine sonstige oxydierbare Schwefelverbindung als Wasserstoffdonator benutzt werden, wodurch im Licht, bei völligem Sauerstoffabschluß, die Reduktion der Kohlensäure erfolgt und die Schwefelverbindung oxydiert (dehydriert) wird. In seiner Gesamtheit und schematisch dargestellt verläuft der Vorgang folgendermaßen:



Im einzelnen ergeben sich mannigfache Verschiedenheiten, indem die einen Formen diese ganze Oxydationsspanne, andere nur Teilvorgänge durchführen, z. B. oxydieren die grünen Bakterien bis zum elementaren Schwefel. Einige Purpurbakterien vermögen auch ohne Schwefelverbindung mit organischen Stoffen zu gedeihen, und zwar ebenfalls im Licht und bei Sauerstoffabschluß. Es wird in diesem Falle die organische Verbindung als Wasserstoffdonator zur Reduktion der Kohlensäure benutzt, also nicht selbst unmittelbar zu den körpereigenen Stoffen aufgebaut. Gleiches<sup>1</sup> ist nun auch der Fall bei den nicht schwefeloxydierenden Purpurbakterien (*Athiorhodaceae*), die in eben dieser Weise arbeiten, womit also ein interessanter Zusammenhang zwischen Autotrophie und Heterotrophie gegeben ist. Von besonderen Einzelheiten sei noch erwähnt, daß freier Sauerstoff bei der Photosynthese der Purpurbakterien nicht ausgeschieden wird<sup>2</sup>; der Vorgang stellt sich also als eine äußerst zweckmäßige Einrichtung dar, an Orten, die durch das Vorhandensein von Schwefelwasserstoff und gleichzeitig durch Sauerstoffmangel ausgezeichnet sind, die Energiequelle des Schwefelwasserstoffes auszunutzen. Auch freier Wasserstoff kann zur Reduktion der Kohlensäure benutzt werden; im Licht vollzieht sich dieser Vorgang schneller als im Dunkeln<sup>3</sup>. Ferner können infrarote (ultrarote) Strahlen zur Assimilation benutzt werden<sup>4</sup>. Nach D. J. SAPOSCHNIKOFF<sup>5</sup> kann Schwefel durch Selen ersetzt werden. Hinsichtlich der natürlichen Verbreitung der Schwefelbakterien sei darauf hingewiesen, daß nach C. B. VAN NIEL<sup>6</sup> die roten und grünen Schwefelbakterien von der Konzentration des Schwefelwasserstoffes und der Wasserstoffionen abhängig sind. In künstlich erzielten Lebensgemeinschaften von *Athiorhodobakterien* fanden V. CZURDA und E. MARESCHE<sup>7</sup> 7 verschiedene

II. Mitt. Beiträge zur Physiologie der Farbstoffe der Purpurbakterien. Hoppe-Seylers Z. **226**, 224 (1934). — NIEL, C. B. VAN, u. J. H. SMITH: Studies on the pigments of the purple bacteria. I. On spirilloxanthin, a component of the pigment complex of *Spirillum rubrum*. Arch. Mikrobiol. **6**, 219 (1935). — GODNEW, T. N.: On bacterial chlorophyll and the accompanying yellow pigments. Microbiology **6**, 545 (1937). — FISCHER, H., R. LAMBRECHT u. H. MITTENZWEI: Über Bacterio-Chlorophyll. Hoppe-Seylers Z. **253**, 1 (1938). Danach unterscheidet sich das Bakterien-Chlorophyll von dem der höheren Pflanzen nur ganz unwesentlich.

<sup>1</sup> GAFFRON, H.: Zitiert S. 579, Anm. 4.

<sup>2</sup> VAN NIEL, C. B.: 1936. Zitiert S. 579, Anm. 4.

<sup>3</sup> ROELOFSEN, P. A., u. C. B. VAN NIEL: 1936; C. S. FRENCH. Zitiert S. 579, Anm. 4.

<sup>4</sup> GAFFRON, H.: 1934, 1935. Zitiert S. 579, Anm. 4. — Ferner Anm. 3. — TOKUDA, S.: On the metamorphosis of *Chromatium gracile* Strzeszewski. Botanic. Mag. (Tokyo) **50**, 338 (1936) — Physiology of *Chromatium gracile* Strzeszewski. Ebenda S. 393.

<sup>5</sup> SAPOSCHNIKOFF, D. J.: Über den Ersatz des Schwefels durch Selen in Reduktion der Kohlensäure. Microbiology **6**, 643 (1937). Ref. Zbl. Bakter. II **98** (454).

<sup>6</sup> VAN NIEL, C. B.: 1931. Zitiert S. 579, Anm. 4.

<sup>7</sup> CZURDA, V., u. E. MARESCHE: Zitiert S. 579, Anm. 4. — YIMBO, T.: Observations on the purple and green bacteria in a sulphur spring at Yumoto, Nikko. Botanic. Mag. (Tokyo) **51**, 872 (1937). — Weitere Angaben: HAMA, T.: Studien über eine neue *Rhodospirillum*-art aus Yumoto bei Nikko. J. Sci. Hiroshima Univ. B **1**, 135 (1930/33) — Nine species belonging to the order Thiobacteriales Buchanan, found in Hiroshima. Ebenda S. 157. — GINSBURG-KARAGITSCHewa, J.: Zur Frage der Züchtungsmethoden von purpurnen Schwefelbakterien. Zbl. Bakter. II **86**, 1 (1932). — CORBET, A. St.: A new species of *Rhodococcus*, found in soil in the Malay Peninsula. Zbl. Bakter. II **88**, 475 (1933).

Gruppen, nämlich 3 Rhodospseudomonasarten (Umänderung der Gattungsbezeichnung Rhodomonas), 2 Phaeomonasarten, 1 Rhodospirillumart und 1 Chlorospseudomonasart (nov. gen.). Diese waren physiologisch nicht einheitlich, sondern teils kohlenstoffautotroph, teils kohlenstoffmixotroph, teils obligat heterotroph, in diesem Falle jedoch nur *Spirillum rubrum*.

Die Unterscheidung verschiedener, die Desulfurikation durchführender Formen ist nach J. K. BAARS<sup>1</sup> nicht mehr haltbar, da *Spirillum desulfuricans*, *Vibrio aestuarii* und *Vibrio thermo-desulfuricans*, gewöhnliche, halophile und thermophile Arten, namentlich durch Temperaturänderungen ineinander übergeführt werden können und somit lediglich Anpassungsformen einer Art, *Vibrio desulfuricans*, sind. Die Anpassungsfähigkeit nimmt mit dem Alter ab. Die wichtigen Untersuchungen von R. STARKEY<sup>2</sup> zeigten dann weiter, daß es sich um einen sporenbildenden Organismus handelt, während die *Vibrio*- und *Spirillum*-arten bisher für sporenlos galten. Die Sporenbildung findet nur bei 55° C, nicht bei 30° C statt. Mit der Änderung der Züchtungstemperatur gehen morphologische Veränderungen einher. Der Organismus läßt sich auch aus erhitztem Ausgangsmaterial züchten, so daß offenbar in der Natur Sporen gebildet werden. Er erhält die neue Bezeichnung *Sporovibrio desulfuricans*, Familie Pseudomonaceae, Tribus Sporovibrionaceae. Als Energiequelle für die Desulfurikation können nach J. K. BAARS auch höhere gesättigte Fettsäuren als Energiematerial verwendet werden, dagegen keine Kohlenwasserstoffe, wie das Vorkommen im Petroleum vermuten ließe, nach V. O. TAUSSON und I. J. VESSELOV<sup>3</sup> auch Phenanthren, Naphthalin und Koniferenharze. L. D. STURM<sup>4</sup> fand in besonders großer Zahl Desulfurikanten in schwefelhaltigen Gesteinen, die unter einem derartigen Wasserüberschuß stehen, daß infolge anaerober Verhältnisse eine Desulfurikation möglich ist. Der geringe Sulfat- und häufige Schwefelwasserstoffgehalt von Ölwässern wird von T. L. GINSBURG-KARAGITSCHewa<sup>5</sup> auf Desulfurikation zurückgeführt. Der Desulfurikation schreibt man auch für die Entstehung von Erdöl Bedeutung zu (vgl. S. 586). Schwefelwasserstoff entsteht nicht nur auf dem Wege der Desulfurikation<sup>6</sup>, sondern auch im Reduktionsstoffwechsel vieler heterotropher Mikroorganismen, wobei alle möglichen Schwefelverbindungen als

<sup>1</sup> BAARS, J. K.: Over sulfatreductie door bacterien. Diss. Delft 1930. — Vgl. noch: CLARK, F. M.: The formation of hydrogen sulfid by thermophilic bacteria. Diss. Urbana (Illinois) 1933.

<sup>2</sup> STARKEY, R. L.: A study of spore formation and other morphological characteristics of *Vibrio desulfuricans*. Arch. Mikrobiol. **9**, 268 (1938). — Vorläufige Mitt.: Spore-formation by the sulphate reducing *Vibrio*. Koninkl. Acad. Wetensch. **41**, Nr 4 (1938).

<sup>3</sup> TAUSSON, V. O., u. I. J. VESSELOV: On the bacteriology of the decomposition of cyclical compounds at the reduction of sulphates. Microbiology **3**, 360 (1934); engl. Zusammenfassg 369.

<sup>4</sup> STURM, L. D.: The study of the microflora of sulphur-containing rocks. Microbiology **6**, 481 (1937); engl. Zusammenfassg 496.

<sup>5</sup> GINSBURG-KARAGITSCHewa, T. L.: Über die Ursache des schwachen Sulfatgehaltes der Ölwässer. Petroleum **33**, 7 (1937).

<sup>6</sup> Weitere Literatur: ARNAUDI, C.: Sulla produzione microbia di idrogeno solforato nel lago di Caprolace (Agro pontino). Boll. Ist. sieroter. milan. **15**, 467 (1936). — GRANDORI, L.: Le cycle du soufre dans le lac de Caprolace. Soc. Internat. Microbiol. Sez. Ital. **9**, 253 (1937). — MALIANZ, A. A.: Mikrobiologische Untersuchungen des kaspischen Meeresbodens. Baku-Moskau 1933. Ref. Zbl. Bakter. II **90**, 168. — MONTI, A.: Zitiert S. 579, Anm. 1. — RUBENTSCHIK, L. R. usw.: Zitiert S. 477, Anm. 1. — TAUSSON, W. O.: Zitiert S. 562, Anm. 15. — Zur Methodik des Nachweises von Schwefelwasserstoff vgl.: HUNTER, CH. A., u. H. G. CRECELIUS: Hydrogen sulphide studies. I. Detection of hydrogen sulphide in cultures. J. Bacter. **35**, 185 (1938). (Wismut besser als Eisen). — TITSLER, R. P., u. L. A. SANDHOLZER: Advantages of peptone iron agar for the routine detection of hydrogen sulphide production. Amer. J. publ. Health **27**, 1240 (1937). — Zo BELL, CL. E., u. C. B. FELTHAM: A comparison of lead, bismuth and iron as detectors of hydrogen sulphide produced by bacteria. J. Bacter. **28**, 169 (1934).

Quelle dienen können<sup>1</sup>. Die Bildung von Schwefelwasserstoff durch autotrophe schwefeloxydierende Bakterien, namentlich aus dem intermediär abgelagerten Schwefel, ist nur sehr gering<sup>2</sup>. In der Natur wird sie keinerlei Bedeutung besitzen.

Zusammenfassende Darstellungen der eisen- bzw. manganoxydierenden und auf diese Weise ausfällend wirksamen Organismen erschienen von N. D. CHOLODNY<sup>3</sup> sowie von P. DORFF<sup>4</sup>, der 17 Gattungen mit 42 Arten von Eisenbakterien angibt (9 Gattungen mit 22 Arten Haplobakterien, 7 Gattungen mit 18 Arten

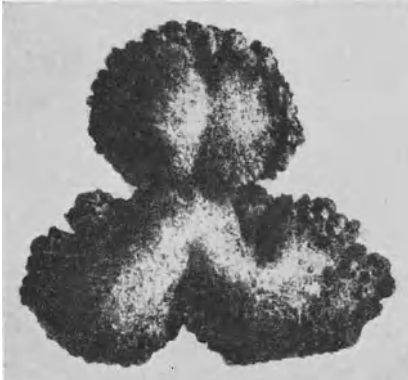


Abb. 12. Habitusbild von Eisenmanganknollen aus der Tiefsee. (Aus P. DORFF, nach J. MURRAY und A. F. RENARD.)

Trichobakterien und 2 Actinomyceten). Ferner geht nach C. R. BAIER<sup>5</sup> aus der zweitgenannten Arbeit von P. DORFF insbesondere die große Rolle hervor, die die so entstandenen Eisenablagerungen in der Natur spielen. Insbesondere sei auf die mannigfachen Eisenkonkretionen hingewiesen, wie sie nicht nur auf dem Lande bzw. in Südwasser, sondern auch in der Tiefsee vorkommen und die innen die radiale und konzentrische Schichtung schön zeigen, die durch das Wachstum der Mikroorganismen hervorgerufen ist (Abb. 12). Wie erwähnt, handelt es sich in derartigen Fällen auch um Mangan; H. BEGER<sup>6</sup> z. B. beschreibt die aus zwei norddeutschen Wasserwerken isolierte *Leptothrix echinata*, die vorwiegend

Mangan speichert. Die primäre Rolle der Mikroorganismen bei der Eisenoxydation wird allerdings von H. O. HALVORSON<sup>7</sup> bestritten. Davon ausgehend, daß es ihm nicht gelang, eine Kultur autotropher Eisenbakterien zu gewinnen, ist er der Ansicht, daß eine solche nur unter Bedingungen, unter

<sup>1</sup> CLARK, F. M., u. F. W. TANNER: Studies on the bacterial metabolism of sulfur. III. Fermentation of hydrogen sulfide by thermophilic bacteria. Zbl. Bakter. II **98**, 298 (1938). — KORSAKOWA, M. P.: Thiosulfatreduzierung durch Hefe. Microbiology **2**, 251 (1933). Ref. Zbl. Bakter. II **90**, 274 (1934). — STARKEY, R. L.: Formation of sulfide by some sulfur bacteria. J. Bacter. **33**, 545 (1937).

<sup>2</sup> STARKEY, R. L.: Zitiert Anm. 1. — VAN NIEL, C. B.: Zitiert S. 579, Anm. 4.

<sup>3</sup> CHOLODNY, N. D.: Methoden zur Kultur der Eisenbakterien. Handbuch der biologischen Arbeitsmethoden Abt. XII, Teil 2, 889. 1935 — Microbiology **4**, 421 (1935); nur russischer Text! — Kritische Bemerkungen über die Eisenbakterien. Beih. z. bot. Zbl. **48**, 391 (1931).

<sup>4</sup> DORFF, P.: Die Eisenorganismen. Pflanzenforsch. H. **16**. Jena: G. Fischer 1934 — Biologie des Eisen- und Mangankreislaufes. Berlin: Verlagsgesellsch. f. Ackerbau 1935. — Über Eisenbakterien in Thermalquellen vgl.: GYÖRFFY, L.: S. 457, Anm. 5. — BISWAS, K.: Studies on Indian iron-bacteria. Biol. generalis (Wien) **13**, 421 (1937). — PREOBRASHENSKAIA, M. R.: Die Eisenbakterien in den Quellen des Kurortes Lipetzka. Arch. Sci. Biol. **32**, 285 (1932). Ref. Zbl. Bakter. II **88**, 170.

<sup>5</sup> BAIER, C. R.: Die Bedeutung der Bakterien für die Bildung oxydischer Eisen- und Manganerze. Geol. Meere u. Binnengewässer **1**, 325 (1937).

<sup>6</sup> BEGER, H.: *Leptothrix echinata*, ein neues, vorwiegend Mangan fällendes Eisenbakterium. Zbl. Bakter. II **92**, 401 (1935).

<sup>7</sup> HALVORSON, H. O., u. R. L. STARKEY: Studies on the transformations of iron in nature. I. Theoretical considerations. J. physic. Chem. **31**, 626 (1927). — STARKEY, R. L., u. H. O. HALVORSON: . . . II. Concerning the importance of microorganisms in the solution and precipitation of iron. Soil Sci. **24**, 381 (1927). — HALVORSON, H. O.: . . . III. The effect of CO<sub>2</sub> on the equilibrium in iron solutions. Ebenda **32**, 141 (1931). — Die obigen Bemerkungen beziehen sich insbesondere auf die letztgenannte Arbeit.

denen das Eisen auch spontan oxydiert werde, möglich sei, von welchem Vorgang sich die Bakterien zufällig die Energie zunutze machen sollen. Das mag in manchen, wohl aber kaum in allen Fällen zutreffen, denn wir wissen z. B., daß die meisten autotrophen Bakterien auch bis zu einem gewissen Grade heterotroph zu leben vermögen. Demgegenüber sei auf die Arbeit von M. R. PREOBRAZHENSKAIA<sup>1</sup> verwiesen, wonach Eisenbakterien wie *Leptothrix ochracea*, *trichogenes*, *crassa* und ferner *Gallionella*, mikroaerophil seien, also nicht viel Sauerstoff brauchen sollen, und in der Tiefe der Gewässer baumwollartige Flocken oder gewundene spinnwebartige Fäden bilden, die farblos sind, sich bei Luftzutritt bräunen und dann in Stücke zerfallen. Die Bakterien sind in jenem Stadium von dünnen, ferrihaltigen Hüllen umgeben, bzw. es handelt sich je nach dem Organismus (*Gallionella*) um dünne Fäden mit Bakterien am Ende. Im braunen Stadium sind die Fäden bzw. die Stiele dick. Das farblose Stadium soll Eisenhydroprotoxyd enthalten. Eine gewisse Mittelstellung nimmt V. VOUK<sup>2</sup> ein, nach dem, wie auch nach P. DORFF, auch Blaualgen (Cyanophyceen) zu den eisenfällenden Mikroorganismen gehören, die entweder in den Scheiden oder im Schleim Eisen speichern oder Auflagerungen von Eisenkörnern tragen, wie es von vielen Algen (bei P. DORFF werden über 100 Arten aufgezählt) und anderen Wasserpflanzen bekannt ist, wobei es sich dann allerdings um die Tätigkeit auf-sitzender Bakterienkolonien, namentlich *Siderocystis* und *Siderocapsa*, handelt. Nach V. VOUK<sup>2</sup> ist zwischen obligater und fakultativer Eisenspeicherung zu unterscheiden, womit es wiederum zusammenhängen dürfte, daß die Speicherung teils aktiv, teils passiv erfolgt. A. BRUSSOFF<sup>3</sup> beschreibt rostfarbige Schichtungen in tuffähnlichen Sedimenten des „Landesbades“ in Aachen-Burtscheid, die durch Eisenspeicherung im Schleim von Kokken verursacht werden, während der Schleim der die Kokken begleitenden Stäbchen keine Eisenausfällung zeigt. Die Ausfällung kann demnach nicht allein vom Eisengehalt des Mediums abhängen. Andere von ihm beschriebene Bakterien speichern Eisenkarbonat.

An Werksteinen Londoner Gebäude stellten S. G. PAINE und Mitarbeiter<sup>4</sup> erhebliche Zerstörungen durch Bakterientätigkeit fest. Nitratbildner und Schwefelbakterien sollen dabei beteiligt, aber nicht entscheidend sein. Hauptsächlich handelt es sich um Nichtsporenbildner und in einem Falle um eine fluorescens-ähnliche Form. Im ganzen wurden 58, nicht weiter identifizierte Stämme isoliert. Nur ein Stamm, der sich in 15—16 Proben fand, war mehr als zwei Steinproben gemeinsam. Welches die besonderen Auslesebedingungen für die Tätigkeit dieser Formen sind, ist nicht bekannt. Jedenfalls genügte schon die Benetzung mit Regenwasser, um Kohlensäurebildung hervorzurufen. In welchem Umfange freie Schwefelsäure durch Sulfidoxydation entstehen kann, zeigt das von W. OHLE<sup>5</sup> angegebene Beispiel, nach dem in einer Ziegeleigrube im pyritführenden Tertiärton des Sachsenwaldes bei Hamburg ein 3,5 m tiefer Teich entstanden war, dessen Wasser durch die Oxydation des Pyrits 30 mg freie

<sup>1</sup> PREOBRAZHENSKAIA, M. R.: On the ecology and biology of iron bacteria. *Microbiology* **6**, 339 (1937); engl. Zusammenfassg 349.

<sup>2</sup> VOUK, V.: Über Eisenspeicherung durch Blaualgen. *Mikrochemie. Molisch-Festschrift* S. 439. 1936. — Eisenbakterien auf Rotalgen: STARMARCH, K.: *Acta bot. polon.* **13**, 127 (1936).

<sup>3</sup> BRUSSOFF, A.: Ein kalkfällendes Stäbchen und ein eisen- und kieselspeichernder Kokkus als Gesteinsbildner. *Arch. Mikrobiol.* **6**, 471 (1935) — *Corynebacterium ferreosilicium* n. sp. *Zbl. Bakter.* II **90**, 162 (1934) — Über eine eigenartig verzweigte, an Pilzhyphen sitzende, eisenspeichernde Bakterien-Zoogloea. *Arch. Mikrobiol.* **3**, 580 (1932).

<sup>4</sup> PAINE, S. G., F. V. LINGGOOD, F. SCHIMMER u. T. C. THRUPP: The relationship of microorganism to the decay of stone. *Phil. Trans. roy. Soc. Lond. B* **222**, 97 (1933).

<sup>5</sup> OHLE, W.: Der schwefelsaure Tonteich bei Reinbek. *Arch. f. Hydrobiol.* **30**, 604 (1936).

Schwefelsäure im Liter, bei einem  $p_H$ -Wert von 3,2—3,6, enthielt. Daß sich in Gesteinen unter gewissen Bedingungen auch Desulfurikation vollziehen kann, ist S. 581 erwähnt. Auch schwefeloxydierende Bakterien fanden sich dabei; demnach wird sich jedenfalls daran sofort eine Reoxydation des Schwefelwasserstoffes anschließen. Die Lösung von Pflanzennährstoffen durch Bakterien wurde weiterhin mehrfach untersucht. O. VERONA<sup>1</sup> zeigte eine solche für Eisenkarbonat. Auch der Niederschlag von Eisenphosphat in Nährlösungen wird gelöst, z. B. durch die außer  $\text{CO}_2$  keine Säure bildende Hefe<sup>2</sup>. O. VERONA<sup>3</sup> fand ferner für die Lösung von Trikalziumphosphat, daß Bakterien der Rhizosphäre von Cruciferen stärker lösen sollen als solche von Leguminosen und Gramineen, worauf die bekannte stärkere Aufschließung von Rohphosphaten durch Cruciferen zurückgeführt wird. Eine Aufschließung von Phosphorit durch *Bacillus mycoides* zeigte M. TYAGNY-RYADNO<sup>4</sup>, während K. D. JACOB und Mitarbeiter<sup>5</sup> stärkere Löslichkeit der Phosphorsäure bei einem Zusatz von Filtrierpapier ermittelten. Endlich finden D. FEHÉR und M. FRANK<sup>6</sup>, daß die zitronensäurelösliche Phosphorsäure und das Kalium nach einem durch den Verbrauch der Vegetation entstandenen sommerlichen Minimum wieder eine Zunahme erfahren, was offenbar auf die lösende bzw. mineralisierende Tätigkeit der Mikroorganismen zurückzuführen ist. In zahlreichen Arbeiten zeigten E. CASTELLANI und andere Autoren<sup>7</sup>, daß die Tätigkeit von Mikroorganismen

<sup>1</sup> VERONA, O.: À propos de la solubilisation bactérienne du carbonate de fer. Soc. Internat. Microbiol. Sez. Ital. **2**, 258 (1930) — Nouvelles recherches sur la solubilisation bactérienne du carbonate de fer. Ebenda **2**, 441 (1930).

<sup>2</sup> MALKOW, A. M., u. S. SMORODINSKAJA: The rôle of phosphates in the process of fermentation and oxidation. VI. Microbiology **4**, 541 (1935); engl. Zusammenfassg 547.

<sup>3</sup> VERONA, O., u. M. C. FERRETTI: Sur l'action de certains éléments oligodinamiques envers la solubilisation bactérienne du phosphate tricalcique. Soc. Internat. Microbiol. Sez. Ital. **1**, 190 (1930). — VERONA, O., u. G. LUCHETTI: La dissolution du phosphore par l'effet de l'activité des microbes de la „rhizosphère“. Ebenda **3**, 201 (1931).

<sup>4</sup> TYAGNY-RYADNO, M.: The relation of *Bacillus mycoides* with ammonification, nitrification and soil fertility. J. agricult. Sci. **23**, 335 (1933).

<sup>5</sup> JACOB, K. D., L. F. RADER u. T. H. TREMEARNE: J. Assoc. off. agricult. Chemists **19**, 449 (1936).

<sup>6</sup> FEHÉR, D., u. M. FRANK: Untersuchungen über den periodischen Kreislauf des Stickstoffs, des Phosphors und des Kaliums in den Waldböden. Z. Pflanzenernährg **43**, 5 (1936). — Mikrobiologische Untersuchungen über den dynamischen Kreislauf des Stickstoffs, des Phosphors und des Kaliums in den Ackerböden. Bodenkd u. Pflanzenernährg **1**, 196 (1936). — Die Festlegung und dann wieder anschließende Mineralisation von Phosphorsäure bei der Zersetzung pflanzlicher Rückstände stellen auch fest: DEMOLON, A., u. G. BARBIER: Contributions à l'étude de l'évolution des phosphates solubles dans les sols minéraux. Ann. Sci. agronom. franç. **47**, 329 (1930). — HILBERT, G. E., L. A. PINCK, M. S. SHERMAN u. T. H. TREMEARNE: Organic phosphates I. Fixation studies with three different soil types. Soil Sci. **46**, 409 (1938). — LOCKETT, J. L.: Nitrogen and phosphorous changes in the decomposition of rye and clover at different stages of growth. Soil Sci. **45**, 13 (1938). — STEPHENSON, R. E.: Effect of organic materials and fertilizer treatments upon the soluble nutrients in soils. Soil Sci. **45**, 467 (1938). Es wird starke Lösung durch mikrobiologisch gebildete Salpetersäure angegeben;  $\text{CO}_2$  soll nur in neutralen oder alkalischen Böden wirksam sein. Auch bei der Festlegung sind Mikroorganismen beteiligt. — TAM, R. K., u. O. C. MAGISTAD: Chemical changes during the decomposition of pineapple trash under field conditions. Soil Sci. **41**, 315 (1936).

<sup>7</sup> CASTELLANI, E.: Les microorganismes et l'absorption polaire du sol en rapport à la dynamique du calcium. Soc. Internat. Microbiol. Sez. Ital. **7**, 279 (1935) — Les microorganismes et l'absorption polaire du sol. Note II. Variations du rapport Ca/Mg. Ebenda **8**, 56 (1936) — Action de quelques formes microbiennes en culture pure sur l'absorption polaire du sol. Ebenda **8**, 197 (1936) — Le métabolisme de l'urée dans ses rapports avec la dynamique du sol. Ebenda **9**, 116 (1937) — À propos de la mise en liberté, par l'activité microbiologique, du phosphore lié au complexe colloïdal du sol. Ebenda **9**, 120 (1937). — DOJMI DI DELUPIS, S.: Sur les rapports entre la végétation et les microorganismes dans l'échange ionique du sol. Ebenda **9**, 14 (1937). — DOJMI DI DELUPIS, S., u. E. CASTELLANI: La rémotion biologique du calcium dans le sol par rapport à la production agricole. Ebenda **9**, 293 (1937).

im Boden auf die Entstehung von löslichem und austauschfähigem Kalzium und Magnesium, ferner auch auf die Löslichkeit der Phosphorsäure stark einwirkt; eine Zugabe von Zucker verstärkt stets die Löslichkeit, während eine Zugabe von Pepton und Harnstoff durch Ammoniakbildung die Löslichkeit erniedrigt, wobei jedoch die Löslichkeit der Phosphorsäure bei Harnstoff erhöht wurde. Doch sind diese Verhältnisse je nach der Pflanzen- und Mikroorganismenart verschieden. Auf die kolloidchemischen Vorstellungen im einzelnen, die zu den beobachteten Vorgängen führen, kann hier nicht eingegangen werden. Folgendes Beispiel erläutert die geschilderten Beobachtungen:

	Lösliches		Austausch-	
	Ca	Mg	Ca	Mg
Nach 20 Wochen:				
Steril . . . . .	17,52	1,48	330,24	20,96
Infiziert . . . . .	29,13	5,56	434,84	30,18
Infiziert + Glykose . . . . .	51,89	6,54	412,09	34,51
Nach 6 Monaten:				
Steril . . . . .	0,59	18,32	122	PO <sub>4</sub>
Steril + Harnstoff . . . . .	0,48	16,01	193	
Infiziert . . . . .	0,96	18,09	106	
Infiziert + Harnstoff . . . . .	0,23	8,29	448	

W. SAUERLANDT<sup>1</sup> weist endlich darauf hin, daß die Verbesserung der Phosphorsäureausnutzung durch Kalk zwanglos durch Berücksichtigung der biologischen, namentlich der mikrobiologischen Verhältnisse im Boden erklärt werden kann.

Was die Anteilnahme der Mikroorganismen an lithogenetischen Vorgängen anbetrifft, so sind die Ablagerungen durch Oxydation von Eisen und Mangan an anderer Stelle (S.582ff.) behandelt. Schwefelwasserstoffbildung durch Desulfurikation (S. 581) führt zur Ausfällung von Eisensulfid, die in der Tiefsee große Mächtigkeit erreichen kann; der gleiche Vorgang führte wohl auch zur Ausfällung des Kupfersulfides im Kupferschiefer. Quantitativ am stärksten dürfte die Rolle der Mikroorganismen bei der Entstehung ungeschichteter Kalksteine sein. Sie vollzieht sich zur heutigen Zeit nach W. BAVENDAMM<sup>2</sup> noch auf der Bahama-Bank in der tropischen Flachsee, in Lagunen, Buchten und Mangrovesümpfen. Besondere kalkfällende Bakterien gibt es nicht<sup>3</sup>, sondern eine ganze Reihe von Mikroorganismen wirken, sei es durch Ammoniakbildung, durch Nitratreduktion bzw. Denitrifikation, durch Desulfurikation oder durch Zerstörung organischer Kalksalze an solchen Vorgängen mit, wie folgende Übersicht nach J. SMIT<sup>4</sup> zeigt:

<sup>1</sup> SAUERLANDT, W.: Untersuchungen über die Salpeterbildung und die Umsetzungen der Phosphorsäure unter dem Einfluß von Kalkdüngung und dem Kalkgehalt der Böden. Z. Pflanzenernährg **45**, 129 (1936).

<sup>2</sup> BAVENDAMM, W.: Die mikrobiologische Kalkfällung in der tropischen See. Arch. Mikrobiol. **3**, 205 (1932) — Die Frage der bakteriologischen Kalkfällung in der tropischen See. Vorl. Mitt. Ber. dtsh. bot. Ges. **49**, 282 (1931). — BAIER, C. R.: Die Bedeutung der Bakterien für den Kalktransport in den Gewässern. Geologie Meere u. Binnengewässer **1**, 75 (1937).

<sup>3</sup> BRUSSOFF, A.: Über ein kalkspeicherndes Bakterium und die von ihm gebildeten „Kristalle“. Arch. Mikrobiol. **4**, 170 (1933). Es wäre zu prüfen, wieweit es sich bei dem beschriebenen, in der Aachener Kaiserquelle vorkommenden Bakterium, das durch Speicherung von CaCO<sub>3</sub> im Innern Involutionenformen („Bakteriosphärite“ oder „Biosphärite“) bilden soll, um eine spezifische Erscheinung handelt, was bei den folgenden Angaben kaum der Fall sein dürfte: BRUSSOFF, A.: Ein kalkfällendes Stäbchen und ein eisen- und kieselspeichernder Kokkus als Gesteinsbildner. Arch. Mikrobiol. **6**, 471 (1935). — KALANTRIAN, P., u. A. PETROSIAN: Über ein neues kalkfällendes Bakterium aus dem Sewan-See (Goktschasee), *Bacterium Sewanense spec. nov.* Zbl. Bakter. II **85**, 431 (1932).

<sup>4</sup> SMIT, J.: Zitiert S. 577, Anm. 2.



- I.  $(\text{NH}_4)_2\text{CO}_3 + \text{CaSO}_4 = \text{CaCO}_3 + (\text{NH}_4)_2\text{SO}_4$   
 II.  $4 \text{NaNO}_3 + 5 \text{„C“} + 2 \text{H}_2\text{O} = 4 \text{NaHCO}_3 + 2 \text{N}_2 + \text{CO}_2$   
 $2 \text{NaHCO}_3 + \text{CaSO}_4 = \text{CaCO}_3 + \text{Na}_2\text{SO}_4 + \text{CO}_2 + \text{H}_2\text{O}$   
 III.  $\text{Ca}(\text{HCO}_3)_2 + 2 \text{NH}_4\text{OH} = \text{CaCO}_3 + (\text{NH}_4)_2\text{CO}_3 + 2 \text{H}_2\text{O}$   
 IV.  $\text{Ca}(\text{HCO}_3)_2 = \text{CaCO}_3 + \text{CO}_2 + \text{H}_2\text{O}$   
 V.  $(\text{CH}_3\text{COO})_2\text{Ca} + 4 \text{O}_2 = \text{CaCO}_3 + 3 \text{CO}_2 + 3 \text{H}_2\text{O}$   
 VI.  $(\text{CH}_3\text{COO})_2\text{Ca} + \text{H}_2\text{O} = 2 \text{CH}_4 + \text{CO}_2 + \text{CaCO}_3$   
 VII.  $\text{CaSO}_4 + 2 \text{„C“} + \text{H}_2\text{O} = \text{CaCO}_3 + \text{CO}_2 + \text{H}_2\text{S}$   
 VIII.  $\text{CaSO}_4 + \text{CO}_2 + 8 \text{H} = \text{CaCO}_3 + \text{H}_2\text{S} + 3 \text{H}_2\text{O}$

Für kalkhaltiges Süßwasser werden weitere Angaben über die Kalkfällung durch Algen sowie auch durch Moose und andere Pflanzen gemacht<sup>1</sup>. Bemerkenswert ist noch die Angabe von J. WALLNER<sup>2</sup>, daß die Cyanophyce *Plectonema phor-midioides* den weichen Kalk von *Vaucheria* mit harten Kalkkrusten überdeckt. Daß auch andere schwer lösliche Verbindungen durch Mikroorganismen-tätigkeit ausgefällt werden und zu Ablagerungen von gewissem Umfange führen können, ist zu erwarten. So wird von A. BRUSSOFF<sup>3</sup> die Speicherung von Kieselsäure neben derjenigen von Eisen und Kalk durch Bakterien angegeben. M. LEJEUNE<sup>4</sup> findet durch Flußsäureaufschluß Foraminiferen, deren Ablagerungen im übrigen ja bekannt sind, in Feuersteinknollen. L. CAYEUX<sup>5</sup> stellt Bakterien in Phosphatknollen jeglichen geologischen Alters fest und betrachtet sie als Ursache ihrer Ausfällung. Bei der Entstehung der Kohle dürften, wenn auch einige Autoren rein chemisch-physikalische Ursachen dafür annehmen<sup>6</sup>, ebenfalls Bakterien mitgewirkt haben<sup>7</sup>, sei es auch nur auf mehr indirektem Wege, so u. a. aus dem Lignin, als dem für Bakterienangriff resistentem Teil<sup>8</sup>. Auch bei der Entstehung von Erdöl wird Mikroorganismen-tätigkeit gegenüber der alten Theorie von C. ENGLER und H. VON HÖFER<sup>9</sup>, die mit rein chemisch-physikalischen Vorgängen rechnet, in Betracht gezogen. L. A. THAYER<sup>10</sup>, der eine monographische Darstellung der Erdölentstehung liefert, glaubt zwar nicht an eine Entstehung des Erdöls aus Fetten, da diese bei Desulfurikation keine höheren Kohlenwasserstoffe lieferten, meint aber, man müsse andere Kohlenstoffquellen wie Kohlehydrate und ganzes Plasma in Betracht ziehen. In drei Erdöl- und zwei Bohr-

<sup>1</sup> MAGDEBURG, P.: Organogene Kalkkonkretionen in Höhlen. Beiträge zur Biologie der in Höhlen vorkommenden Algen. Sitzgsber. naturwiss. Ges. Leipzig **58/59**, (1933) — PIA, J.: Die Kalkbildung durch Pflanzen. Beih. z. bot. Zbl. A **52**, 1 (1934). (Eine zusammenfassende Übersicht.) — Übersicht über die Kalkalgen des Kohlenkalkes. Anz. Akad. Wiss. Wien, Math.-naturwiss. Kl. **73**, 174 (1936). — WALLNER, J.: Über die Bedeutung kalkablagender Pflanzen bei der Bildung südbayerischer Tuffe. Bibliotheca Botanica **1934**, H. 110.

<sup>2</sup> WALLNER, J.: Beitrag zur Kenntnis der Vaucheriatuffe. Zbl. Bakter. II **90**, 150 (1934).

<sup>3</sup> BRUSSOFF, A.: Zitiert S. 583, Anm. 3 — Über ein Kieselbakterium. Arch. Mikrobiol. **4**, 1 (1933) — *Corynebacterium ferrosilicium* n. sp. Zbl. Bakter. II **90**, 162 (1934).

<sup>4</sup> LEJEUNE, M.: Sur un moyen d'isoler les microfossiles inclus dans les silex. C. r. Acad. Sci. Paris **203**, 435 (1937).

<sup>5</sup> CAYEUX, L.: Existence de nombreuses bactéries dans les phosphates sédimentaires de haut âge. C. r. Acad. Sci. Paris **203**, 1198 (1937). — Vgl. weiter: Dieselbe: Les coprolithes des phosphates nord-africains. Ebenda S. 217 — Le microplancton des phosphates de la Tunisie et de l'est algérien. Ebenda S. 477.

<sup>6</sup> BERL, E., A. SCHMIDT, H. BIEBESHEIMER u. W. DIENST: Die Entstehung von Erdöl, Asphalt und Steinkohle. Naturwiss. **20**, 652 (1932).

<sup>7</sup> WAKSMAN, S. A.: Zitiert S. 566, Anm. 5 (S. 285f.).

<sup>8</sup> HORN, O.: Die Entwicklung unserer Vorstellungen über die Entstehung der Kohlen. Naturwiss. **20**, 648 (1932).

<sup>9</sup> ENGLER, C., u. H. v. HÖFER: Entstehung des Erdöls. Erdöl **2**, 59 (1909).

<sup>10</sup> THAYER, L. A.: Present status of the hypothesis of biogenesis of petroleum. Drilling and Production. Practice **1936**, 385. — Weiter S. A. WAKSMAN: Zitiert S. 566, Anm. 5 (S. 286).

kernproben fand C. R. BAIER<sup>1</sup> allerdings keine Bakterien; spätere Umsetzungen müssen sich an der Grenze Öl-Ölwasser vollziehen. Daß der geringe Sulfat- und häufige Schwefelwasserstoffgehalt der Ölwässer von einer Desulfurikation herrührt, bestätigt T. L. GINSBURG-KARAGITSCHewa<sup>2</sup>, die ferner<sup>3</sup> auf die Ähnlichkeit der Bakterien im Tiefseeschlamm des Schwarzen Meeres mit denen aus ölführendem Substrat hinweist; in diesem Schlamm bestanden bis zu 10% der organischen Substanz aus bituminösen Kohlenwasserstoffen.

### Mikrobiologische Methoden zur Feststellung des Nährstoffbedarfs der Pflanzen.

Die mikrobiologischen Methoden zur Feststellung des Nährstoffbedarfes der Pflanzen<sup>4</sup> sind in der verschiedensten Richtung weiter entwickelt worden, wobei eine ganze Reihe weiterer Mikroorganismen in den Kreis der Untersuchungen einbezogen wurden. Grundsätzlich wäre dazu zu sagen, daß bei geeigneter Versuchsanstellung zwar jeder Mikroorganismus brauchbar sein müßte, da natürlich die Ansprüche an die „Kernnährstoffe“ bei allen in ähnlicher Weise wie bei höheren Pflanzen vorhanden sind. Gleichwohl wird der Stoffwechsel jeder einzelnen Art mit seinen verschiedenen Produkten die Mobilisation der Bodennährstoffe in verschiedener Weise beeinflussen können. Stets wird aber der Feldversuch darüber Auskunft geben müssen, wieweit sich die mikrobiologisch festgestellten Verhältnisse mit den natürlich vorhandenen decken. Es kann hier nicht jede einzelne Methode und ihre jeweiligen Ergebnisse besprochen werden, so daß eine summarische Übersicht mit entsprechenden Literaturhinweisen genügen möge. 1. Die Azotobactermethode (für K, P, Ca<sup>5</sup>): Die von H. NIKLAS verwendete Methode<sup>6</sup> wird kaum mehr benutzt, offenbar weil die Schätzung der Azotobacterdecken zu unsicher erscheint. Dagegen wurde eine andersartige Azotobactermethode vielfach geprüft, die von S. WINOGRADSKY<sup>7</sup> zuerst ausgearbeitet und von W. G. SACKETT<sup>8</sup> weiter ausgebaut wurde. Dabei wird gesiebte Erde, mit Stärke

<sup>1</sup> BAIER, C. R.: Bakteriologische Erdölstudien. Kieler Meeresforsch. 2, 149 (1937).

<sup>2</sup> GINSBURG-KARAGITSCHewa, T. L.: Über die Ursachen des schwachen Sulfatgehaltes der Ölwässer. Petroleum 33, 7 (1937).

<sup>3</sup> GINSBURG-KARAGITSCHewa, T. L., N. D. PRIANISCHNIKOW u. K. F. RODIOMOWA: Some data on the microbiological and chemical analysis of black sea deep-bottom slimes. Microbiology 3, 513 (1934); engl. Zusammenfassg 522.

<sup>4</sup> Zusammenfassende Übersichten: DEMETER, K. J.: Neue Methoden zur mikrobiologischen Untersuchung von Boden. Handbuch der biologischen Arbeitsmethoden Abt. XII, Teil 2, 771 (1935). — BEHRENS, W. U.: Die Methoden zur Bestimmung des Kali- und Phosphorsäurebedarfs landwirtschaftlich genutzter Böden. Berlin: Verlag Chemie 1935.

<sup>5</sup> Nur die unter Anm. 8 zitierte Arbeit von U. G. OXENTIAN geht auch auf den Kalziumnachweis mittels Azotobacter ein.

<sup>6</sup> Vgl. noch: REUTER, F.: Beiträge zur Untersuchung der Böden mittels des Bakteriums Azotobacter chroococcum und des Schimmelpilzes Aspergillus niger. Bot. Archiv 35, 511 (1933). — PETROSIAN, A., A. KIRAKOSIAN, R. MIRZABETIAN u. A. MEGRABIAN: Evaluation of the need in fertilizers of the soils of the Oktembrian and Stalin district (Armenia) by means of the microbiological method. Microbiology 5, 657 (1936); engl. Zusammenfassg 668.

<sup>7</sup> WINOGRADSKY, S.: The direct method in soil microbiology and its application to the study of nitrogen fixation. Soil Sci. 25, 37 (1928) — Études sur la microbiologie du sol. Analyse microbiologique du sol, principes d'une nouvelle méthode. Ann. Inst. Pasteur 48, 89 (1932) — The method in soil microbiology as illustrated by studies on Azotobacter and the nitrifying organisms. Soil Sci. 40, 59 (1935). — ROSSETTI, G. DE: La fixation de l'azote élémentaire dans le sol. I. Isolement et dénombrement des „Azotobacters“. Soc. Internat. Microbiol. Sez. Ital. 4, 189 (1932). — Nach H. WENZL [Zur Methodik der Keimzahlbestimmung von Azotobacter im Boden. Zbl. Bakter. II 90, 289 (1934)] gibt die Agarplatte ähnliche Keimzellen wie die Flüssigkeits- (Verdünnungs-) Kultur.

<sup>8</sup> SACKETT, W. G.: The forty second annual report. Colorado Agricult. Exper. Stat. 1929. — SACKETT, W. G., u. L. C. STEWART: A bacteriological method for determining mineral soil

vermengt (WINOGRADSKY verwendet 5%, SACKETT 2,5%), in Petrischalen gebracht, die Oberfläche glattgestrichen und bis zu modellierkittähnlicher Konsistenz mit Wasser befeuchtet. Die Platten werden 48 bzw. 72 Stunden bei 30° C gehalten. Die sich an der Oberfläche entwickelnden Kolonien werden nach einem von W. G. SACKETT aufgestellten Schema mit gleich behandelten, aber gedüngten Kuchen verglichen, oder aber es werden die entwickelten Kolonien ausgezählt. S. WINOGRADSKY<sup>1</sup> modifizierte die Methode auch durch die Verwendung von Kieselsäureplatten und von Na- bzw. K-Benzoat als Kohlenstoffquelle. 2. Die Aspergillusmethode (für K, P): Der weitere Ausbau durch H. NIKLAS und Mitarbeiter<sup>2</sup> erstreckt sich auf Berücksichtigung des Kalkgehaltes

deficiencies by use of the soil plaque. Ebenda Bull. **375** (1931). — KELLER, H.: Bericht über eine bakteriologische Methode zur Bestimmung des Düngerbedürfnisses der Böden mit Hilfe von Bodenplatten. Zbl. Bakter. II **86**, 407 (1932). — Vgl. hierzu weiter: GREENE, R. A.: The application of the Azotobacter method for determining the fertility requirements of Arizona soils. Soil Sci. **34**, 83 (1932) — Some factors limiting the applicability of biological methods for determining the availability of plant food elements in calcareous soils. Ebenda **36**, 261 (1933) — The relation of phosphorus to biological nitrogen fixation and the conformity to the law of decreasing increment. Ebenda **36**, 383 (1933). — KRIUCHKOWA, A. P.: Microbiological diagnostics in the elaboration of the methods for introducing phosphate fertilizers under beet. Microbiology **5**, 167 (1936); engl. Zusammenfassg 192 — Microbiological evaluation of fertilizers. Ebenda **6**, 308 (1937); engl. Zusammenfassg 319. — KRIUCHKOWA, A. P., u. E. V. POPOWA: Biological methods for registering the migration of the phosphate ion in soil. Ebenda **4**, 593 (1935); engl. Zusammenfassg 602. — OXENTIAN, U. G.: Microbiological method of evaluation applied to fractional field evaluation. Ebenda **4**, 611 (1935); engl. Zusammenfassg 624. — SCHEFFER, F.: Zitiert S. 535, Anm. 4. — SCHEFFER, F., u. L. E. KIESSLING: Eignet sich Azotobacter zur Ermittlung des Phosphorsäure- und Kalidüngebedürfnisses von Böden? Ernährg Pflanze **30**, 161 (1934). — STÖCKLI, A.: Der Mikroorganismenversuch mit Azotobacter. Zbl. Bakter. II **93**, 225 (1935/36). — THOMPSON, L. G., F. B. SMITH u. P. E. BROWN: Phosphorus assimilation by soil microorganisms. Soil Sci. **31**, 431 (1931). — USPENSKY, E. E., u. A. P. KRIUCHKOWA: Microbiological evaluation of the soil's requirement in fertilizers. Proc. 3. Komm. Internat. Congr. Soil Sci. **1933**, 92. — WALKER, R. H., u. J. L. SULLIVAN: The spontaneous culture method for studying the nonsymbiotic nitrogen fixing bacteria of the soil. Proc. Iowa Acad. Sci. **36**, 53 (1929). — WALKER, R. H., J. L. SULLIVAN u. G. G. POHLMANN: The spontaneous culture method for studying the nonsymbiotic nitrogen fixing bacteria of soils. J. amer. Soc. Agronomy **22** (1930). — WILSON, J. K.: Zitiert S. 480, Anm. 4. — ZIEMIECKA, J.: Die Bestimmung von Phosphorsäurebedarf des Ackers mittels einer neuen mikrobiologischen Methode. Roczn. Nauk roln. r. **21**, 267 (1929). Ref. Zbl. Bakter. II **79**, 459 (1929) — The Azotobacter test of soil fertility applied to the classical fields at Rothamsted. J. agricult. Sci. **22**, 797 (1932).

<sup>1</sup> WINOGRADSKY, S.: Zitiert S. 587, Anm. 7.

<sup>2</sup> NIKLAS, H., u. M. MILLER: Untersuchungen über die Fehlertheorie unter Anwendung der Aspergillus- und Keimpflanzenmethode bezüglich der Kalidüngebedürftigkeit. Z. Pflanzenernährg A **35**, 46 (1934). — NIKLAS, H., u. H. POSCHENRIEDER: Die Ausführung der Aspergillusmethode zur Prüfung auf Kali. Ernährg Pflanze **28**, 86 (1932). — NIKLAS, H., H. POSCHENRIEDER u. J. TRISCHLER: Die Kultur des Schimmelpilzes Aspergillus niger zur biochemischen Bestimmung der Kali- und Phosphorsäurebedürftigkeit der Böden. Ernährg Pflanze **26**, 97 (1930) — Eine neue mikrobiologische Methode zur Feststellung der Düngerbedürftigkeit der Böden. Weitere Mitteilung: Bestimmung des Phosphorsäurebedürfnisses der Böden mittels Aspergillus niger. Arch. Pflanzenbau **5**, 451 (1931) — Urteile und Erfahrungen über die Verwendbarkeit der Aspergillus-Kali-Methode und deren Beurteilung nach dem Stand der bisherigen Forschungsergebnisse. Z. Pflanzenernährg B **12**, 109 (1933). — NIKLAS, H., u. G. VILSMEIER: Der Ausbau der neuen mikrobiologischen Bodenuntersuchungsmethoden zur Ermittlung der Nährstoffbedürftigkeit der Böden. Biedermanns Zbl. **4**, 1 (1933). — NIKLAS, H., G. VILSMEIER u. F. KOHL: Die Bestimmung der Phosphorsäurebedürftigkeit der Böden mittels Aspergillus niger. Z. Pflanzenernährg **32**, 50 (1933). — NIKLAS, H., G. VILSMEIER u. H. POSCHENRIEDER: Der Einfluß des Kalkgehaltes auf das Aspergilluswachstum bei der Prüfung des Kalidüngebedürfnisses der Böden. Ebenda A **24**, 167 (1932). — Weitere Veröffentlichungen zur Aspergillusmethode: ERDENBRECHER, A. H.: Arbeiten und Erfahrungen mit der Aspergillusmethode nach NIKLAS-POSCHENRIEDER-TRISCHLER usw. Dtsch. Zuckerindustr. **1934**, Nr 6/7. — FREY, A., u. H. POSCHENRIEDER: Beziehungen zwischen Säurebildung und Myzelgewichtsbeeinflussung bei Asper-

der Böden, die Herstellung eines geeigneten Impfmateri als notwendig erweist, und die Erzielung einer gleichmäßigen Impfung<sup>1</sup>. Ferner wird die Methode auch auf Magnesium angewendet<sup>2</sup>. Das Pilzmycel wird gewogen, für die Auswertung werden Gewichtsklassen des Pilzmycels aufgestellt und von A. MEHLICH und Mitarbeitern<sup>3</sup> wird eine Beurteilungskurve aufgestellt. W. BUTKEWITSCH und O. NAIDINA<sup>4</sup> verwenden statt *Aspergillus niger* A. *oryzae*, der stärkeres Mycel und weniger Säure bildet. 3. Die Rhizopusmethode: Die Verwendung von *Rhizopus* durch K. SEIDEL<sup>5</sup> an Stelle von *Aspergillus* hat kaum einen Vorteil vor der Verwendung dieses Pilzes. 4. Die Cunninghamamellamethode: Die von A. MEHLICH und Mitarbeitern<sup>6</sup> für *Cunninghamella*, eine Mucorinee, ausgearbeitete Methode bedient sich der Kultur auf Boden in Schalen. Das Pilzwachstum wird durch Messung des Koloniedurchmessers bestimmt. 5. Kohlensäuremethoden: W. B. ANDREWS<sup>7</sup> setzt dem Boden Mannit zu und bestimmt die gebildete Kohlensäure. A. KALNINS<sup>8</sup> gibt zum Boden zuckerhaltige Nährlösung, ferner

*gillus niger*. Arch. Mikrobiol. **3**, 409 (1932). — IHLE, K., u. W. STOLLENWERK: Vergleichende Untersuchungen zur Kalibestimmung im Boden nach der Keimplanzen- und *Aspergillus*methode. Landw. Jb. **76**, 291 (1932). — KISSLING, L. E., u. A. SCHMIDT: Die Beeinflussung des Wachstums von *Aspergillus niger* durch organische Substanzen. Arch. Pflanzenbau **9**, 293 (1932). — LOHMANN, P.: Vergleichende Untersuchungen über die Bestimmung des Gehaltes von Böden an Pflanzennährstoffen. Bot. Archiv **51**, 489 (1931). — MATUKI, G.: J. Sci. Soil a. Manure Jap. **11**, 246 (1937). — MEHLICH, A., E. TRUOG u. E. B. FRED: The *Aspergillus niger* method of measuring available potassium in soil. Soil Sci. **35**, 259 (1933). — REUTER, F.: Zitiert S. 587, Anm. 6. — SIMAKOVA, T. L., u. G. BOSCHWIK: Über die mikrobiologische Methode zur Bestimmung des Phosphorbedürfnisses des Bodens mittels *Aspergillus niger*. Z. Pflanzenernährg A **24**, 341 (1932). — STOCK, I.: Kulturversuche mit *Aspergillus niger* als Indikator für die Düngedürftigkeit. Bot. Archiv **35**, 1 (1933). — TRISCHLER, J.: Ernährungsphysiologische Studien an dem Schimmelpilz *Aspergillus niger*, als Grundlage zur Feststellung des Kalibedürfnisses der Böden. Diss. Techn. Hochschule München 1931. — VILSMEIER, G.: Beiträge zu den chemischen Grundlagen der *Aspergillus*methode. Diss. Techn. Hochschule München 1931 — Der Einfluß des Kalkgehaltes der Böden bei der Prüfung auf ihre Phosphorsäurebedürftigkeit mittels *Aspergillus niger*. Z. Pflanzenernährg A **31**, 279 (1933) — Beiträge zur *Aspergillus*methode. Landw. Jb. **78**, 41 (1933). — VILSMEIER, G., u. H. POSCHENRIEDER: Die Durchführung der *Aspergillus*methode zur Prüfung der Böden auf ihre Phosphorsäuredüngedürftigkeit. Phosphorsäure **1933**, 366.

<sup>1</sup> DEMETER, K. J., u. M. LÖWENECK: Über die Zuverlässigkeit der Erntegewichtsbestimmung von Schimmelpilzen. Zbl. Bakter. II **97**, 124 (1937/38).

<sup>2</sup> NIKLAS, H., u. H. POSCHENRIEDER: Zur Feststellung der Magnesiadüngedürftigkeit und Magnesiadüngewirkung im Boden mittels *Aspergillus niger*. Bodenkd. u. Pflanzenernährg **1**, 235 (1936). — NIKLAS, H., H. POSCHENRIEDER u. A. FREY: Untersuchungen zur Feststellung der Magnesiabedürftigkeit von Böden mittels *Aspergillus niger*. Ernährg Pflanze **27**, 465 (1931). — SPINDLER, E.: Über Magnesiadüngung und Beiträge zur Ermittlung der Magnesiumdüngedürftigkeit der Böden auf mikrobiologischem Wege. Diss. Techn. Hochschule München 1935.

<sup>3</sup> MEHLICH, A.: Zitiert S. 588, Anm. 2 (auf S. 589).

<sup>4</sup> BUTKEWITSCH, W., u. O. NAIDINA: Mikrobiologische Methoden zur Bestimmung des Düngerbedürfnisses der Böden. Chemisation soz. Landw. **4**, 62; **5**, 56 (1933). Ref. Zbl. Bakter. II **94**, 364.

<sup>5</sup> SEIDEL, K.: Eine neue mikrobiologische Methode zur Beurteilung der Nährstoffverhältnisse im Boden. Arch. Pflanzenbau **6**, 536 (1931). — LINTNER, A.: Ernährungsphysiologische Studien mit einer *Rhizopus*art und anschließende Betrachtungen über ihr Eignung zur Bestimmung der Kali- und Phosphorsäureverhältnisse in Böden. Diss. Techn. Hochschule München 1933.

<sup>6</sup> MEHLICH, A., E. B. FRED u. E. TRUOG: The *Cunninghamella* plaque method of measuring available phosphorus in soil. Soil Sci. **38**, 445 (1934). — MOOERS, C. A.: An evaluation of the Neubauer and the *Cunninghamella* and *Aspergillus niger* methods for the determination of the fertilizer needs of a soil. Soil Sci. **46**, 211 (1938).

<sup>7</sup> ANDREWS, W. B.: Carbon dioxide production by mannite-treated soils as a means of determining crop response to fertilizers. Soil Sci. **39**, 47 (1935).

<sup>8</sup> KALNINS, A.: Microbiological analysis of soils. Proc. 10. Congr. Agricult. Sci. Riga 1936.

Hefe und mißt dann ebenfalls die gebildete Kohlensäure. 6. Algen- und Wasserpflanzen methoden: A. V. FRANTZEW<sup>1</sup> impft Erdplatten mit der Alge *Scenedesmus quadricauda*. Die Stärke der Vermehrung der Alge zeigt den verfügbaren Stickstoff an. R. KOLKWITZ<sup>2</sup> untersucht die Zusammensetzung der sich in einer Erdaufschwemmung entwickelnden Algenflora, woraus sich Schlüsse auf die Güte des Bodens ziehen lassen (vgl. auch S. 465). G. VERPLANCKE<sup>3</sup> verwendet das Wachstum von Wasserpflanzen in wässrigen Bodenauszügen zur Feststellung des Wertes des Bodens. 7. Die mikroskopische Methode: Auch die direkte mikroskopische Untersuchung des Bodens nach S. WINOGRADSKY<sup>4</sup> und die ROSSI-CHOLODNY-Technik wurden zur Bewertung des Düngerzustandes des Bodens herangezogen, worüber im übrigen auf S. 442ff. verwiesen sei.

Zusammenfassend läßt sich in Hinblick auf die Verhältnisse für Kalium und Phosphorsäure sagen, daß die genannten Methoden zwar in gewissen Fällen günstige Ergebnisse zeigten, daß sie aber auch sehr verschiedenartig ausfielen. C. A. MOOERS<sup>5</sup> findet die Cunninghammellamethode beim Vergleich gekalkter und ungekalkter Böden der gleichen Art sogar besser als die NEUBAUER-Methode. Im allgemeinen scheint sich die Prüfung auf Phosphorsäure günstiger als die auf Kalium zu gestalten, was namentlich für die Azotobactermethoden gilt. Der Grund liegt offenbar in dem sehr geringen Bedarf der Mikroorganismen an Kalium, wodurch natürlich die Ausschläge zu gering werden und damit die Methode unsicher wird. Mit Hilfe der Bodenplatten nach S. WINOGRADSKY konnten A. P. KRIUCHKOWA und E. P. POPOWA<sup>6</sup> z. B. sehr schön nachweisen, daß sich die Phosphorsäure im Boden vom Ort ihrer Einbringung nur wenig entfernt. Sie erhielten bei Reihendüngung folgende Zahlen:

Zahl der Azotobacter-Kolonien nach Tagen	Entfernung von der Reihe					Kontrolle
	Reihe	1	5	10	15 cm	
3	3740	3530	430	400	390	390
6	3600	3220	580	540	570	530

Der Grund für die sonst beobachteten Unregelmäßigkeiten liegt darin, daß nicht immer eindeutig vergleichbare Versuchsbedingungen vorliegen, da im Boden noch zuviel unbekannte Stoffe von gewisser Wirkung vorhanden sein bzw. fehlen können. Es braucht nur daran erinnert zu werden, daß sich das Fehlen von Molybdän im Boden ganz unabhängig von den sonstigen Nährstoffverhältnissen des Bodens sofort auf die Entwicklung von *Azotobacter* auswirkt (vgl. S. 526). Auch *Aspergillus* und die anderen Mikroorganismen werden durch gewisse Stoffe und wohl auch durch den chemisch-physikalischen Zustand des Bodens beeinflußt

<sup>1</sup> FRANTZEW, A. V.: To the methodics of biological evaluation of assimilable nitrogen. *Microbiology* **4**, 81 (1935); engl. Zusammenfassg 81.

<sup>2</sup> KOLKWITZ, R.: Beurteilung von Boden, Schlamm und Wasser nach dem Aktiv-Belebungs- (A.B.-) Verfahren. *Ber. dtsh. bot. Ges.* **56**, 197 (1938).

<sup>3</sup> VERPLANCKE, G.: Einfluß einer Desinfektion auf den Wert des Bodens. *Naturwetensch. Tijdschr.* **15**, 75 (1933). *Ref. Z. Pflanzenernährg A* **33**, 101.

<sup>4</sup> Vgl. z. B. J. H. CURIE: A method for the study of *Azotobacter* and its application to fertility plot soils. *Soil Sci.* **32**, 9 (1931).

<sup>5</sup> MOOERS, C. A.: Zitiert S. 589, Anm. 6.

<sup>6</sup> KRIUCHKOWA, A. P., u. E. P. POPOWA: Biological methods for registering the migration of the phosphate ion in soil. *Microbiology* **4**, 593 (1935); engl. Zusammenfassg 602. — KRIUCHKOWA, A. P.: On the study of the ecologic variability of microorganisms with agronomic diagnostics. *Ebenda* **3**, 232 (1934); engl. Zusammenfassg 257. — NIČIPOROWITSCH, A. A., u. O. P. MAXIMOWA: Mikrobiologische Besonderheiten der Böden des Nordkaukasus. *Ber. ü. d. Versuchsw. im Nordkaukasus* **13**, 49. *Ref. Zbl. Bakter. II* **97**, 164. In grauer Schwarzerde und ausgelaugter Schwarzerde entwickelt sich *Azotobacter* erst bei Zusatz von Phosphorsäure. — Vgl. dazu noch S. 443.

(vgl. S.471f. und 486ff). Insbesondere mag in diesem Zusammenhang noch darauf hingewiesen werden, daß sich nach E. G. MULDER<sup>1</sup> *Aspergillus niger* auch zum Nachweis des für die Pflanzen aufnehmbaren Kupfers im Boden eignet, wobei die Farbe der Sporen mit Testreihen von bekanntem Cu-Gehalt (vgl. S. 568) verglichen wurde. Man muß sich darüber klar sein, daß man über die optimalen und den natürlichen Verhältnissen genau entsprechenden Kulturbedingungen der Mikroorganismen noch viel zu wenig unterrichtet ist, als daß man einen vollen Erfolg auf dem Gebiete der mikrobiologischen Methoden zur Feststellung des Nährstoffbedarfes der Pflanzen im Boden überhaupt erwarten könnte. Daß man auf gleichem Boden unterscheiden kann, ob er ungedüngt oder gedüngt ist, kann nicht überraschen. Die Schwierigkeit beginnt eben erst beim Vergleich verschiedener Böden. Man wird auch wohl niemals so weit kommen, daß man die feinsten Unterschiede des Bodens in Hinsicht auf die Nährstoffwirkung erfassen kann, aber durch ihre Schnelligkeit und Bequemlichkeit wird die mikrobiologische Methodik zweifellos ein wertvolles praktisches Hilfsmittel zur Aufstellung von Bodenklassen sein können, wenn man sie, nach den oben ausgeführten Gesichtspunkten, noch besser zu meistern in der Lage sein wird.

---

<sup>1</sup> MULDER, E. G.: Zitiert S. 568, Anm. 3.

## Namenverzeichnis.

- AALTONEN**, V. T. 78, 79, 80, 423, 424.  
**AARNIO**, B. 47, 54, 78, 82, 380.  
**ABEL**, A. 22.  
 — F. A. E. 356, 357.  
**ABOLIN**, R. 125.  
**ABRAMSON**, H. A. 339.  
**ACHARYA**, C. N. 385.  
**ACHROMEIKO**, A. I. 436.  
**ADACHI**, K. 558.  
 — M. 462, 489.  
**ADATI**, M. 491, 531.  
**ADDOMS**, R. 496.  
**ADEMOLLO**, A. 482.  
**ADLER**, S. 66, 114.  
**AESCHINA**, W., 549.  
**AFANASSIEW**, J. N. 85.  
**AGAFONOFF**, V. 39, 97, 102, 117, 132, 133.  
**AHI**, S. M. 479, 564.  
**AKHTAR**, A. R. 517.  
**AKIMZEW**, W. 98.  
**ALBAREDA**, J. 295.  
**ALBEN**, A. O. 409.  
**ALBERT**, R. 89, 92, 132.  
**ALBRECHT**, A. 474, 514.  
 — W. A. 474, 506, 507, 544.  
**ALEEF**, B. 466.  
**ALEXANDER**, L. T. 167, 381.  
**ALEYEV**, F. B. S. 533.  
**ALIVERTI**, G. 272.  
**ALJESCHIN**, S. 167, 255.  
**ALLAM**, F. 503.  
**ALLEN**, E. K. 499, 501.  
 — M. C. 460, 488, 539, 559, 565.  
 — O. N. 499, 501, 502.  
 — R. C. 265.  
**ALLISON**, F. E. 439, 503, 506, 507, 510, 513, 531, 532.  
**ALMON**, L. 500, 509, 510.  
**ALTEN**, F. 29, 136, 152, 153, 154, 155, 157, 159, 160, 161, 170, 171, 173, 174, 176, 179, 180, 181, 182, 183, 192, 193, 195, 196, 211, 214, 215, 216, 238, 255, 256, 305, 306, 308, 309, 310, 311, 326, 356, 359, 360, 363, 387, 392.
- ALTON**, R. A. 524.  
**ALWAY**, F. J. 429.  
**AMEELY**, L. 272.  
**AMOUREUX**, G. 220, 252.  
**ANDERSON**, A. A. 485.  
 — D. A. 500, 507, 514.  
 — D. QU. 472, 473, 477.  
 — J. S. 151.  
 — M. S. 65, 334, 404, 405, 409.  
**ANDRÉE**, K. 88.  
**ANDREICHA**, N. J. 475.  
**ANDREJEW**, V. A. 491.  
**ANDREWS**, W. B. 566, 589.  
**ANDRIANOW**, P. J. 168, 172, 174, 179, 195.  
**ANGSTRÖM**, A. 260.  
**ANSTEAD**, R. D. 493.  
**ANTIPOW-KARATAJEV**, I. N. 84, 168, 278, 344, 385.  
**ANTIPOWA-KARATAJEW**, T. F. 168.  
**ANTONIANI**, C. 409.  
**AOKI**, M. 546.  
**APPLEMAN**, C. O. 245, 246.  
**APSITS**, J. 244, 251, 260.  
**AQUINO**, D. I. 577.  
**ARATA**, M. 493.  
**ARAGOU**, M. 248.  
**ARANY**, A. 122.  
**ARAKAWA**, S. 552.  
**ARCHAROW**, M. 545.  
**ARMERO**, L. DE 311, 361, 362.  
**ARNAUDI**, C. 509, 518, 527, 552, 560, 581.  
**ARNDT**, TH. 372, 430, 431.  
**ARNOLD**, C. W. B. 340, 389.  
 — G. 269.  
**ARRHENIUS**, O. 46, 364.  
**ASAI**, T. 495.  
**ASCHAN**, O. 426.  
**ASCHNER**, M. 551.  
**ASGHAR**, A. G. 198, 199, 334, 335, 348, 354.  
**ASKANASI**, D. L. 351.  
**ASLANDER**, A. 439, 481.  
**ASO**, K. 419.  
**ASTHANA**, R. P. 487.  
**ATKINSON**, H. J. 452.  
**ATTERBERG**, A. 127, 187, 194, 205, 210, 270.
- AUJESZKY**, L. 267.  
**AUTEN**, J. T. 252.  
**AWETISSOWA**, A. N. 541.  
**AYERS**, R. A. 533.  
**AYYAR**, C. V. R. 577, 578.
- BAARS**, J. K. 457, 553, 581.  
**BAAS-BECKING**, L. G. M. 577.  
**BACH**, A. 529.  
 — D. 535, 537.  
 — F. 296, 394.  
**BACHMANN**, W. 487.  
**BACHRACH**, E. 458.  
**BACHTINA**, E. F. 431.  
**BADIAN**, J. 461.  
**BAIER**, C. R. 472, 473, 582, 585, 587.  
**BAILEY**, J. W. 557.  
**BAKER**, F. 441, 549, 554.  
 — G. O. 386, 463, 564.  
 — J. A. 573.  
**BAL**, D. V. 126.  
**BALANDIN**, A. 337.  
**BALDAUI**, E. 461.  
**BALDWIN**, J. L. 498, 500, 502, 508.  
 — M. 58.  
 — W. A. 264.  
**BALKS**, R. 241, 353.  
**BALLENEGGER**, R. 99.  
**BALZAROTTI**, E. 81.  
**BAMBERG**, K. 356.  
 — R. H. 488.  
**BÄR**, A. L. S. 328, 329, 330, 331.  
**BARANOV**, W. 118.  
**BARBER**, H. H. 345, 579.  
**BARBIER**, G. 340, 411, 584.  
**BAREN**, F. A. VAN 47.  
 — J. M. VAN 46, 50, 51, 56, 274.  
**BARI**, A. 515.  
**BARKER**, H. A. 537, 561, 562.  
**BARRIT**, N. W. 544, 547.  
**BARROWS**, F. L. 495.  
**BARTELLI**, P. 482.  
**BARTHEL**, CHR. 436, 505, 539.  
 — G. 480, 565.  
**BARTLETT**, J. B. 341.  
**BARY**, P. 188.  
**BASSALIK**, K. 473, 526, 532.

- BASTISSE, E. M. 473.  
 BAUDISCH, O. 546.  
 BAUER, A. 556.  
 BAUGUËSS, L. C. 537.  
 BAUMANN, H. 212.  
 BATSCHINSKAJA, A. A. 520, 527.  
 BATURIN, A. A. 271.  
 BATTAGLIA, M. 568.  
 BAVENDAMM, W. 456, 472, 557, 559, 577, 585.  
 BAVER, L. D. 132, 167, 173, 193, 298, 316, 341.  
 BAY, E. 452.  
 BAYARD-DUCLAUX, F. 269, 270.  
 BEAVENS, E. A. 557, 566.  
 BECHHOLD, H. 204, 228, 489.  
 BECKER, E. 366.  
 — F. 272.  
 BECKLEY, V. A. 61.  
 BECKSMANN, E. 73.  
 BECQUEREL 263.  
 BEGER, H. 582.  
 BEHLEN, H. 71.  
 BEHOUNEK, F. 272.  
 BEHR, G. 473, 536, 538, 559, 569, 570.  
 BEHREND, F. 131, 132.  
 BEHRENS, W. U. 152, 155, 172, 173, 174, 175, 182, 238, 358, 360, 362, 363, 365, 366, 369, 376, 418, 431, 587.  
 BEIJERINCK, M. W. 81, 519.  
 BEKKER, J. 476.  
 BELING, R. W. 418, 438.  
 BEMMELN, J. M. VAN 66, 420.  
 BENDER, H. 273.  
 BENGTSOON, N. 436, 539, 557.  
 BENTON, A. G. 559.  
 — T. H. 452.  
 BER, W. 467.  
 BERESNEWA, B. 456.  
 BEREZOWA, E. 488.  
 BERG, V. 185, 186, 199, 200, 234, 235.  
 — W. 455.  
 BERGER, R. 328.  
 BERGENTHAL, W. 557.  
 BERGMANN, E. 537.  
 BERJEZOWA, E. F. 481.  
 BERKNER, F. 535.  
 BERL, E. 586.  
 BERNARD, V. V. 502.  
 — W. N. 498, 502.  
 BERNHAUER, K. 562.  
 BERNSTEIN, A. 457.  
 BERRY, J. A. 456.  
 BERSA, E. 558.  
 BERTHELOT, A. 220, 252.  
 — D. 546.  
 BERTRAND, G. 242.  
 — R. 481.  
 BESAIRIE, H. 136.  
 BESKOW, G. 73, 206.  
 BESTA, B. 486.  
 BEYER, H. 244.  
 BHASKARAN, T. R. 527, 533.  
 BIBESHEIMER, H. 586.  
 BIGWOOD, F. M. 456.  
 BIILMANN, E. 396.  
 BILKE, W. 280, 286, 320.  
 BILLIMORIA, M. C. 547.  
 BILLJANSKY, F. M. 471.  
 BIRCH-HIRSCHFELD, L. 486, 525, 527, 562.  
 BISBY, G. R. 488.  
 BISHOP, A. S. 457.  
 BISSEY, R. 481.  
 BISWAS, K. 582.  
 — N. N. 546.  
 BJÄLFVE, G. 502, 507, 510, 511.  
 BJÖRLYKKE, H. 70, 82.  
 — K. O. 82.  
 BLACK, I. A. 386.  
 BLAGOWESTSCHENSKI, A. W. 439.  
 BLAIR, E. M. McV. 482.  
 BLANCHARD, K. C. 485.  
 BLANCK, E. 2, 9, 10, 11, 12, 20, 36, 37, 41, 42, 43, 44, 74, 100, 101, 102, 110, 112, 115, 116, 126, 128, 129, 130, 133, 134, 138, 143, 145, 146, 358, 406.  
 BLARINGHEM 274.  
 BLASI, F. 109.  
 BLATTNY, C. 487.  
 BLÖCHLIGER, G. 7.  
 BLOHM, G. 243, 249.  
 BLOM, J. 529.  
 BLUMER, S. 484, 537.  
 BOAS, F. 574.  
 BODDING-WIGER, B. 387.  
 BODENHEIMER, F. S. 466.  
 BODMAN, G. B. 181, 212.  
 BOEDEKER, C. 304.  
 BOGDANOWICZ, N. N. 123.  
 BÖGE, H. 280.  
 BOGUSLAWSKY, E. v. 299.  
 BÖHLER, H. 435.  
 BÖHME, R. W. 535.  
 BOJANOVSKY, R. 552, 556.  
 BOKOR, R. 479, 523.  
 BOLLEN, W. B. 429, 479, 564.  
 BOLOWACHNO, I. G. 118.  
 BOLTJES, T. Y. K. 543, 544, 561.  
 BOND, G. 511, 512.  
 — V. S. 500, 501, 510, 514, 515.  
 BONDORFF, K. A. 366.  
 BONNER, J. 483.  
 BORATYNSKI, K. 410.  
 BORDAS, J. 117.  
 BORM, L. 516.  
 BORN, M. 314.  
 BORNEBUSCH, C. H. 426, 539.  
 BORODINA, S. F. 442, 450.  
 BORODULINA, J. S. 487, 488.  
 BORTELS, H. 449, 462, 475, 506, 519, 525, 526, 529, 530, 531, 532, 534, 550, 551, 556, 562, 567, 568.  
 BOSCHWIK, G. 589.  
 BOTELHO DA COSTA, J. V. 210.  
 BOTTINI, O. 117, 216.  
 BOTTOMLEY, W. B. 493.  
 BOUGET 496.  
 BOURCART, I. 8.  
 BOURNE, R. 137.  
 BOUT, M. TH. VAN DEN 519.  
 BOUTARIC, A. 275, 299.  
 BOUWENS, H. 495.  
 BOUYER, M. 474.  
 BOUYOUCOS, G. J. 173, 176, 177, 181, 187, 393.  
 BOWSER, W. E. 481.  
 BRAARUD, T. 533.  
 BRADFIELD, R. 322, 334, 346, 379.  
 BRAGG, W. H. 282.  
 BRANDT, F. 134.  
 BRAUN-BLANQUET, J. 102.  
 BRAVAIS 259, 359.  
 BRAWER, P. H. 367.  
 BRAY, R. H. 316, 341, 342, 411.  
 BRAZIER, C. E. 256, 261.  
 BREAZEAK, J. F. 347.  
 BREDEMANN, G. 518, 561.  
 BREITWIESER, B. 373.  
 BREMEKAMP, C. E. B. 517.  
 BRENCHLEY, W. E. 437.  
 BRENNER, A. 20.  
 BRETHER, H. 189, 190, 207, 208, 209, 236, 237.  
 BREYER, F. 272.  
 BREZEALE, J. F. 246, 549.  
 BRIESE, H. 241.  
 BRISCOE, F. 440.  
 BROADFOOT, W. C. 488.  
 BRÖMMELHUES, M. 488.  
 BROOKS, CH. F. 257, 261, 266.  
 BROWN, B. E. 542.  
 — J. G. 487.  
 — M. H. 246.  
 — P. A. 436.  
 — P. E. 246, 247, 250, 343, 352, 411, 452, 476, 499, 500, 504, 507, 514, 515, 524, 564, 565, 566, 588.  
 — R. 517.  
 — R. E. 569.  
 — R. W. 485.  
 — S. M. 26, 29, 281, 317, 346, 350.  
 BRUNAUER, S. 252.  
 BRÜNE, FR. 252, 372, 429, 431.  
 BRUNOWSKY, B. K. 278, 407.  
 BRUSSOFF, A. 583, 585, 586.  
 BRYAN, C. S. 514.



- BRYAN, O. C. 354.  
 — W. H. 143.  
 BUBRAHMANYAN, V. 425.  
 BUCHANAN, R. E. 440.  
 BUCHERER, H. 532, 559.  
 BUCHHOLZ, J. 474.  
 BUCKINGHAM, E. 210.  
 BUCKSTEEG, W. 481, 518, 532, 551.  
 BUEHRER, T. F. 250.  
 BUICE, A. 446.  
 BUJAKOWSKY, W. 32, 76, 428.  
 BÜLOW, K. v. 81, 88, 144.  
 BUNKER, H. J. 549, 577.  
 BÜNNING, E. 486, 535.  
 BURGEFF, H. 495, 496, 497, 574.  
 BURGER, H. 252.  
 BURGESS, A. 495, 497.  
 — P. S. 342, 347, 381, 433.  
 BURGWITZ, G. K. 548.  
 BURK, D. 439, 473, 504, 507, 512, 518, 525, 526, 527, 528, 529, 530.  
 BUROMSKY, J. D. 560.  
 BURRIS, R. H. 500, 512.  
 BURROWS, R. B. 579.  
 BURSTRÖM, D. 493, 507.  
 BURTON, J. C. 500, 501, 510.  
 BUSANG, P. F. 212.  
 BUSHNELL, O. A. 499.  
 BUTKEWITSCH, W. 589.  
 BYERS, H. G. 18, 65, 334, 381, 398, 404, 405, 409, 437.  
 BYKOFF, N. 265.  
 BYSTROV, V. S. 251.  
 CADENBACH, G. 397.  
 CAILLÈRE, S. 39.  
 CALIFANO, L. 487.  
 CALSOW, G. 280, 281.  
 CAMARGO, TH. DE 59, 60, 61, 132, 576.  
 CAMPBELL, W. G. 557.  
 CAPPELLETTI, C. 497.  
 CARBONE, D. 493, 560, 578.  
 CAREY, C. L. 521, 532, 559.  
 CARLE, G. 136.  
 CARPENTER, T. M. 240.  
 CARR, R. H. 432.  
 CARROLL, W. R. 498, 499, 506.  
 CARTER, J. C. 488.  
 CARTWRIGHT, K. ST. 557.  
 CASAGRANDE, A. 187, 193, 199, 200, 234.  
 CASHEN, G. H. 270.  
 CASTELLANI, E. 495, 509, 584.  
 CASTELLI, T. 519.  
 CASTIGLIONI, B. 73.  
 CAUER, H. 242.  
 CAYEUX, L. 586.  
 CENGLIA-SAMBO, M. 533.  
 CERNESCU, N. C. 121, 191, 301, 302.  
 CHABBOLIN, CH. 497.  
 CHAIT, S. S. 459, 518, 578.  
 CHAKRABORTY, I. N. 133.  
 CHAMINADE, R. 357.  
 CHAPMAN, H. D. 346, 347, 350.  
 CHARITONOWA, L. P. 549.  
 CHARTULARI, E. M. 473.  
 CHAUDHURI, H. 517.  
 CHAUVEAU, M. 136.  
 CHAZE, M. 487.  
 CHEN, E. F. 140.  
 CHEVALIER, R. 521.  
 CHINN, B. D. 561.  
 CHIRITESCU-ARVA, M. 466.  
 CHLOPIN, W. 337.  
 CHOLODNY, D. 442, 444, 445, 468, 490, 567, 582.  
 CHOMS 266.  
 CHRISTENSEN, H. H. 480, 535.  
 CHRISTMAN 428.  
 CHRZASZCZ, T. 541.  
 CHUDIAKOV, N. N. 471.  
 — Y. P. 488.  
 CLAPEYRON 252.  
 CLARK, E. 567.  
 — F. E. 490.  
 — F. M. 582.  
 — N. A. 493.  
 CLAUSEN, P. 531, 552, 553.  
 CLAUSIUS 252.  
 CLAYTON, J. 549.  
 CLEMO, A. 569.  
 CLUTTERBUCK, P. W. 487.  
 COBB, M. J. 449.  
 COHEN, S. 485.  
 COMEL, A. 101, 102, 103, 104, 106, 107, 109, 110, 113, 115, 116, 120.  
 CONKLIN, M. E. 499.  
 CONN, H. J. 441, 443, 444, 454, 469, 490, 515, 576.  
 CONRAD, J. P. 434, 471.  
 CONTZEN, J. 394.  
 COOPER, D. C. 508.  
 CORBERI, E. 538.  
 CORBET, A. S. 440, 453, 461, 462, 546, 565, 566, 580.  
 CORDON, T. C. 399, 557.  
 CORRENS, C. W. 5, 24, 29, 33, 35, 39, 275, 276, 277, 278, 279, 280, 281, 282, 315.  
 CORTESE, F. 568.  
 COSTANTIN, J. 495, 496.  
 COTRUFO, P. 473.  
 COULOMB 322, 330.  
 COUTTS, I. H. H. 69.  
 COWLESS, PH. B. 552.  
 CRAIG, N. 133.  
 CRAMER, H. 7.  
 CRANSTON, J. A. 548.  
 CRECELIUS, H. G. 581.  
 CREDNER, W. 133, 138.  
 CRISTO, G. DE 117.  
 CROWTHER, E. M. 66, 381, 419, 432, 435, 437, 542.  
 CRUMP, L. M. 452, 467, 468, 564, 565.  
 CSIKY, J. S. 333.  
 CUNNINGHAM, A. 460, 518.  
 CURIE, J. H. 590.  
 CURINI GALLETTI, A. 114.  
 CUTLER, D. W. 452, 467, 468, 544, 564, 565.  
 CYPLENKIN, E. J. 462, 545.  
 CZURDA, V. 577, 579, 580.  
 DAENELL, M. C. 545.  
 DAGNINI, C. M. 442.  
 DAJI, J. A. 434.  
 DALE CONSOLE, A. 538.  
 DALFSEN, J. W. VAN 547.  
 DAMKÖHLER, G. 239.  
 DANNENBERG, F. 238.  
 DARCY, H. 207, 219, 220, 232, 235.  
 DARROW, M. A. 454, 469.  
 DAVIES, E. L. 257.  
 — W. M. 85.  
 DAVIS, F. L. 506.  
 — R. O. E. 542, 569.  
 DAVISON, I. A. 19.  
 DAWYDOW, G. 174.  
 DE, P. K. 549.  
 DEAN, L. A. 367.  
 DECHIGI, M. 548.  
 DEFLENDRE, G. 578.  
 DEGER, E. 373.  
 — E. C. 69.  
 DEGTJAREFF, W. TH. 386.  
 DEHÉRAIN, P. 400.  
 DEINES, G. 91.  
 DEMETER, K. J. 443, 444, 489, 587, 589.  
 DEMIDENKO, F. 159.  
 — T. 511.  
 DEMME, H. 399, 556.  
 DEMOLON, A. 261, 376, 411, 473, 509, 584.  
 DESAI, S. V. 546.  
 DESBORDES, D. 535.  
 DESVEAU, R. 548.  
 DEYL, M. 574.  
 DHAR, N. R. 451, 522, 530, 533, 546.  
 DIANOVA, E. W. 479, 519, 520.  
 DI CAPUA, A. 567.  
 DIEHM, R. A. 558, 571.  
 DIEKMANN, J. 252, 253, 254.  
 DIEM, M. 248.  
 DIENST, W. 586.  
 DIETRICH, M. 2.  
 DIRKS 362, 363, 376.  
 DITTLER, E. 20, 39, 145.  
 DIXON, A. 466.  
 DMITREVSKAIA, N. A. 486.  
 DOBRESCU, J. M. 365.  
 DOBSON, G. M. B. 240.

- DOJARENKO, A. G. 247.  
 DOJMI DI DELUPIS, S. 584.  
 DOKTUROWSKY, W. S. 76.  
 DOKUTSCHAJEW 69.  
 DOLDI, S. 542.  
 DOMINIK, T. 495.  
 DONAT, J. 230.  
 DONATH, P. 561.  
 DONDOROFF, M. 486.  
 DÖNZ, O. CH. 464.  
 DOOREN DE JONG, L. E. DEN  
 485, 489, 520, 524, 537.  
 DOPHER, P. 548.  
 DÖRFELDT, W. 43, 102.  
 DORFF, P. 582, 583.  
 DORN, L. 456.  
 DOVE, W. H. 26, 29, 38, 317.  
 DRAGAN, J. C. 216.  
 DRAGUNOW, S. S. 417, 431.  
 DRAMBURG, K. 537.  
 DRAVID, R. K. 257.  
 DRAVIS, F. 560.  
 DREIBALBIS, F. K. 344.  
 DREYSPRING, C. 363, 371, 376  
 DROSDORF, M. 281.  
 DROUINEAU, G. 357.  
 DUA, A. N. 354.  
 DÜCKER, A. 71, 73.  
 DUCLAUX, J. 157.  
 DUFOREY, J. 248.  
 DUGGAR, B. M. 474.  
 — J. F. 501, 514.  
 DÜGGELI, M. 7.  
 DULEY, F. L. 468, 474.  
 DUMANSKI, A. 173.  
 DUMESH, M. G. 478.  
 DUNEZ, A. 509.  
 DUNHAM, D. H. 502, 508.  
 DUPAIX-LASSEUR, A. 487.  
 DÜRR, W. 397.  
 DUSSEAU, A. 555.  
 DUTHIE, D. W. 405.  
 DU TOIT, M. M. S. 368, 400,  
 418.  
 DYCK, A. W. J. 505.  
 DYMEK, P. L. 274.  
 EAMES, A. J. 431.  
 EATON, E. D. 444.  
 EBELING, R. 573.  
 EBERT, A. 272.  
 — B. P. 519.  
 EBLÉ, L. 256, 261, 263.  
 ECKSTEIN, O. 308.  
 EDELMAN, C. H. 26, 41, 74,  
 317.  
 EDLEFSEN, N. E. 212.  
 EDLICH, F. 464.  
 EGAMI, E. 537.  
 EGGERT, E. 125.  
 — J. 153.  
 EGGLETON, W. G. E. 454, 490.  
 EGNÉR, H. 363, 364, 366, 376.  
 EHMANN, E. A. 146.  
 EHRENBERG, J. 187, 277.  
 EHRENBERG, P. 174, 241, 408,  
 421, 432, 493, 494.  
 EHRLICH, F. 560.  
 EISENMENGE, W. S. 545.  
 EISLER, M. 486.  
 ELEMA, B. 547, 548.  
 ELLIKER, P. R. 458.  
 ELLIS, D. 577.  
 — E. M. 498.  
 — I. H. 144.  
 EMELIANCHIK, K. G. 478.  
 EMERSON, O. 488.  
 — P. 246.  
 — R. 579.  
 EMMETT, P. H. 252.  
 EMOTO, Y. 457, 578.  
 ENCULESCU, P. 120.  
 ENDELL, K. 25, 61, 185, 186,  
 187, 188, 189, 190, 193,  
 199, 200, 207, 208, 209,  
 234, 235, 236, 237, 277,  
 282, 283, 284, 285, 287,  
 302, 318, 319, 320.  
 ENDO, S. 488.  
 ENDRÉDY, A. 122.  
 ENDRIGKEIT, A. 498.  
 ENDRES, G. 529.  
 EN-FENG CHEN 539.  
 ENGEL, E. B. 425.  
 — H. 246, 434, 436, 440, 480,  
 505, 511, 516, 541, 543,  
 545, 549, 563, 564, 570,  
 576.  
 ENGLHARDT, J. H. 216.  
 — W. v. 24, 26, 27, 28, 38,  
 275, 276, 277, 278, 279,  
 281.  
 ENGELS, O. 374, 437.  
 ENGLER, C. 586.  
 ENQUIST, F. 8.  
 ENSLIN, O. 184, 185, 236,  
 237.  
 ERB, L. 73.  
 ERDENBRECHER, A. H. 588.  
 ERHART, H. 51, 97, 120, 133.  
 ERIKSSON, S. 243.  
 ERLENMEYER, H. 12, 13, 201.  
 ETINGER-TULCYNKA, R. 486.  
 EULER, H. v. 493.  
 EVANS, F. L. 478.  
 EVLIA, H. 10, 406.  
 EWBANK, E. K. 115.  
 EWING, D. T. 256.  
 EYMERS, J. G. 579.  
 FAERMANNILOV, V. 492.  
 FAILLETAZ, R. 248, 252.  
 FALCK, R. 574.  
 FALCONER, J. G. 183.  
 FAMIN, M. 447.  
 FANG-SING-FANG 486.  
 FARDEN, C. A. 264.  
 FARREL, M. A. 563.  
 FAWCETT, H. S. 488.  
 FAY, A. C. 458.  
 FAZAL-UD-DIN 546.  
 FEHÉR, D. 99, 246, 248, 251,  
 440, 441, 442, 446, 447,  
 448, 449, 450, 452, 453,  
 454, 455, 457, 458, 460,  
 463, 464, 465, 466, 479,  
 518, 523, 534, 560, 565,  
 566, 575, 584.  
 FELLOWS, H. 490.  
 FELSZ-KARNICKA, H. 556.  
 FELTHAM, C. B. 540, 581.  
 FENDIUS, H. 187, 188.  
 FERRETTI, M. C. 454, 584.  
 FERRIÈRE, J. FRANC DE 97.  
 FERRY, F. 487.  
 FEUSTEL, I. C. 437.  
 — J. L. 398.  
 FIERKE, M. L. 490.  
 FILLIPOVA, V. N. 385.  
 FILLUNGER, P. 4, 129.  
 FINCKENER 347.  
 FINDLAY, W. P. K. 557.  
 FINK, H. 486.  
 FINN, R. F. 498.  
 FISCHER, FR. 247, 397, 437,  
 563.  
 — G. 148.  
 — H. 432, 580.  
 — R. CHR. 229, 230, 231.  
 FITTIN, E. M. 257, 261,  
 266.  
 FLANCÓWNA, P. 493, 527.  
 FLEHMIG, T. 594.  
 FLEISCHMANN, R. 245, 267.  
 FLEMING, A. 487.  
 FLEROW, K. W. 481.  
 FLERSCHÜTZ, F. 74.  
 FLIEG, O. 419, 420, 436, 438.  
 FOMIN, N. P. 263.  
 FOOTE, P. D. 212.  
 FORD, M. C. 366.  
 FOX 133.  
 FOYN, B. 533.  
 FRANCESHI, A. V. 419.  
 FRANCHI, H. H. 542.  
 — O. 266, 364, 372.  
 FRANCKE, H. L. 497.  
 FRANK, M. 441, 453, 454,  
 463, 465, 539, 575, 584.  
 FRANKE, W. 561.  
 FRANTZEW, A. V. 590.  
 FRAPS, C. S. 546.  
 FRASER, L. 495.  
 FRAZIER, W. C. 458.  
 FRECKMANN, W. 212.  
 FRED, E. B. 359, 485, 498,  
 499, 500, 503, 504, 506,  
 509, 514, 553, 554, 589.  
 FREDENHAGEN, K. 397.  
 FREISE, F. W. 21, 22, 122,  
 131, 135, 142.  
 FREISLEBEN, R. 496, 497.  
 FREMLIN, H. S. 544.  
 FREMY, P. 476.

- FRENCH, C. S. 579, 580.  
 FRESENIUS, L. 365.  
 FREUDENBERG, F. 572.  
 — K. 397.  
 FREUNDLICH, H. 184, 185,  
 188, 190, 253, 299, 304,  
 306, 339.  
 FREY, A. 353, 588, 589.  
 — C. A. 461.  
 — H. J. 369, 418.  
 FRIED, H. 560.  
 FRIEDMANN, C. A. 459.  
 FRIES, N. 484.  
 FRÖHLICH, O. K. 210.  
 FROLORA, L. A. 344.  
 FROM, M. 481.  
 FROMAGEOT, CL. 485, 537.  
 FRÖMEL, W. 391.  
 FROSTERUS, B. 38, 77.  
 FRÜHSTORFER, A. 437.  
 FRY, W. H. 19, 39, 277.  
 FUCHS, W. 398, 413, 417, 572.  
 FUKUCHI, R. 515.  
 FULLER, H. U. 267.  
 FULMER, E. J. 440.  
 FUZE, H. H. LA 558.  
  
 GAFFRON, H. 579, 580.  
 GAINNEY, P. L. 425, 440, 520,  
 523, 545.  
 GALVEZ, N. L. 141.  
 GANOSSIS, B. G. 224.  
 GANSSSEN, R. 42, 69.  
 GARBER 254.  
 GARETT, S. D. 488.  
 GAST, P. R. 495.  
 GAUDECHON, H. 546.  
 GAUDENZI, N. 104.  
 GAUDIN 424.  
 GAUSS, K. F. 259, 360.  
 GAUTIMUROV, I. I. 124.  
 GEARING, J. 87.  
 GEDROIZ, K. K. 252, 288, 341,  
 346, 356, 392, 408.  
 GEHRING, A. 347, 353.  
 GELLERT, J. F. 10.  
 GEL'TZER, J. F. 569.  
 GEORGI, C. E. 500, 503, 513.  
 GERASSIMOW, I. 58, 124, 125.  
 GERDUM, E. 436.  
 GERLACH, M. 419, 533.  
 GERM, H. 495.  
 GERMANOW, F. N. 442, 450.  
 GERRETSEN, F. C. 396, 577.  
 GESCHER, N. v. 549.  
 GESLIN, H. 245.  
 GESSNER, H. 99.  
 GESUE, G. 395.  
 GIBSON, T. 445, 540.  
 GIELE, P. L. 19.  
 GIESBERGER, G. 547.  
 GIESECKE, F. 11, 43, 101,  
 112, 113, 124, 423.  
 GIESEKING, J. E. 223, 326,  
 327, 328, 330.  
  
 GIGNOUX, M. 73.  
 GINSBURG-KARAGITSCHewa,  
 J. 580.  
 — T. L. 581, 587.  
 GIRTSCHANOFF, K. 505.  
 GISCHITZKAJA, Z. K. 442, 449.  
 GISH, O. H. 269.  
 GISTL, R. 464, 465.  
 GIVELLI, F. 487.  
 GLADSTONE, G. P. 485.  
 GLATHE, H. 440, 442, 460,  
 461, 480, 483, 490.  
 GLERIA, J. DI 367.  
 GLINKA-TSCHERNORUTZKY, E.  
 537.  
 GLÜCKAUF, E. 239.  
 GODARD, H. P. 242.  
 GODFREY, G. H. 481.  
 GODNEW, T. N. 580.  
 GOETTING, A. 95.  
 GOICHERMAN, D. G. 477.  
 GOJOW, E. 404.  
 GOLDIN, M. 461, 549.  
 GOLDMANN, W. 486.  
 GOLDSCHMIDT, V. M. 313.  
 GOLEZ, I. L. 141.  
 GOLL, G. 259.  
 GOLLMICK, F. 568.  
 GORBACH, G. 538.  
 GORDON, M. 437.  
 — R. D. 446.  
 GORODKOV, B. N. 76.  
 GORR, G. 541.  
 GÖRTZEN, J. 458.  
 GÖRZ, G. 144.  
 GOSS, M. J. 557.  
 GÖSSL, V. 65, 86, 96.  
 GÖTZ, F. W. P. 239, 240.  
 GOY, S. 353, 354.  
 GRAČANIN, M. 110, 111, 123.  
 GRADMANN, H. 170.  
 GRAF, E. 291, 293.  
 GRAHAM 408.  
 GRANDEAU, L. 382, 389.  
 GRANDORI, L. 581.  
 GRAY, P. H. H. 442, 446, 452,  
 453, 460.  
 GREAVES, J. D. 479, 521, 531,  
 534, 537.  
 — J. E. 381, 433, 527, 531,  
 534, 537.  
 GREEN, D. E. 507.  
 — H. 181, 192, 206.  
 GREENBERG, L. 544, 562.  
 GREENE, R. A. 473, 522, 530,  
 567, 588.  
 GREENWOOD, M. 493, 495.  
 GRENGG, R. 17.  
 GRIGGS, R. F. 523.  
 GRIM, R. E. 39.  
 GRIMM, F. V. 152.  
 GRIMME, C. 436.  
 GRINBERG, L. D. 456.  
 GRIPP, K. 73.  
 GRODZINSKA, W. 97.  
  
 GROETZNER, E. 373.  
 GROSSER, G. 40, 41, 42.  
 GROSSKOPF, W. 136, 387, 395,  
 427, 572.  
 GRUNDMANN, E. 446, 451,  
 468.  
 GRUNER, H. E. 231.  
 — I. D. 285.  
 — J. W. 280.  
 GSCHWIND, M. 36, 52, 53, 68,  
 98.  
 GUINIER, PH. 498.  
 GUITONEAU, G. 521, 578.  
 GUNDEL, M. 486.  
 GUNN, K. G. 480.  
 GÜNNEWIG, J. 517.  
 GÜNTHER, E. 245, 372.  
 — G. 493.  
 — W. 428.  
 — -SCHULZE, A. 304.  
 GUSTAFSSON, Y. 80, 333.  
 GUTGIESSER, A. H. 550.  
 GYÖRFFY, L. 457, 582.  
 GYÖRGY, G. 259.  
  
 HAEBERLE, D. 8.  
 HAEFELI, R. 26, 209, 231,  
 232.  
 HAENSLER, C. M. 49, 103.  
 HAGAN, H. R. 265.  
 — W. A. 461.  
 HAGEMANN, G. 148.  
 HAGEN-POISEUILLE 232.  
 HAGER, G. 373.  
 HAINES, W. B. 195, 197, 198,  
 270, 538.  
 HALAIS, P. 133.  
 HALDEN, B. E. 77.  
 HALVORSON, H. O. 582.  
 HAMA, T. 580.  
 HAMILTON, W. B. 530.  
 HANKS, J. H. 543.  
 HANLEY, F. 85.  
 HANNE, R. 567.  
 HANSEN, P. A. 458.  
 — R. 499, 502.  
 HANZAWA, J. 478, 554.  
 HARADA, M. 45, 46, 418.  
 HARDER, A. 543, 544.  
 — R. 170, 559.  
 HARDY, F. 143, 493.  
 — J. I. 346.  
 HARING, M. M. 167.  
 HARITANTIS, B. J. 505.  
 HARLEY, J. L. 495, 498.  
 HARMSSEN, G. W. 446, 577.  
 HARPER, H. J. 481.  
 HARRAR, J. G. 474, 557.  
 HARRASSOWITZ, H. 22, 40,  
 100, 113, 115, 133, 135,  
 144, 146, 147, 148.  
 HARRINGTON, E. L. 261.  
 HARRIS, A. E. 237.  
 — L. J. 343.  
 HARRISON, J. B. 54.

- HÄRTEL, F. 61, 86, 87, 94, 95, 426.  
 HARTELIUS, V. 485, 569.  
 HARTLEY, K. T. 493, 495.  
 HARTMAIR, V. 274.  
 HARTMANN, F. K. 144, 314, 315.  
 HARZSTEIN, N. 578.  
 HASELHOFF, E. 2.  
 HASENBÄUMER, J. 428.  
 HASLER, A. 83, 380, 425.  
 HASSELBAUM, G. 495.  
 HASTINGS, E. G. 483.  
 HATCH, A. B. 495, 498.  
 — C. T. 495.  
 HAUGUM, O. 82.  
 HAUPT, B. 58.  
 HAUSEN, S. v. 493, 510, 511, 512.  
 HAUSMANN, W. 420.  
 HAVE, J. TEN 353.  
 HAWKER, L. E. 48.  
 HEIBERG, S. O. 426, 543.  
 HEIDE, F. 24.  
 HEIGENER, H. 459, 536.  
 HEILIG, H. 257.  
 HEILMANN, F. 475.  
 HEIMATH, B. 11, 406.  
 HEINEN, O. L. 392, 417.  
 HEINISCH, E. 486.  
 HEINTZELER, J. 455, 456, 476.  
 HEINZ, W. 363.  
 HEINZE, W. 371.  
 HEISENBERG, W. 314.  
 HELBIG, M. 16, 144.  
 HELLER, F. 7.  
 HELLMERS, J. H. 32, 43, 44, 48.  
 HENCKEL, P. A. 442, 450, 533.  
 HENDRICKS, S. B. 39, 277.  
 HENDRICKSON, A. H. 179.  
 HÉNIN, S. 267.  
 HENNEBERG, W. 458.  
 HENRY, A. W. 488.  
 — B. S. 459.  
 HERCIK, F. 474.  
 HERMANN, R. 373.  
 HERR, L. 257, 258, 259, 261, 263.  
 HERVIAUX 424.  
 HERZNER, R. A. 367.  
 HES, J. W. 475.  
 HESS, K. 430.  
 — V. F. 269.  
 HESSE, W. 436.  
 HESSELINK VAN SUCHTELEN, F. H. 397.  
 HESSELMANN, H. 200.  
 HESTER, J. B. 425.  
 HETCHE, H. O. 486.  
 HETTERINGTON, A. 468.  
 HETERSCHIJ, C. W. G. 420.  
 HEUBEL, G. A. 517.  
 HEUELL 428.  
 HEUKESHOVEN, W. 102.  
 HEUSER, O. 256, 257, 265.  
 HEWETT, D. F. 39.  
 HEYER, E. 269.  
 HEYN, G. 245.  
 HIBBARD, P. L. 366.  
 HIBBERT, H. 398.  
 HICKMAN, J. 537.  
 HIELSCHER, M. 204, 218.  
 HIGBEE, H. W. 578.  
 HILBERT, G. E. 584.  
 HILGER, A. 2.  
 HILITZER, A. 493.  
 HILPERT, R. S. 398.  
 HILTNER, L. 515.  
 HINES, H. I. G. 143.  
 HINO, I. 488.  
 HIRAI, K. 526.  
 HIRSCH, L. 144, 148.  
 HIRSHBERG, Y. 537.  
 HISSINK, D. J. 314, 344, 346, 347, 351, 352, 359.  
 HOAGLAND, R. 356, 357.  
 HOBSON, R. P. 400.  
 HOCK, A. 95, 144, 353, 378, 384, 391, 392, 412, 414, 415, 416, 421.  
 HODALEWITSCH, G. 273.  
 HODER, F. 489.  
 HOEL 71.  
 HOF, T. 476, 477, 478.  
 HOFER, A. W. 514, 515.  
 HÖFER, H. v. 586.  
 HOFFMANN, O. 373.  
 — W. 393, 430.  
 HOFMANN, E. 363, 563.  
 — U. 25, 31, 187, 188, 277, 279, 280, 281, 282, 283, 284, 285, 286, 287, 302, 315, 318, 319, 320, 321, 409.  
 HOFMEISTER 292, 296.  
 HÖHNK, W. 463.  
 HOLBEN, F. J. 434, 566.  
 HOLLÄNDER, A. 474, 546.  
 HOLLÄNDER, ST. 495.  
 HOLLER, K. 45.  
 HOLLO, E. 507, 513.  
 HOLLSTEIN, W. 100.  
 HOLSTEIN, H. 89.  
 HOLTZ, H. F. 576.  
 HOLZER, H. 555.  
 HOLZNER, J. 25.  
 HONCAMP, F. 374.  
 HOOGHOUDT, S. B. 225.  
 HOOPER, P. D. 144.  
 HOOVER, S. R. 439, 506, 507, 513, 531, 532.  
 HOPKINS, E. W. 503, 504, 509.  
 HOPPE, W. 49.  
 HORN, O. 586.  
 HORNPOSTEL, W. 468.  
 HORNER, C. K. 439, 473, 525, 526, 527, 528, 529.  
 — G. M. 167.  
 — J. 265.  
 HORNER, M. 506.  
 HOROWITZ-WLASSOWA, L. M. 456, 478, 551, 554, 555, 558, 561.  
 HORUSITZKY, H. 99.  
 HOSKING, J. S. 393.  
 HOTCHKISS, M. 444, 446, 518, 521, 532.  
 HOU, K. C. 410.  
 HOWARD, A. 437.  
 HOYNINGEN-HUENE, P. F. v. 89, 91.  
 HRDINA, J. 84, 96, 97.  
 HSIUNG, V. 125.  
 HÜBNER, R. 50.  
 HULPOL, N. 442, 444, 460, 480, 483, 490.  
 HUMFELD, H. 246, 470, 489, 492.  
 HUMMEL, K. 4, 5, 40.  
 HUNTER, CH. A. 581.  
 HUNTINGTON, E. 564.  
 HURST, R. H. 542.  
 HUTCHINGS, I. J. 400, 483, 557.  
 HUTCHINS, L. M. 247.  
 HUTCHINSON, H. BR. 352, 549.  
 HWANG, Y. 441, 445, 446, 463, 538, 539, 575.  
 IBRAGIMOW-KARNOWITSCH, R. 237.  
 IGGENA, M. L. 466.  
 IHLE, K. 589.  
 IJJÁSZ, E. 99, 267.  
 IMANZUMI, M. 538.  
 IMŠENECKI, A. 518, 550, 551, 552, 560, 571.  
 ISABOLINSKI, M. P. 486.  
 ISAKOWA, A. A. 476, 490, 491, 493, 528, 539.  
 ISRAEL-KÖHLER, H. 242, 272, 273.  
 ISRAILSKI, W. E. 498, 501, 502, 531.  
 ISSATSCHENKO, B. L. 451, 457, 461, 523, 550, 578.  
 ISUKURAGA, K. 117.  
 ITANO, A. 451, 506, 507, 513, 520, 527, 552, 573.  
 ITZEROTT, D. 535.  
 IVERSON, V. E. 265.  
 IWANOFF, N. N. 541, 542, 569.  
 IWANOW, I. 71.  
 IWANOWA, W. E. 541.  
 IWASAKI, K. 519, 528.  
 JACCARD, P. 240, 250.  
 JACKSON, W. W. 286, 287.  
 JACOB, A. 31, 277, 280, 285, 308, 315, 373, 409, 432.  
 — K. D. 584.  
 JACOBS, S. E. 468, 562.  
 — W. C. 242.

- JACOBSEN, J. 466.  
 JACOBSONH, I. 486.  
 JÄGER 323.  
 JAHN, E. 492.  
 JAKEŠ, E. 486.  
 JAKOWLEWA, W. 454.  
 JAMES, E. J. 464, 465.  
 — L. H. 477, 478, 557, 566.  
 — N. 488.  
 JANERT, H. 155, 172, 173,  
 174, 179, 255, 393.  
 JANKE, A. 446, 449, 450, 463,  
 471, 518, 523, 527, 555,  
 565.  
 — F. 542.  
 JARUSOV, S. S. 324, 325, 341,  
 347.  
 JASSINOWSKI, A. N. 168.  
 JAUDEL, V. 496.  
 JEFFREYS, H. 272.  
 JEFFRIES, C. D. 434, 566.  
 JELINA, M. J. 549.  
 JENEY, A. V. 474.  
 JENKINS, S. H. 435.  
 JENNY, H. 25, 63, 64, 65, 279,  
 281, 291, 292, 297, 299,  
 304, 312, 318, 319, 320,  
 321, 322, 323, 326, 327,  
 328, 330, 336, 358, 403,  
 422, 423, 506.  
 JENSEN, H. L. 443, 446, 454,  
 455, 462, 463, 473, 515,  
 551, 552, 555, 556, 559,  
 570, 571.  
 — H. T. 480, 535.  
 — S. TOVBORG 385.  
 JERMOLAewa, Z. 480, 529.  
 JESSEN, W. 91, 424, 428, 434,  
 436.  
 JESWIET, J. 74.  
 JIRKOVSKY, R. 274.  
 JOACHIM, A. W. R. 138.  
 JOEL, A. H. 69, 141.  
 JOFFE, I. S. 54, 55, 80, 118,  
 144, 332, 405.  
 JOHANN, F. 492.  
 JOHN, G. 385, 428.  
 JOHNSON, D. E. 488, 559.  
 — N. K. 257.  
 JOHNSTON, W. A. 120.  
 JONES, H. T. 85.  
 — H. W. 539, 541.  
 — J. 532.  
 — J. O. 392.  
 JONGH, A. C. DE 140.  
 — PH. DE 517.  
 JORET, G. 86, 97.  
 JOSEFONITSCH, L. 119, 264.  
 JOSEPH, A. F. 192.  
 JOUNG, A. W. 352.  
 JUNG, E. 418.  
 — H. 39, 88, 325.  
 JUNKER, E. 298.  
 JÜRGENSON 203, 204.  
 JUSTIN, G. 111.
- JYER, K. R. N. 343, 401, 439,  
 557, 572.
- KADELBACH, E. 531.  
 KAESS, G. 455.  
 KALANTRIAN, P. 585.  
 KALB, L. 572.  
 KALLAUNER-MATEJKA 22.  
 KALNINS, A. 555, 560, 589.  
 KAMAKURA, T. 134.  
 KAMENEVA, A. 257.  
 KAMERMAAN, P. 443.  
 KAMINSKIJ, A. 63.  
 KAMLAH, K. 245.  
 KAN, L. J. 454.  
 KANDASAMY, A. P. 257, 258,  
 259.  
 KANIWETZ, J. J. 470, 495.  
 KAPP, L. C. 173.  
 KAPPEN, H. 352, 353, 418,  
 420, 438.  
 KÄRCHER, H. 464.  
 KARLSEN, A. 548.  
 KARPINSKAJA, N. S. 471.  
 KARRER, P. 387.  
 KARSTRÖM, H. 511.  
 KARTOS, L. T. 332.  
 KÁŠ, V. 50, 96.  
 KASAKOW, A. 478.  
 KASANSKY, A. 457, 518, 523,  
 558.  
 KÄSTNER, F. 22, 23.  
 KATAOKA, T. 515, 517.  
 KATZ, J. R. 190, 191.  
 KATZNELSON, H. 509.  
 KAUFMANN, A. 541.  
 — L. 529.  
 KAVANAGH, F. 484.  
 KAWAMURA, K. 418.  
 KAWASHIMA, R. 140.  
 KAWA, A. 365.  
 KAYSER, K. 7.  
 KEEN, B. 166.  
 — B. A. 258, 259.  
 — H. 195.  
 KEENEY, D. L. 501.  
 KEESE, H. 20.  
 KEILHACK, K. 135, 149.  
 KEILING, J. 578.  
 KELLER, A. 325.  
 — H. 141, 218, 588.  
 KELLEY, W. P. 26, 29, 38,  
 277, 279, 281, 291, 317,  
 318, 319, 320, 321, 346,  
 347, 409.  
 KELLOGG, CH. E. 124, 141.  
 KEPPELER, G. 430.  
 KERÄNEN, J. 256, 265, 266,  
 267.  
 KERR, H. W. 317, 340, 341.  
 — P. F. 26, 281.  
 KERTSCHER, F. 373, 374, 436.  
 KHLUSTIKOWA-DIKUSSAR, M.  
 468, 565, 572.  
 KHOURI, A. J. 573.
- KHOUVINE, Y. 549, 552, 553,  
 554.  
 KIDERLEIN, H. 147.  
 KIEL, W. 246.  
 KIESLINGER, A. 4.  
 KIESSLING, L. E. 439, 461,  
 588, 589.  
 KIJAK, E. 149.  
 KILLIAN, CH. 454, 455, 460.  
 KIMBALL, N. 552.  
 KING, C. J. 444.  
 — H. H. 316.  
 KINNEY, H. W. 419.  
 KIRAKOSIAN, A. 587.  
 KIRCHNER, O. v. 495.  
 KIRNBAUER, F. 39.  
 KIRSH, D. 561.  
 KIRSANOFF, A. T. 366.  
 KIRSSANOW, A. 47.  
 — E. 47.  
 KITTREDGE, J. 429.  
 KIVINEN, E. 78.  
 KLÄHN, H. 2, 6, 18, 271.  
 KLAS, Z. 577.  
 KLEBERG, TH. 428.  
 KLECKA, A. 496.  
 KLEIN 569, 572.  
 — G. 472.  
 KLEINSCHMIT, R. 91.  
 KLIENEBERGER, E. 468,  
 525.  
 KLIEWE, H. 486.  
 KLING, M. 374.  
 KLINGNER, F. E. 146.  
 KLODNIZKY, N. N. 473.  
 KLÖS, W. 29.  
 KLÜPFEL, W. 148.  
 KLUYVER, A. J. 519, 547.  
 KNAUST, W. 14, 15, 135.  
 KNETSCH, G. 14.  
 KNIGHT, B. C. 485.  
 KNIPPENBERG, E. 387, 392.  
 KNOCHE, W. 130.  
 KNÖLL, H. 205.  
 KNORR, M. 458.  
 KNUDSON, L. 496.  
 KOCH, A. 554.  
 — F. E. 487.  
 KODAIRA, Y. 256.  
 KOERNER, O. 29, 30.  
 KOFFMAN, M. 442, 445, 466,  
 467.  
 KÖGL, F. 484, 569.  
 KÖGLER, F. 206, 209.  
 KOHL, F. 588.  
 KÖHLER, R. 32.  
 KÖHN, M. 92, 428, 429, 437.  
 — O. 145.  
 KOKKONEN, P. 245, 267.  
 KOL, E. 457.  
 KOLKMEIER, N. H. 30.  
 KOLKOWITZ, R. 465, 590.  
 KOLTHOFF, I. M. 345.  
 KOMAREWSKY, W. 430.  
 KÖNIG, J. 428.

- KONISHI, K. 487, 500, 513, 515, 525, 526.  
 KONOKOTINA, A. G. 508.  
 KONONENKO, E. 468.  
 KONOLD, O. 264.  
 KONRICH, F. 458.  
 KOŔINEK, J. 481, 520, 521.  
 KORNEJEWA, N. P. 470, 525.  
 KORNFELD 304.  
 KOROCHKINA, O. I. 548.  
 KORSAKOWA, M. P. 509, 518, 548, 560, 582.  
 KORSCHEW, P. 417.  
 KORSINKIN, G. 444.  
 KOSER, M. A. 561.  
 KOSMATH, W. 273, 274.  
 KOSTJAKOW, A. 219.  
 KOSTYCHEW, S. 528.  
 KOTAR, S. 97.  
 KOTSCHERGINA, M. 478.  
 KÖTTGEN, P. 346, 360, 367, 368, 369.  
 KOTZMANN, L. 98, 120, 216, 411.  
 KOVATS, J. 525.  
 KOVDA, V. A. 57, 124.  
 KOVROTSEWA, S. 514.  
 KOZÉNY, J. 223, 224, 225, 227, 250, 251.  
 KRAMER, H. 487.  
 KRÄMER, E. 487.  
 KRASSILNIKOW, N. 460, 461, 468, 480, 490, 491, 520, 579.  
 KRASSIUK, A. A. 273.  
 — B. A. 273.  
 KRAUSE, P. G. 93.  
 — W. 508.  
 KRAUSS, G. 47, 48, 61, 86, 87, 95, 426.  
 — J. 359.  
 KRAUT, H. 567.  
 KRAWKOW, J. 454.  
 — S. 399.  
 KREBBER, O. 515, 516.  
 KREBS, N. 126, 133.  
 KRESTNOKOWA-SSYSOJEW, O. 467.  
 KREUTZ, W. 259.  
 KREYBIG, L. 99, 122.  
 KRISCHE, P. 88, 432.  
 KRISCHNAN, M. S. 138.  
 KRISS, A. E. 468, 490, 567, 569.  
 KRUCHKOVA, A. P. 443, 444, 469, 473, 588, 590.  
 KRUEGER, A. P. 489.  
 KRÜGEL, C. 363, 371.  
 KRÜGER, W. 499, 535.  
 KRUMINŠ, K. 83, 363.  
 KRUYT, H. R. 328.  
 KRZEMIENIEWSKA, H. 549, 550, 571.  
 KRZEMIENIEWSKI, S. 525, 550, 571.  
 KUBIENA, W. L. 70, 444, 470.  
 KUCHER, A. 428.  
 KUDZIN, J. K. 481.  
 KUHL, J. 38.  
 KUHN, F. 476.  
 — H. 486, 487.  
 KÜHN, K. 74.  
 — S. 355.  
 — St. 155, 255, 270.  
 KÜHNE, G. 271.  
 KUNKE, A. 250, 251, 435.  
 KÜKE, A. 373.  
 KULIKOWA, W. J. 481.  
 KÜRBIŠ, P. 492, 493.  
 KURMIŠ, B. 29, 157, 159, 160, 161, 162, 164, 165, 170, 173, 175, 208, 211, 306, 326.  
 KUROCHKIN, B. I. 478.  
 KURON, H. 18, 50, 151, 152, 153, 159, 166, 167, 171, 174, 253, 254, 255, 256, 350, 380.  
 KÜRŠNER, K. 398.  
 KURTJAKOV, N. 213, 244, 251.  
 KUSNETZOV, I. A. 265.  
 KUSNETZOW, S. J. 473, 540.  
 KUZINA, A. S. 344.  
 KVAPIL, K. 244.  
 KVASNIKOV, V. 246.  
 KVELBERG, I. 9.  
 KWANG CHIUNG HOU 333.  
 KWASCHNIN-SAAMARIN, N. 120, 142.  
 LAATSCH, W. 54, 67, 93, 94, 380, 382, 383, 427.  
 LACROIX, A. 136.  
 LAINE, T. 505, 510, 511, 512.  
 LAIRD, D. G. 509.  
 LAKHOVSKY 248.  
 LAMBERT, E. B. 475.  
 — J. 537.  
 LAMBIN, S. 487.  
 LAMBRECHT, R. 580.  
 LANDOLT-BÖRNSTEIN 154.  
 LANG, R. 56, 101, 109, 133, 139, 243, 251, 422, 426.  
 — Th. 274.  
 LANGE, E. 328, 329.  
 LANGE-POZDEIVA, J. P. 442, 578.  
 LANGMUIR, J. 305, 339.  
 LAPAPE, A. 274.  
 LARIONOWA, N. N. 541.  
 LA ROTONDA, C. 335.  
 LAROUX, P. 485.  
 LARSON, C. 372.  
 LASSEUR, Ph. 487.  
 LAUTENSACH, H. 7.  
 LAVA, V. G. 485.  
 LAVES, F. 43.  
 LAZARJEW, N. 456.  
 LEACH, J. G. 558.  
 LEBEDEFF, A. F. 13.  
 LEBENSBAUM, M. 478, 521, 532.  
 LECHNER, R. 486.  
 LEE, S. B. 514.  
 LEEMANN, A. C. 488.  
 LÉFÈVRE, M. 464.  
 LEFOUIN, M. 490.  
 LEHMANN, O. 7.  
 — P. 240, 241, 245, 246, 247, 248.  
 — W. 356, 374.  
 LEHNER, A. 579.  
 — L. 147.  
 LEICK, E. 261.  
 LEIFSON, E. 458.  
 LEIGHTY, W. R. 403, 404.  
 LEININGEN, W. Graf zu 11, 100.  
 LEJAY, P. 239.  
 LEJEUNE, M. 586.  
 LEMBKE, A. 458.  
 LEMMERMANN, O. 151, 238, 352, 434, 437, 533.  
 LEMOIGNE, M. 548.  
 LEONARD, C. D. 64.  
 LEONOWITSCH, K. 501.  
 LEPSI, I. 121.  
 LE ROY, K. H. 495.  
 LESCH, W. 347.  
 LEUSSINK, H. 206, 209.  
 LEVI 266.  
 LEWIS, K. H. 502, 507.  
 — J. M. 487, 488, 513, 520, 530.  
 LIATSIKAS, N. B. 111, 112, 123.  
 LIEBETRAUT, E. 567.  
 LIEBIG, J. v. 377, 389.  
 LIEN CHIEH, L. 117, 140.  
 LIESAU, O. F. 456, 560.  
 LIESE, J. 558.  
 LIESEGANG, R. 79.  
 LIESKE, R. 247, 397, 437, 563.  
 LIHNELL, D. 489.  
 LILLELAND, O. 356.  
 LINCK, G. 6, 14, 280.  
 LINDAU, G. 184, 185, 188, 299, 339.  
 LINDGREN, R. M. 558.  
 LINDNER, H. 7.  
 LINWEAVER, H. 439, 473, 526, 527, 528, 529, 530.  
 LINGGOOD, F. v. 7, 578, 583.  
 LINK, G. K. K. 509.  
 LINNEBOE, I. B. 483.  
 LINNEMANN, G. 463.  
 LINNEWEH, F. 537.  
 LINTNER, A. 589.  
 LIONSCHITZ, M. J. 561.  
 LIPMAN, C. B. 456, 531, 544, 562, 563.  
 — J. G. 510.  
 LIPSKAJA, T. 457.  
 LITVINOV, M. A. 468, 490.  
 LITVINOVA, E. V. 547.

- LIU, H. 140.  
 LJAMIN, N. 273.  
 LLOYD, BL. 547, 548.  
 LOCHHEAD, A. G. 460, 504.  
 LOCKETT, J. L. 584.  
 LODDESÖL, A. 333.  
 LOEW, E. 495.  
 LOHMANN, R. 474.  
 — P. 589.  
 LÖHNBERG, A. 6.  
 LÖHNIS, F. 440, 520.  
 — M. P. 501, 504.  
 LOHSE, H. W. 420.  
 LOICJANSKAJA, M. S. 551,  
 571.  
 LOOFMANN, H. 31, 277, 285,  
 315, 409.  
 LOOMIS, W. E. 481.  
 LOOS, W. 185, 186, 189, 190,  
 199, 200, 203, 204, 207,  
 208, 209, 234, 235, 236,  
 237, 558.  
 LOPATINA, G. V. 509.  
 LORENZ, v. 373.  
 LOREY, M. 144.  
 LOSINA-LOSINSKY, L. K. 466.  
 LOVE, K. S. 252.  
 LOVELL, R. 487.  
 Low 73.  
 LÖWENECK, M. 589.  
 LOWIG, E. 480.  
 LOZINSKI, W. 73. 85.  
 LUCETTI, G. 482, 544, 584.  
 LUCK, J. M. 467, 468.  
 LÜDECKE, H. 499, 535.  
 LÜDI, W. 75, 108.  
 LUDWIG, C. A. 503, 510.  
 LUNA DE LA FUENTE, L. M.  
 489, 494.  
 LUNDBLAD, K. 66, 80.  
 LUNDEGÅRDH, H. 246.  
 LUNT, H. A. 425, 427, 428,  
 429.  
 LUYK, A. VAN 488.  
 LWOFF, A. 466, 484, 485.  
 — M. 485.  
 LYON, T. L. 381, 433, 434.  
 LYPACEWICZ, J. 538.
- MACCINI, L. 104.  
 MACHATSCHKI, F. 146.  
 MACHOV, G. 118.  
 MADHOK, M. R. 462, 474, 483,  
 546, 555, 556.  
 MAEGDEFRAU, E. 31, 277,  
 279, 280, 281, 283, 285,  
 286, 287, 315, 321, 409.  
 MAGDEBURG, P. 466, 586.  
 MAGERS, H. 246, 249.  
 MAGISTAD, O. C. 264, 347,  
 356, 357, 359, 584.  
 MAGROU, J. 496, 497.  
 — M. 497.  
 MAHMUD, A. J. 181.  
 MAIL, G. A. 256, 258, 266.
- MAIWALD, K. 436, 566.  
 MAKKUS, W. 542.  
 MAKRINOV, J. A. 532, 554,  
 560.  
 MALAC, B. 122.  
 MALČEWSKAJA, N. 574.  
 MALEVICH, O. A. 477.  
 MALIANZ, A. A. 518, 521, 549,  
 554, 581.  
 MALKOW, A. M. 584.  
 MALTERRE, H. 86, 97.  
 MANGOON, C. A. 456.  
 MANN, H. 435.  
 MANNOZI-TORINI, L. 492.  
 MANNS, M. M. 463.  
 MARBAIS, S. 541.  
 MARBUT, C. F. 58, 59, 60, 65,  
 381, 433.  
 MARCHAL, J. G. 487.  
 MARCO, J. 518.  
 MAREL, H. W. VAN DER 419.  
 MARESCH, E. 579, 580.  
 MAROS, I. 99.  
 MARSH, F. W. 246.  
 MARSHALL, C. E. 278, 279,  
 281, 282, 287, 299, 316,  
 321.  
 — T. I. 144.  
 MARTENS, P. 389.  
 MARTIN, J. B. 419.  
 — J. C. 356, 357.  
 — R. 554.  
 — W. P. 523, 524, 533.  
 MARTINOW, P. E. 466.  
 MARYATT, E. R. 258.  
 MASCHHAUPT, J. G. 353.  
 MASCHMANN, E. 538.  
 MATHUR, P. B. 246.  
 MATINSHENKO, A. A. 560.  
 MATSUURA, A. 506, 507, 513,  
 520, 527, 552, 573.  
 MATTHEI, A. 60, 142.  
 MATTSON, S. 80, 94, 167, 183,  
 188, 193, 314, 332, 333,  
 346, 355, 367, 410, 411.  
 MATUKI, G. 589.  
 MAURMANN, G. 91, 145, 424,  
 428.  
 MAXIMOWA, O. P. 590.  
 MAYER, F. K. 22, 23.  
 MAYNARD, J. E. 5.  
 McARDLE, R. M. 495.  
 MCBAIN 337.  
 McCALLA, T. M. 474, 506,  
 507, 544.  
 McCLUNG, L. S. 560.  
 McCORMACK, R. B. 487.  
 McCoy, E. 498, 502, 507, 508,  
 518, 560.  
 McGEORGE, W. T. 246, 340,  
 341, 342, 343, 410, 549.  
 McGRATH, J. M. 558.  
 McILWAIN 569.  
 McINTIRE, W. H. 346, 351.  
 McKEE, R. 381, 433.
- McKENZIE TAYLOR, E. 198,  
 199.  
 McKIBBIN, R. R. 425, 452,  
 505.  
 McKINLEY, A. D. 490.  
 McKIRLEY, R. 466.  
 McLAUGHLIN, W. W. 225.  
 McLEAN, W. 385, 392, 402,  
 403, 404, 405.  
 McLENNAN, K. 352.  
 McLUCKIE, J. 495.  
 McMASTER, N. B. 460.  
 MEANS 270.  
 MEETHAM, A. R. 240.  
 MEGRABIAN, A. 587.  
 MEHLICH, A. 359, 589.  
 MEHMEL, M. 18, 31, 34, 39,  
 281, 282, 283, 285, 315.  
 MEIKLEJOHN, J. 468.  
 MEINARDUS, W. 259, 260,  
 264.  
 MEINECKE, F. 148.  
 MEISCHIEDER, H. 185, 186,  
 199, 200, 234, 235.  
 MEISSNER, W. 313, 314.  
 MELIN, E. 430, 487, 489, 495,  
 574.  
 MELLO, P. C. DE 132.  
 MELVILLE, R. 47, 116.  
 MENCHIKOVSKY, F. 115.  
 MERCIER, A. 136.  
 MERKLE, F. G. 351.  
 MESSINEVA, M. 519.  
 METHLEY, W. J. 429.  
 METZEN, O. v. 440, 452, 522,  
 535.  
 MEULEN, H. TER 506, 526.  
 — I. B. VAN DER 318.  
 MEURICE, R. 389.  
 MEYER 98.  
 — F. O. W. 314, 315.  
 — J. 485.  
 — L. 338, 339, 381, 411, 412,  
 432, 436, 437.  
 — R. 121, 443, 484, 552, 553,  
 554, 555.  
 — V. 552.  
 MEYERHOF, O. 528.  
 MEZZADROLI, G. 510, 527.  
 MICHELS, FR. 147.  
 MIDDLETON, H. E. 18.  
 MIECZYŃSKI, J. 97.  
 — T. 83, 97, 423.  
 MIÉGE, E. 136.  
 MIEHE, H. 457.  
 MILLAR, H. C. 343, 411.  
 MILLER, H. C. 476, 565.  
 — M. 446, 588.  
 MILNE, G. 54, 136, 423.  
 MINAR, M. 246.  
 MINENKOV, A. R. 471, 506,  
 528.  
 MININA, E. G. 490.  
 MIRANDE, M. 542.  
 MIRSOJEW, W. A. 452.

- MIRTSCH, H. 172.  
 MIRVA, J. 541.  
 MIRZABETIAN, R. 587.  
 MISCHUSTIN, E. N. 451, 452, 457, 467, 481, 540.  
 MITCHELL, H. L. 498.  
 — J. 341, 366, 411.  
 — R. L. 303, 315, 325, 346, 352.  
 MITSCHERLICH, E. A. 151, 152, 153, 155, 157, 161, 164, 170, 172, 182, 211, 219, 225, 226, 252, 255, 296, 359, 362, 363, 364, 370, 371, 372, 376, 435.  
 MITTENZWEI, H. 580.  
 MITTRA, R. P. 336, 349.  
 MOHAUPT, W. 73.  
 MOHR, E. C. JUL. 54, 60, 140, 141, 422.  
 MØLLER, J. 311, 312, 361, 362, 363.  
 MOLLIARD, M. 496.  
 MONTI, A. 578, 579, 581.  
 MOOERS, C. A. 372, 589, 590.  
 MOORE, B. 546.  
 — E. S. 5.  
 MOOS, A. v. 36, 73.  
 MORGAN, J. L. R. 246.  
 — M. F. 429.  
 MORITZ, O. 488.  
 MOROZOW 84.  
 MORRIS, H. J. 531, 532.  
 MORTENSEN, A. E. 468, 474.  
 — H. 3, 4, 18, 73, 126, 127, 129, 143.  
 MORTON, H. E. 457.  
 MÖSER, L. 46.  
 MOSSEL, H. 443, 444.  
 MOTHES, K. 513, 547, 548.  
 MOUNCE, F. C. 496.  
 MOWRY, H. 517.  
 MOYCHO, W. 538.  
 MOYER, T. R. 140, 542.  
 MÜCKENHAUSEN, E. 61, 62, 63, 88, 89.  
 MUDRAK, A. 478, 531.  
 MUELLER, J. H. 485, 537.  
 MUKERJEE, P. N. 138.  
 MUKERJI, B. K. 542, 544.  
 — S. K. 533.  
 MUKHERJEE, I. N. 336, 337, 349.  
 — U. S. 336, 349.  
 MULDER, E. G. 568, 577, 591.  
 MULLER, F. M. 579.  
 MÜLLER, E. 567.  
 — F. W. 373.  
 — H. J. 143.  
 — J. F. 343.  
 — K. W. 293.  
 — P. 6.  
 — P. E. 61, 426.  
 — W. 479, 523.  
 MÜNDEL, O. 459.  
 MUNERATI, O. 266.  
 MÜNICHSDORFER, F. 95.  
 MÜNSTER STRÖM, K. 464.  
 MUŘAN, B. 84.  
 MURATOWA, M. A. 560.  
 MURRAY, T. J. 456.  
 MUSCHEL, A. 395.  
 MUSIEROWICZ, A. 58, 98, 110, 434.  
 MUSSO, J. O. 264.  
 MYAKE, K. 140.  
 MYERS, H. E. 339, 340, 342.  
  
 NABEL, K. 473, 536.  
 NADSON, G. 474, 579.  
 NAEHLING, W. 474.  
 NAGEL, W. 349, 350.  
 NAGELSCHMIDT, G. 25, 278, 283.  
 NAIDINA, O. 589.  
 NAJMR, ST. 50, 96.  
 NAKAMURA, H. 579.  
 NAKHIMOVSKAIA M. J. 443, 487, 488.  
 NAMYSŁOWSKI, B. 477.  
 NARDO, L. U. 381.  
 NATH, V. B. 493, 533.  
 NATIVELLE, R. 460.  
 NAUMANN, K. 376.  
 NAUMOWA, A. 442.  
 NEAL, D. C. 475, 480.  
 — O. R. 500, 507, 513.  
 NEGROU, G. 459.  
 NEHRING, K. 64, 325.  
 NELSON, D. H. 543, 544, 545.  
 NĚMEC, A. 244, 427, 437.  
 — B. 508, 517.  
 NERNST, W. 175.  
 NEUBAUER, H. 358, 359, 362, 364, 365, 367, 368, 372, 373, 374, 376.  
 NEUFELD, E. 487.  
 NEUGEBAUER, J. 473, 526.  
 NEUMANN, G. 495.  
 — W. 252, 253.  
 NEUSTRUJEW, S. 58, 125.  
 NEVROS, K. I. 113.  
 NEWTON, J. D. 481, 555.  
 NICHOLS, A. A. 559.  
 NICHOLSON, H. H. 85.  
 NIČIPOROWITSCH, A. A. 590.  
 NICOL, H. 493, 503, 510, 573.  
 NIDA, S. 97.  
 NIEL, C. B. VAN 526, 562, 579, 580, 582.  
 NIELAND, H. 71.  
 NIELSEN, N. 485, 486, 537, 569.  
 NIEMEYER, L. 524.  
 NIETHAMMER, A. 462, 481, 487, 493, 555, 556.  
 NIGGLI, P. 36, 40, 52, 53, 68, 98, 144.  
 NIKITINA, E. A. 518, 560.  
 NIKLAS, H. 144, 353, 587, 588, 589.  
 — N. 446.  
 NIKLEWSKI, B. 381, 439, 545.  
 NILSSON, I. 80.  
 — R. 507, 522, 529.  
 NIPPOLDT, A. 256, 265.  
 NISSEN, W. 558.  
 NITZSCH, W. v. 175, 176, 243.  
 NOLL, W. 31, 38, 39, 281, 313, 321.  
 NÖMMIK, A. 98.  
 NORDLUND, M. 507, 513.  
 NORMAN, A. G. 538, 556, 557, 559.  
 NORRIS, R. V. 578.  
 NOSTITZ, A. v. 24, 118, 179, 182, 245, 271, 392.  
 NOVÁK, V. 35, 67, 87, 96, 97, 108, 122, 258, 261, 262, 263, 386.  
 NOVOGRUDSKY, D. M. 468, 471, 472, 487, 488, 519, 528, 562.  
 NOWOTNO'WA, A. 510.  
 NYGARD, I. J. 578.  
  
 OBERHOLZER, P. C. 423, 454, 558, 565, 566.  
 OBRAZCOWA, A. A. 462, 490, 506.  
 OCHOTIN, W. 188, 193.  
 ODÉN, SVEN 34, 340, 379, 383, 406, 417, 418, 430.  
 ODINTZOW, B. 18.  
 OEHMER, K. 124.  
 OESTERLE, P. 459.  
 OESTING, A. I. 98.  
 OGG, W. G. 85.  
 OGNEV, G. N. 118.  
 OHARA, K. 558.  
 OHLE, W. 583.  
 OHTSUKI, T. 535.  
 OKADA, Y. 464, 515.  
 OKUNUKI, K. 487.  
 OLDERSHAUSEN, E. v. 74, 126, 133, 134, 138, 143, 145, 146.  
 OLMSTEAD, L. B. 179.  
 OLSEN, C. 505, 518.  
 OLSON, F. R. 399.  
 — L. C. 341, 342, 411.  
 OMELIANSKI, W. 553.  
 ONDRATSCHKEK, K. 464.  
 ONTSCHUKOWA, M. 457.  
 OPITZ, E. 272.  
 — K. 266.  
 OPREA, K. V. 84.  
 ORCEL, I. 39.  
 ORCUTT, F. S. 503, 512.  
 ORLA-JENSEN, S. 485, 537.  
 ORLOVA, S. J. 561.  
 ORLOWA, M. 273.  
 ØRSKOV, J. 461.  
 OSICHEVA, P. 487.



- OSNIZKAJA, L. K. 542, 569.  
 OSSIN, D. 212.  
 OSTENDORFF, E. 88, 95.  
 OSTWALD, W. 253.  
 OSUGI, S. 434, 546.  
 OTTE, N. C. 485, 537.  
 OTTO, W. 151.  
 OVEN, G. 85.  
 OVERSTREET, R. 312, 358.  
 OXENTIAN, U. G. 587, 588.
- PAASIO, I. 78.  
 PACI, S. 452.  
 PAECKELMANN, W. 48, 149.  
 PAGE, H. J. 340, 379, 382, 383, 389, 400, 418, 572.  
 PAINE, F. S. 457.  
 PAINÉ, S. G. 7, 578, 583.  
 PAIX, P. 485.  
 PALACIOS, G. 515.  
 PALEY, T. 487.  
 PALLMANN, H. 31, 83, 100, 289, 290, 291, 297, 298, 299, 300, 301, 302, 313, 314, 378, 379, 380, 407, 408, 411, 425.  
 PALM, B. 495.  
 PALMER, H. S. 141.  
 PANDALA, K. M. 439.  
 PANDALAI, K. M. 545, 547.  
 PANETH, F. A. 239.  
 PANKOW, A. 237.  
 PANOSSIAN, A. K. 549.  
 PANTOLI, B. 104.  
 PAPOUTSOPoulos, J. 123.  
 PARKER, F. W. 354.  
 — P. W. 350.  
 — R. M. 517.  
 PASSARGE, S. 73, 126.  
 PATRICK, W. A. 152.  
 PAULI, P. 459.  
 — W. 291, 305.  
 PAULIE, E. E. 525.  
 PAULY, H. 398.  
 PAVLOVITCH, St. 39.  
 PAZIUK, V. Kh. 560.  
 PAZLER, J. 372.  
 PEARSALL, W. H. 547.  
 PELIŠEK, J. 83, 96, 108, 109, 386.  
 PELLEGRINI, G. 469, 576, 577.  
 PENCK, A. 9.  
 PENDLETON, R. L. 141.  
 PENSCHUK 244.  
 PENSELER, R. G. 359.  
 PERALD, J. S. 471.  
 PERETZ, L. H. 487.  
 PERIKOWA, M. 488.  
 PERIS, W. 561.  
 PERKINS, A. T. 316.  
 PEROTTI, R. 494.  
 PERUMAL, T. S. S. 578.  
 PERWOZWANSKY, V. V. 553, 554.  
 PETCHENKO, B. 520.
- PETERSEN, J. B. 464, 465, 466.  
 PETERSON, W. H. 399, 485, 553, 554, 555, 559.  
 PETIT, A. 267.  
 PETROSIAN, A. 585, 587.  
 — A. P. 527.  
 PETROW, G. G. 119.  
 PETROWA, E. K. 477.  
 PETRŮ, F. 518, 574.  
 PETTER, H. F. M. 478.  
 PEYRONEL, B. 496.  
 PFEFFER, P. 42, 43, 44, 48, 135.  
 PHILIPPOW, G. S. 457.  
 PHILIPPOVA, V. N. 84.  
 PHILLIPS, M. 388, 399, 557, 570, 572.  
 PIA, J. 6, 586.  
 PICHARD, G. 389, 402.  
 PICHLER, F. 266.  
 PIEPER, G. 179.  
 PIERRE, W. H. 350, 352.  
 PIETERS, A. J. 381, 433.  
 PIETSCHMANN, K. 484.  
 PIETZ, J. 513, 514.  
 PIGULEWSKI, M. Ch. 176.  
 PIJL, L. VAN DER 495.  
 PILAT, A. 558.  
 PINCK, L. A. 584.  
 PINCKNEY, R. M. 366.  
 PIRCH, E. 538.  
 PIRET, E. L. 485, 537.  
 PIRKMAIER, B. 417.  
 PITTMAN, D. W. 69.  
 PLATE, H. 371.  
 PLATENIUS, H. 265.  
 PLICE, M. J. 431.  
 PLUNGUAN, M. 398.  
 POBEREZHNUIK, V. K. 481.  
 POCHON, J. 552, 553, 554.  
 POHLMANN, G. G. 588.  
 POLANYI, M. 150.  
 POLYNOV, B. B. 54, 56, 57, 68.  
 POOCK, A. 372.  
 POP, L. J. J. 579.  
 POPOFF, B. 9.  
 — E. 560, 588, 590.  
 POPOVA, R. V. 473.  
 POPOVAT, M. 119.  
 POPP, M. 394.  
 PORCHET, B. 461, 468, 531.  
 PORGES, N. 514.  
 PORTER, C. L. 488.  
 — J. L. 252.  
 PORTIER, P. 472.  
 POSCHENRIEDER, H. 491, 492, 588, 589.  
 POSER, H. 71, 73, 74, 268.  
 POTONIÉ, H. 429.  
 POTTER, C. 492.  
 POWERS, B. L. 341.  
 — W. L. 425, 429.  
 POWIS, F. 298.  
 POZDENA, L. 121, 355, 393.
- PRASSOLOV, L. 58, 84, 85, 118.  
 PRATT, E. L. 474.  
 PREDTETSCHENSKAJA, A. 457.  
 PREOBRASHENSKAJA, M. R. 582, 583.  
 PRESCOTT, I. A. 120, 134, 143, 144.  
 PRÉVOT, A. R. 460.  
 PRIANISCHNIKOW, N. D. 587.  
 PRICKETT, P. S. 457.  
 PRIEBSCHE, J. A. 472.  
 PRINCE, A. L. 340, 351.  
 PRINGSHEIM, E. G. 464, 465, 527.  
 PROPP, G. 261.  
 PROSKURIAKOW, N. 559.  
 PROSOROWSKAJA, A. A. 439.  
 PROTOD 'JAKONOV, O. 492.  
 PRUCHANSKAJA, E. 488.  
 PUCHNER, H. 12.  
 — N. 270.  
 PUGH, A. J. 333, 368.  
 PUKALL, K. 29.  
 PULKKI, L. 459.  
 PULLEY, H. C. 537, 542.  
 PURI, A. NATH 168, 198, 199, 255, 334, 335, 343, 345, 348, 350, 351, 352, 353, 354, 355, 389, 392, 418.  
 PÜRKHAEUER, R. 95.  
 PURVIS, E. R. 461.  
 PÜSCHEL, J. 541.  
 PYNE, H. R. 246.
- QUEDNOW, Kl. G. 495.  
 QUERVAIN, F. DE 36, 144.  
 QUILICO, A. 567.
- RABOTNOWA, I. L. 513, 514.  
 RADER, L. F. 584.  
 RADINGER, G. 274.  
 RADU, F. 121.  
 RAHN, O. 456, 477, 538.  
 RAISTRICK, H. 487.  
 RAJU, M. S. 499, 501, 502, 503, 513, 545.  
 RAKESTRAW, N. W. 546.  
 RAMANN, E. 38, 57, 85, 86.  
 RAMASWAMI, C. V. 539.  
 RAMDAS, L. A. 257.  
 RAMMELBERG, G. 559.  
 RAMSAUER, B. 229.  
 RANDICH, G. 109.  
 RANGE, P. 135.  
 RANKIN, R. B. 367.  
 RAO, A. L. S. 530.  
 — G. G. 545, 546, 547.  
 RASUMOWSKAJA, S. G. 499, 509.  
 RATANARAT, Ch. 313, 314.  
 RATHLEF, H. v. 77, 267.  
 RATHSACK, K. 542.  
 RAUTERBERG, E. 374, 470.  
 REDKIN, N. 265.  
 REENEN, W. J. VAN 519.

- REGEL, S. DE 520.  
 REGNIER, J. 487.  
 REHN, G. 487.  
 REICH, H. 270.  
 — K. 466.  
 REICHEL, H. 456, 557.  
 REID, F. R. 542, 569.  
 — J. J. 499, 507.  
 — R. D. 488.  
 REIFENBERG, A. 54, 57, 66,  
 100, 114, 115, 367.  
 REIMER, W. 172.  
 REINAU, E. 240, 241.  
 REINCKE, R. 244, 434, 547.  
 REINHOLD, H. 330.  
 REINKING, O. A. 463.  
 REITEMEIER, R. F. 297.  
 REITH, J. F. 242, 247.  
 REMEZOW, N. P. 401, 402,  
 404, 405.  
 REMY, H. 155, 165, 313, 314,  
 330.  
 RENN, CH. E. 444, 470.  
 RENNER, S. 496.  
 RENNERTFELT, E. 484, 486.  
 RENOLD, A. 293.  
 RETTGER, L. F. 552.  
 REUSZER, H. W. 401, 419,  
 490, 519, 559, 573.  
 REUTER, F. 587, 589.  
 REWALD, B. 512, 515.  
 RHATTECHARYA, A. K. 546.  
 RHEINWALD, H. 435.  
 RICCARDO, S. 395.  
 RICHARDS, L. A. 212.  
 RICHARDSON, H. L. 392.  
 — H. W. 542.  
 — L. A. 81.  
 RICHTER, CH. 133.  
 — K. 36.  
 RIEDE, W. 512, 515.  
 RIEHM, H. 364.  
 RIESENFELD, E. H. 313, 314,  
 330.  
 RIESER, A. 126, 143.  
 RIGONI, G. 472.  
 RIGOTARD, L. 11, 74.  
 RINNE, L. 267.  
 RIPPPEL, A. 395, 405, 440, 445,  
 446, 461, 473, 475, 477,  
 490, 494, 499, 508, 515,  
 525, 526, 527, 536, 549,  
 559, 565, 568, 569, 570.  
 — K. 489, 491, 493, 535.  
 RITENBERG, S. C. 538, 559.  
 RIZZI, J. 487.  
 ROBBINS, W. J. 484, 485, 535.  
 ROBERG, M. 511, 515, 516,  
 517, 519, 525, 531, 533,  
 569.  
 ROBERTSON, M. E. 478.  
 ROBINSON, G. W. 54, 60, 85,  
 385, 392.  
 — W. D. 247.  
 — W. O. 341, 425.  
 ROBORG, R. H. I. 30, 32.  
 ROCASOLANO, A. G. DE 437,  
 506, 526, 527.  
 ROCHAIX, A. 487.  
 ROCHE, J. 458.  
 RODE, A. 81, 118.  
 RODENBECK, H. 459.  
 RODEWALD, H. 174.  
 RODIOMOWA, K. F. 587.  
 ROELOFSEN, P. A. 579, 580.  
 ROEMER, H. 535.  
 — TH. 373.  
 ROGAI, F. 117.  
 ROHDE, G. 365.  
 ROHWEDER, M. 259.  
 ROISIN, M. B. 471.  
 ROKITZKAJA, A. J. 491, 549,  
 550, 571.  
 ROLL, A. 147.  
 — F. 251.  
 ROMASCHKEWITSCH, J. F.  
 481.  
 ROMELL, L. G. 247, 248, 426,  
 441, 442, 446, 495, 498,  
 543, 574.  
 RONSDORF, L. 486.  
 ROONEY, W. J. 269.  
 ROSEN, H. R. 487, 488.  
 ROSENBERG, F. 461.  
 ROSENDAHL, R. O. 498.  
 ROSOW, L. 124, 471.  
 ROSS, C. S. 26, 281.  
 — R. 485.  
 ROSSI, G. DE 395, 443, 444,  
 469, 490, 498, 505, 518,  
 522, 529, 534, 547, 587.  
 ROST, C. O. 366.  
 ROSTIAKOV, A. N. 228.  
 ROTHE, E. 272.  
 — G. 179.  
 ROTHUIS, R. 339.  
 ROTHMUND, 304.  
 ROTHSCHILD, H. 493.  
 ROUNTREE, P. M. 578.  
 ROUYER, M. 474.  
 ROWLES, W. 244.  
 ROY, M. 275.  
 RUBEL, N. N. 519.  
 RUBENTSCHIK, L. 459, 461,  
 471, 476, 477, 482, 518,  
 549, 553, 556, 581.  
 RUBLE, R. W. 341.  
 RUDORF, J. E. 503, 508.  
 RUESS, J. 245.  
 RÜFFER, E. 508.  
 RÜHL, A. 573.  
 RUHNKE, G. N. 420.  
 RUNOW, E. B. 498, 502, 548.  
 RUSCHMANN, G. 434.  
 RUSSEL, J. C. 381, 433.  
 — J. G. 425.  
 — J. L. 393.  
 — J. R. 535.  
 — E. J. 54, 399, 440, 467.  
 RUSSELL, E. W. 188, 242.  
 RUSSEV, TH. 365.  
 RÜTHER, H. 439.  
 RUZICKA, J. 417.  
 RYBALKINA, A. V. 528.  
 RYDALEVSKAYA, M. D. 424.  
 RYLINKINA, W. N. 548.  
 SAASTAMOINEN, S. 512, 516.  
 SABET, Y. S. 462.  
 SABININ, D. A. 490.  
 SACKETT, W. G. 369, 587, 588.  
 SADAVISAN, V. 505.  
 SAEKI, H. 254, 525.  
 SAHASRABUDDHE, D. L. 492.  
 SAIDL 359.  
 — T. 121.  
 SAJO, E. 122.  
 SAKAGUCHI, K. 535.  
 SAKAMURA, T. 535.  
 SALGADO, M. L. M. 344.  
 SALIMOVSKAIA-RODINA, A. G.  
 444, 578.  
 SALLANS, H. R. 419.  
 SALMINEN, A. 22, 42, 47, 78,  
 82.  
 SALMON, M. R. 503.  
 SALTUG, H. 29.  
 SALTER, F. J. 403, 576.  
 SAMEC, M. 417.  
 SANDERSON, J. C. 274.  
 SANDFORD, G. B. 488.  
 SANDHOFF, H. 400, 572.  
 SANDHOLZER, L. A. 581.  
 SANDRINELLI, R. 505.  
 SANFELICHE, FR. 487.  
 SANSON, J. 241.  
 SANTHOLZER, W. 272.  
 SAPOSCHNIKOFF, D. J. 580.  
 SARAZIN, A. 487.  
 SARDO, P. 109.  
 SARKAR, S. V. 549.  
 SARLES, W. B. 499, 507, 553,  
 554.  
 SARLO, C. 241.  
 SARTORY, A. 485.  
 — R. 485.  
 SARUP, A. 343, 355, 389, 392,  
 418.  
 SASAKI, S. 460.  
 SASLAWSKY, A. S. 578.  
 SATOH, R. 488.  
 SATTERLY, J. 273.  
 SAUERLANDT, W. 315, 433,  
 435, 585.  
 SAUNDERS, F. 561.  
 SCARAMELLA, P. 463, 560.  
 SCARSETH, G. D. 132, 350,  
 352.  
 SCARYPOW, A. O. 481.  
 SCHACHTSCHABEL, P. 20, 31,  
 37, 276, 278, 280, 313,  
 317, 325, 326, 327, 330,  
 331, 343, 356, 358.  
 SCHACK 373.  
 SCHADLER, J. 73.

- SCHAEDE, R. 509, 516.  
 SCHAFFSTEIN, G. 497.  
 SCHANDERL, H. 561.  
 SCHAPIRO, S. L. 562.  
 SCHARRER, K. 437.  
 SCHEELE, W. 391, 417.  
 SCHEFFER, F. 344, 349, 350,  
 362, 363, 371, 372, 373,  
 376, 381, 382, 383, 399,  
 420, 432, 434, 535, 588.  
 SCHEIDIG, A. 206, 209.  
 SCHEIDL, L. G. 117, 140.  
 SCHEIN, M. 239.  
 SCHEITZ, A. 474.  
 SCHELHORN, M. v. 464, 465.  
 SCHELOUMOVA, A. 455, 492,  
 528.  
 SCHERF, E. 56, 122.  
 SCHICK, K. 351.  
 SCHILIN, D. G. 462, 545.  
 SCHILLING, C. 487.  
 SCHIMMER, F. 7, 578, 583.  
 SCHLACHT, K. 95.  
 SCHLENKER, G. 483.  
 SCHLESINGER, M. 204.  
 SCHLIEPHACKE, K. 437.  
 SCHLOESING D. ÄLT., TH. 408.  
 SCHLOTTMANN, F. 567.  
 SCHLÜNZ, F. K. 29, 34, 35,  
 38, 275, 276, 277, 278.  
 SCHMALFUSS, K. 436, 479,  
 535, 542.  
 SCHMIDT, A. 586, 589.  
 — E. 274.  
 — M. 559.  
 — O. 184, 188, 253, 254, 299.  
 — W. 241, 248.  
 — -LANGE, W. 559.  
 SCHMITT, L. 94, 373.  
 SCHMÖLZER, A. 16, 17.  
 SCHMUCK, A. 400.  
 SCHMUZIGER, A. 83, 380, 382,  
 383, 396, 405, 406, 425.  
 SCHNEGG, H. 482.  
 SCHNEIDER, E. 549, 579.  
 SCHOBER, R. 531.  
 SCHOFIELD, R. K. 70, 210,  
 211.  
 SCHOKLITSCH, A. 17, 111.  
 SCHOLL, W. 542, 569.  
 SCHOLLENBERGER, C. J. 247,  
 344, 386.  
 SCHOLZ, W. 381, 432.  
 SCHOOP, G. 477, 478.  
 SCHOPFER, W. H. 484, 537.  
 SCHORSTEIN, H. 110.  
 SCHOTT, C. 18.  
 — W. 276.  
 SCHRECKENTHAL-SCHIMI-  
 TSCHEK, G. 16, 75, 266.  
 SCHREINER, O. 418.  
 SCHREVE, F. 257.  
 SCHRÖDER, M. 473, 520, 527,  
 531, 532.  
 SCHROETER, C. 495.  
 SCHROPP, W. 437.  
 SCHUBERTH, J. 256, 263.  
 SCHUCHOWITZKI, A. A. 150.  
 SCHUCHT, F. 92.  
 SCHUCKA, I. A. 37.  
 SCHUHKNECHE, W. 373, 374.  
 SCHUHMAN, K. 373.  
 SCHULTZE, K. 13, 212.  
 SCHULZ, W. 528.  
 SCHULZE 292.  
 SCHWARTZ, W. 455, 479, 523,  
 554.  
 SCHWARZ, F. 148.  
 — R. 19, 20, 29, 30.  
 SCHWEIDLER, E. 256, 265.  
 SCHWEIZER, G. 487, 489.  
 — J. 502.  
 SCHWEZOWA, O. 462, 549.  
 SCIKY, J. v. 32.  
 SCOTT, S. W. 553, 554, 555.  
 SCURTI, F. 117.  
 SEARS, O. H. 356.  
 SEBERG, E. F. 176.  
 SEDLETZKY, J. 407, 409.  
 SEIDEL, K. 589.  
 SEIFERT, A. 8, 9, 11.  
 — R. 187, 277, 280.  
 SEKERA, Fr. 177, 178, 179,  
 201, 217, 218, 228, 229,  
 230, 231, 238, 449, 471,  
 518, 523, 565.  
 SEKI, T. 135, 140.  
 SELIM, M. 531.  
 SELKE, M. 88.  
 SELLE, W. 90.  
 SEMBRAT, Z. 510.  
 SEMIATSCHENSKY, P. 399.  
 SEN, A. 133.  
 SENSTIUS, M. W. 84, 130, 135.  
 SERVIGNE, M. 474.  
 SERVY, J. 265.  
 SESHACHARYULU, E. V. 533.  
 SETINSKI, V. 233, 234.  
 SEWELL, M. C. 425.  
 SEYER, W. F. 242.  
 SGARZI, L. 510, 527.  
 SHANNON, E. V. 281.  
 SHARP, D. G. 474.  
 SHAW, C. F. 55, 70, 425.  
 — L. 487, 488.  
 — W. M. 351.  
 SHEETS, G. 468.  
 SHELTON, F. A. 425.  
 SHERMAN, M. S. 584.  
 SHERRARD 399.  
 SHEWAN, J. M. 425.  
 SHIBUYA, K. 134, 254, 525.  
 SHOREY, E. C. 381, 404, 418,  
 419.  
 SHRIKHANDE, J. G. 571.  
 SIDERI, D. I. 411, 412.  
 — G. J. 339.  
 SIEGEL, O. 387, 393, 435, 436.  
 SIEGENTHALER, J. 258, 264.  
 SIEGRIST, R. 179, 242, 243.  
 SIEMERS, W. 430.  
 SIGMOND, A. A. J. v. 54, 67,  
 68, 120, 366, 424.  
 — E. 98, 99, 120, 122.  
 SILBEREISEN, K. 204.  
 SILLINGER, P. 518, 531, 574.  
 SIMAKOVA, T. L. 451, 523,  
 553, 589.  
 SIMOLA, E. F. 267.  
 — P. E. 551, 555, 571.  
 SIMON, K. 339, 378, 380, 381,  
 382, 383, 384, 389, 391,  
 393, 396, 399, 407, 414,  
 415, 417, 435, 438.  
 — W. G. 73.  
 SINDLINGER, Fr. 573.  
 SINGH, B. N. 246.  
 — J. 452.  
 SITNIKOV, K. 264.  
 SJOLANDER, N. O. 518, 560.  
 SJUTIN, A. 118.  
 SKALLAU, W. 505, 543.  
 SKINNER, C. E. 464, 560, 567,  
 568, 578.  
 SKUPIENSKI, Fr. X. 481.  
 SKWORZOW, J. 123.  
 SLATER, C. S. 18.  
 SLAWSKY, E. M. 487.  
 SLUCHAY-NATAL'ENKO, A.  
 481.  
 SMIRNOVA, A. 491.  
 — M. J. 541, 542.  
 SMIRNOWA, O. 188, 193.  
 SMITH, A. 245, 257, 261,  
 265.  
 — E. M. 505.  
 — Fr. B. 246, 247, 250, 343,  
 411, 436, 476, 564, 565,  
 566, 588.  
 — E. V. 481.  
 — H. W. 399, 558, 572.  
 — J. H. 580.  
 — N. R. 399, 434, 521, 523,  
 557, 567.  
 — W. O. 212.  
 — W. W. 444, 477.  
 SMIT, J. 577, 585.  
 SMOLIK, L. 109, 167, 386,  
 421, 427.  
 SMORODINSKAJA, S. 584.  
 SMOSARSKI, W. 263.  
 SNELL, E. E. 485.  
 — J. M. 419.  
 SNIESKO, St. 551, 552, 553,  
 554.  
 SNOG-KJAER, A. 485, 537.  
 SNOW, L. M. 460, 461.  
 SOBERNHEIM, G. 459.  
 SOBOLEWA, R. M. 486.  
 SOETERS, K. 553, 554.  
 SOKOLOVSKI, A. 69.  
 SOKOLOVSKY, A. N. 393.  
 SOLNTZEVA, L. 550, 551, 552,  
 571.  
 SOMMER, G. 248.

- SØRENSEN, TH. 71, 72, 73, 267, 268.  
 SOROKINA, A. W. 570.  
 SOUCI, S. W. 380, 393, 431.  
 SOUVIRON 323.  
 SOZANSKI, S. 404.  
 SPAETH, J. N. 266.  
 SPEICHERMANN, H. 378, 389, 417.  
 SPENCE, D. 562.  
 SPIČKA, A. 97.  
 SPINDLER, E. 589.  
 SPIRHAZL, J. 87, 96, 97, 98.  
 SPITHOST, C. 381.  
 SPRAU, FR. 497.  
 SPRENGEL, C. 292, 389.  
 SPRINGER, U. 64, 338, 339, 378, 380, 384, 385, 387, 388, 389, 390, 391, 394, 414, 415, 416, 421, 434, 435, 438, 576.  
 SPURWAY, C. H. 256.  
 SREENIVASAN, A. 505.  
 SSAWOSTIN, P. 492.  
 SSIMAKOW, W. 454, 539.  
 SSOKOLOV, S. 144.  
 SSOKOLOV, D. 8.  
 SSOKOLOVA, D. 455.  
 SSUSCHKO, S. 122, 124, 237.  
 STACH, H. 417.  
 STADNIKOFF, G. 417.  
 STAEHELIN, M. 468.  
 STAHEL, G. 143.  
 STAIKOFF, ZW. 438, 574.  
 STAMER, J. 558.  
 STANGANELLI, M. 395.  
 STANLEY, W. M. 489.  
 STAPP, C. 440, 449, 462, 468, 481, 530, 550, 551, 556, 562.  
 STARKER, E. V. 340, 431.  
 STARKEY, R. L. 399, 444, 490, 491, 492, 493, 494, 538, 577, 578, 581, 582.  
 STARMARCH, K. 583.  
 STATHULOPULOS, G. 123.  
 STAUFFER, R. S. 83.  
 STEENBERG, F. 366.  
 STEINBERG, R. 87.  
 STEINER, H. E. 169, 170.  
 — M. 472, 559.  
 STENGEL, W. 417.  
 STEPANJAN, M. 529.  
 STEPANOW, N. N. 118.  
 STEPHENSON, M. 563.  
 — R. E. 584.  
 STERGES, A. 546.  
 STERN, E. A. 520, 522.  
 — K. 474.  
 STERNFELD, L. 561.  
 STEVENS, K. R. 388, 402, 453, 460, 564.  
 STEVENSON, W. H. 436.  
 STEWART, G. R. 265.  
 — J. 557.  
 STEWART, L. C. 587.  
 STICKLAND, L. H. 507, 548, 563.  
 STILLE, B. 491, 493, 494.  
 STINY, J. 74.  
 STOCK, I. 589.  
 STOCKDALE, F. A. 61.  
 STOCKER, O. 168, 170.  
 STÖCKLI, A. 369, 588.  
 STOECKEL, F. 272.  
 STOKLASA, J. 379, 400, 427, 572.  
 STOLL, B. 239.  
 — K. 483.  
 STOLLENBERG, W. 373.  
 STOLLENWERK, W. 589.  
 STOLLTENBERG, H. 71, 268.  
 STORCK, G. 425.  
 STORK, W. 468.  
 STORZ, M. 4.  
 STRANSKI, I. T. 84.  
 STREMMER, H. 11, 88, 89, 93.  
 STRENG, A. 40.  
 STRONG, F. M. 485.  
 STROUHAL, H. 457.  
 STRUM, L. D. 553, 561, 578, 581.  
 STRÜNCK, G. v. 437, 438.  
 STUART, L. 477, 478.  
 STÜHRK, A. 458.  
 STUMBO, CH. R. 520.  
 STURGIS, M. B. 434.  
 SUBASCHNIKOFF, A. 244, 246, 247.  
 SUBRAMANYAM, V. 533.  
 SÜCHTING, H. 90, 91, 243, 244, 424, 428.  
 SULLIVAN, J. L. 588.  
 SUNDELIN, G. 372.  
 SUOLAHTI, O. 538.  
 SUPIŃSKA, J. 446.  
 SUSHKINA, N. N. 457, 520, 522.  
 SVARTZ, N. 518.  
 SVINHUFVUD, V. E. 574.  
 SWEDERSKI, W. 75, 424.  
 SWIFT, H. F. 456.  
 SZEMIAN, J. 140.  
 SZIGETI, P. 159, 255, 295.  
 SZILVINYI, A. v. 449, 452, 457, 462, 471, 518, 523, 565.  
 SZILY, J. v. 232, 233.  
 SZIMMAT, H. 578.  
 SZYMKIEWICZ, D. 241.  
 TACKE, B. 267, 431, 437.  
 TAKAMATSU, M. 495.  
 TAKASE, T. 517.  
 TAKEDA, S. H. 478.  
 TAM, R. K. 584.  
 TAMACHI, I. 140.  
 TAMM, O. 19, 20, 23, 76, 77, 85.  
 TANDON, S. P. 451, 522, 533, 546.  
 TANNER, F. W. 478, 499, 502, 583.  
 TARNANEN, J. 538.  
 TARR, H. L. A. 507.  
 TATUM, E. L. 485.  
 TAUSSON, T. A. 461, 562.  
 — W. O. 461, 549, 562, 581.  
 TAUSZ, J. 561.  
 TAYLOR, C. B. 442, 453, 460, 469, 491.  
 TAYENTHAL, W. 537.  
 TAZAWA, Y. 537.  
 TELEGDY-KOVATS, L. DE 468, 564.  
 TEMPEL, E. 461.  
 TENDELOO, H. J. C. 328, 329, 330, 331.  
 TENNEY, F. G. 396, 557, 572, 574.  
 TERLIKOWSKI, F. 404, 405.  
 TERZAGHI, K. v. 208, 210, 220, 221, 223.  
 TETRAULT, P. A. 552, 555.  
 THAYER, L. A. 586.  
 THAYSSSEN, A. C. 573.  
 THEMLITZ, R. 2, 36, 37, 41, 44, 533.  
 THEVENET, S. 299.  
 THEXTON, R. H. 504.  
 THIÉBAUT, J. L. 33.  
 THIEDEMANN, B. 187, 277.  
 THIELE 291.  
 THIMANN, K. V. 509.  
 THOM, C. 434, 489, 490, 492, 570, 572.  
 THOMAS, E. C. 265.  
 — J. O. 468.  
 — M. D. 158, 167.  
 — R. P. 341.  
 — W. 547.  
 THOMBERG, H. H. 560.  
 THOMPSON, H. C. 265.  
 — L. G. 524, 537, 588.  
 — W. S. 554, 555.  
 THORNE, D. W. 500, 506, 507, 513, 515.  
 THORNTON, H. G. 442, 446, 453, 499, 502, 503, 508, 510.  
 THORP, J. 140, 141.  
 THRUPP, T. C. 578, 583.  
 THUN, R. 373, 374, 375.  
 THUPP, F. C. 7.  
 TILL, A. 59, 96, 144, 194, 195, 229.  
 TIMKÓ, I. A. 99.  
 TIMOFIEWA, E. F. 511.  
 TIMONIN, M. 488.  
 TIMS, E. C. 487.  
 TIŠČENKO, V. V. 424.  
 TITOFF, A. 252, 254.  
 TITTLER, R. P. 581.  
 TJULIN, A. TH. 339, 340, 393, 411, 412, 413.  
 TJULPANOVA-MOSSEVITCH, M. W. 578.

- TJURIN, I. W. 347.  
 — S. A. 84.  
 TOBIE, W. C. 569.  
 TOIT, M. S. DU 368, 471, 572.  
 TOKUDA, S. 580.  
 TOKUOKA, M. 417.  
 TÖLKE, F. 269.  
 TOLLENS, B. 418.  
 TOMASZEWSKI, J. 83.  
 TOMODA, Y. 553, 554.  
 TOPPING, L. E. 461, 462, 469.  
 TORSTENSSON, G. 243, 364.  
 TOTH, S. J. 340, 351.  
 TOWNSEND, G. R. 431.  
 TRAGESER, G. 19, 20, 30.  
 TRANNOY, R. 274.  
 TREITZ, P. 99, 129.  
 TREMEARNE, T. H. 584.  
 TRÉNEL, M. 66, 205, 225, 369, 418.  
 TRESCHOW, G. 32, 76.  
 TRIFFIT, M. J. 542.  
 TRISCHLER, J. 588, 589.  
 TRIVELLINI, A. 457.  
 TROFIMOW, A. W. 158, 249.  
 TRUFFAUT, G. 490, 493.  
 TRUMMER, A. 122.  
 TRUOG, E. 359, 366, 589.  
 TRUSHEIM, F. 147.  
 TRUSSOW, A. G. 399, 400.  
 TSCHAPEK, M. W. 171, 173, 245, 253, 256.  
 TSCHAU, T. Y. 140.  
 TSCHELTZOWA, J. S. 553, 554.  
 TSCHEPETIL'NIKOWA, A. 481.  
 TSCHERMISOWA, W. 481.  
 TSCHIRCH, A. 572.  
 TSCHISTJAKOW, F. M. 456.  
 TSERETHELI, O. v. 541.  
 TSUGE, T. 500, 513, 525, 526.  
 TSUJI, Y. 451.  
 TSU KAOLDANG 395.  
 TSUKUNAGA, K. 82, 120, 125.  
 TSYGANOV, M. S. 260.  
 TUERILA, P. 297.  
 TURK, L. M. 474, 514.  
 TURNAGE, W. V. 256, 261.  
 TURNER, H. G. 563.  
 — P. E. 410.  
 TÜXEN, R. 63.  
 TYAGNY-RYADNO, M. 495, 570, 584.  
 TZAPKO, M. S. 478.  
  
 UDLUFT, H. 3, 42, 48.  
 ULBRICH, E. 495.  
 ULM, R. 538.  
 UMBREIT, W. W. 503, 512, 514.  
 UMEZU, M. 568.  
 UNGERER, E. 294, 323, 362, 396, 567.  
 UNGLAUB 94.  
 URBAIN, P. 239.  
  
 USPENSKI, E. E. 464, 528, 588.  
 UTESCHER, K. 22, 42, 69, 90, 93, 131, 132, 135, 421.  
  
 VAAS, K. F. 476.  
 VAGELER, P. 54, 59, 60, 61, 126, 133, 136, 137, 138, 152, 153, 154, 155, 156, 157, 158, 159, 161, 162, 164, 166, 171, 172, 173, 174, 176, 179, 181, 182, 183, 188, 190, 191, 192, 193, 194, 195, 196, 197, 201, 206, 211, 212, 213, 214, 215, 216, 217, 223, 224, 225, 226, 230, 238, 255, 288, 305, 306, 307, 308, 309, 310, 311, 330, 344, 356, 359, 360, 361, 362, 369, 423, 576.  
 VALKO, E. 305.  
 VANDECAVEYE, S. C. 442, 460, 463, 495, 509, 524, 564, 565, 576.  
 VANSELOW, A. P. 26, 38, 317, 323, 350.  
 VANSHYLLA, A. S. 353.  
 VAN'T HOFF I. H. 153.  
 VARDÁ, A. DE 109.  
 VARGA, L. 466, 467.  
 VARTIOVAARA, N. 472, 493, 501, 510, 555, 556, 557, 559.  
 VASEL, A. 22, 23, 29.  
 VASILIU, A. 216.  
 VASSILIADIS, CH. 345.  
 VASUDEVA, R. S. 488.  
 VEIHMEYER, F. J. 179.  
 VERDOORN, F. 495.  
 VERLEGER, H. 76.  
 VERONA, O. 450, 452, 463, 482, 489, 518, 562, 584.  
 VERPLANCKE, G. 590.  
 VERSLUYS, J. 205.  
 VERWEEL, H. J. 446.  
 VERWEY, E. J. W. 328, 330.  
 VESSELOV, I. J. 581.  
 VESTAL, M. R. 557.  
 VICKERY, J. R. 562.  
 VIEUX, G. 487.  
 VILLANUEVA, B. R. 442, 460, 524, 564.  
 VILLAR, E. H. DEL 54, 102, 112.  
 VILSMEIER, G. 588, 589.  
 VINCENT, V. 424.  
 VIRTANEN, A. I. 419, 459, 493, 499, 505, 507, 510, 511, 512, 513, 516, 538.  
 VISSER, W. C. 243.  
 VITA, N. 504.  
 VITINS, L. 83.  
 VOGEL, W. 486.  
 VOLGER, K. 443, 498, 567.  
  
 VOLK, G. W. 356, 358.  
 — N. J. 356, 357.  
 VOLKERT, E. 244, 428.  
 VOLKONSKY, M. 537.  
 VOORHEES, R. K. 475.  
 VORBRODT, W. 567.  
 VOROSHILOWA, A. 479.  
 VOSKRESCENSKI, M. S. 125.  
 VOUK, T. V. 457, 532, 583.  
 VRIES, O. 420.  
 VUKULOV, W. 496.  
  
 WAALS, VAN DER 337.  
 WACKENHUT, A. 550.  
 WADIA, D. N. 138.  
 WADSWORTH, H. A. 212.  
 — S. E. 265.  
 WAELSCH, H. H. 562.  
 WAGNER, F. 537.  
 — F. C. 510.  
 — H. 242.  
 — J. 541.  
 WAGNER-JAUREGG, TH. 568.  
 WAGNER, S. 243.  
 — W. 147.  
 WAKSMAN, S. A. 343, 378, 379, 380, 381, 382, 388, 396, 399, 400, 401, 402, 405, 413, 414, 419, 425, 433, 439, 440, 444, 446, 461, 467, 472, 483, 486, 487, 521, 532, 538, 539, 546, 556, 557, 558, 559, 564, 566, 571, 572, 573, 574, 586.  
 WALCKER, R. 20, 30.  
 WALDSCHMIDT, E. 52.  
 WALEK-CZERNECKA, A. 558.  
 WALKER, E. 571, 572.  
 — R. H. 352, 499, 500, 504, 506, 507, 513, 514, 524, 588.  
 WALKLEY, A. 386.  
 WALLNER, J. 586.  
 WALTER, H. 423, 455.  
 WALTHER, J. 88, 477.  
 — K. 143.  
 WANDROWSKY, B. 387, 392.  
 WANG, Y. 535.  
 WANGERIN, W. 495.  
 WARBURG, O. 546.  
 WARIS (WARÉN), H. 464.  
 WARREN, F. L. 571, 572.  
 WASOWICZ, I. 74.  
 WASSINK, E. C. 579.  
 WATARABLE, K. 117.  
 WATSON, C. W. 80, 405.  
 WAY, TH. 292.  
 WEBER, F. 270.  
 WEEVERS, TH. 572.  
 WEHLBURG, C. 555.  
 WEHRMANN, O. 347, 353, 387.  
 WEICHARDT, W. 519.  
 WEIGAND, K. 482.  
 WEIHE, H. 399.

- WEIHE, H. D. 557.  
 WEILAND, H. 205.  
 — P. 487, 541.  
 WEINBERG, M. 460.  
 WEINDLING, R. 488.  
 WEINTRAUB, R. L. 543.  
 WEIS, FR. 76, 243.  
 WEISS, L. 304, 306.  
 WEIZMANN, CH. 537.  
 WELlich, P. 532.  
 WENZL, H. 446, 519, 520, 524,  
 526, 587.  
 WERKMAN, C. H. 485.  
 WERNANDER, N. 124, 392,  
 393.  
 WERNER, A. P. 527.  
 — W. 561.  
 WESSELOW, J. 461, 549.  
 WEST, E. S. 264.  
 — J. 286.  
 — P. M. 507.  
 WESTER, R. E. 475, 480.  
 WETZEL, W. 149.  
 WHEATON, J. E. 476.  
 WHEETING, L. C. 425.  
 WHERRY, E. T. 26, 39.  
 WHITE, J. TH. 140.  
 — J. W. 434, 566.  
 WHITNEY, M. 270.  
 WHITT, D. M. 316.  
 WIDTsoE, J. A. 225.  
 WIEGNER, G. 288, 289, 292,  
 293, 294, 295, 296, 297,  
 298, 300, 301, 302, 303,  
 304, 305, 306, 311, 313,  
 322, 324, 330, 349, 379,  
 408, 411.  
 WIESENER, H. 149.  
 WIESSMANN, H. 252, 253,  
 356, 371.  
 WILDE, S. A. 84.  
 WILKE, F. 520.  
 WILKINS, W. H. 498.  
 WILLIAMS 314.  
 — F. T. 459.  
 — R. 385.  
 — V. R. 407, 412.  
 WILLIS, L. G. 346.  
 WILLSTAEDEt, H. 569.  
 WILM, D. 25, 187, 282, 283,  
 284, 285, 287, 302, 318,  
 319, 320.  
 WILSON, B. D. 340, 346, 431.  
 — J. K. 455, 464, 480, 502,  
 523, 578, 588.  
 — P. W. 499, 500, 501, 503,  
 504, 505, 507, 509, 510,  
 511, 512, 513, 514.  
 WIMMER, G. 499, 535.  
 WINCHESTER, G. 456.  
 WINKLER, L. W. 241.  
 WINOGRADSKY, H. 511, 543.  
 — S. 369, 441, 443, 448, 469,  
 490, 505, 511, 519, 520,  
 521, 528, 543, 546, 549,  
 571, 587, 588, 590.  
 WINOKUROW, M. A. 406.  
 WINSLOW, C. E. A. 564.  
 WINTER, A. 74.  
 — G. 532.  
 WINTERHALTER, R. U. 144.  
 WINTERKORN, H. F. 157, 193.  
 WINZER, K. 247, 563.  
 WIPF, L. 508.  
 WITTER, P. 461, 559.  
 WITTICH, W. 547, 573, 428,  
 429.  
 WLASOWA, M. M. 401, 402.  
 WÖBST, W. 47, 48.  
 WÖHLBIER, W. 376, 435.  
 WOHLFEIL, T. 446, 541.  
 WOJCIECHOWSKI, J. 439.  
 WOLANSKY, D. 71.  
 WOLLENWEBER, H. W. 463.  
 WOLFF, A. 542.  
 — G. 542.  
 — H. 498.  
 — W. 88, 89, 90, 144.  
 WONDRAUSCH, A. 98.  
 WONG Po CHUEN 306, 309,  
 360, 361.  
 WOOD, H. G. 485.  
 WOODMAN, H. E. 557.  
 WOROSCHILOVA, A. 519, 520.  
 WOZAK, M. 449, 518.  
 WRIGHT, H. L. 257.  
 WUDKE, E. H. 578.  
 WURM, A. 148.  
 WURMBACH, H. 246.  
 WYSS, O. 504, 505, 511.  
 WYTSCHIKOW, L. 47.  
 YAMAGATA, S. 535, 537.  
 YAMAGUTCHI, S. 568.  
 YAMAURA, H. 553.  
 YANKOWITSCH, L. 136.  
 YENDO, Y. 517.  
 YERMOLEJEVA, Z. 480, 529.  
 YIMBO, T. 580.  
 YOHI, S. 541.  
 YOSHIDA, R. 419.  
 YOSHIE, S. 434.  
 YOSHIMURA, F. 554, 568.  
 YOUNGE, O. R. 429.  
 YUZHAKOVA, L. A. 533.  
 ZABLOCKA, W. 495.  
 ZACHAROV, S. A. 59.  
 ZADMARD, H. 291, 411.  
 ZAITZEVA, E. 492.  
 ZAJACZKOWSKI, W. 83.  
 ZAKARIAS, J. 351.  
 ZAKOMORNY, A. M. 541.  
 ZAREMBSKA, R. 550, 552.  
 ZEIHÉR, E. 66.  
 ZEMJATČENSKI, P. A. 20.  
 ZEUNER, F. 17, 18.  
 ZIEGENSPECK, H. 495, 520.  
 ZIEMIECKA, J. 444, 522, 588.  
 ZINZADZE, SCH. R. 363.  
 Zo BELL, C. E. 444, 446, 472,  
 473, 538, 540, 546, 559,  
 581.  
 ZÖBERLEIN, H. 306, 343, 344,  
 360.  
 ZOLCINSKI, J. 434, 546, 566.  
 ZSIGMONDY, R. 150, 289.  
 ZUAMENSKY, W. 545.  
 ZUNKER, F. 150, 159, 176,  
 184, 201, 202, 203, 205,  
 219, 220, 221, 223, 224,  
 225, 226, 227, 230, 238,  
 250, 251.  
 ZVORYKIN, I. A. 98, 113.  
 ZYCHA, H. 463, 468, 475, 556,  
 558.  
 ZYL, J. P. VAN 136.

## Sachverzeichnis.

- Abbau, isobarer 280.  
 —, isothermer 280.  
 Abrieb, Geschiebezerkleinerung durch 17.  
 Absaugmethode 176.  
 absorbierender Bodenkomp-  
 plex; vgl. Sorptionskom-  
 plex.  
 Adsorption usw. vgl. Sorp-  
 tion usw.  
 Abtragung 18.  
 Abtragungskurve 2.  
 Ackerböden, Tonminerale  
 der 278.  
 adsorbiertes Wasser, Dichte  
 des 256.  
 — —, spezifisches Gewicht  
 des 171.  
 — —, spezifische Wärme des  
 171.  
 Adsorption 166, 167; vgl.  
 auch Sorption.  
 — von Ammoniak 253.  
 — von Gasen 252.  
 — von Humaten an Quarz-  
 sand 339.  
 — von Kohlendioxyd 253.  
 —, negative 159.  
 — von Protein an Quarz-  
 sand 339.  
 — von Sauerstoff 253.  
 — von Wasserdampf 255.  
 Adsorptionsdruck 159.  
 Adsorptionsisotherme 304.  
 Adsorptionsreihen 323.  
 Adsorptionsverbindungen  
 333.  
 Adsorptionsvermögen des  
 Bodens und Verteilung  
 der Mikroorganismen 474.  
 Adsorptionsversuche bei ver-  
 schiedenem  $p_H$  und ver-  
 schiedenem Anion 325.  
 Adsorptionswasserhüllen 159,  
 227.  
 Äquivalentdurchmesser der  
 Bodenkapillaren 178, 201,  
 228.  
 Äquivalenzpunkt 308 (Abb.).  
 Äquivalenzwert 322.  
 aerobe Zellulosezerersetzer 549.
- Algen, Abhängigkeit von  
 Temperatur und Feuch-  
 tigkeit 454.  
 —, Verbreitung im Boden  
 463ff.  
 Alkaliböden 122, 123, 124.  
 Alkalitätsgrad 366.  
 Allitbildung 23, 145.  
 allitische Verwitterung 133,  
 134.  
 allochthone Böden 41.  
 Allophan 24, 31, 32.  
 —, Umtauschversuche an 318.  
 Allophanisierung 46.  
 Alnus, Stickstoffbindung bei  
 515.  
 Alpenmoor 75.  
 Alpwiesen 75.  
 Aluminium in der Boden-  
 lösung 77.  
 Alvarböden 98.  
 Amalgamverfahren zur Be-  
 stimmung der verfügba-  
 ren Nährstoffe 367.  
 Ameisensäure als Verwitte-  
 rungsfaktor 21.  
 Ammoniakbildung im Boden  
 536, 537, 539.  
 Ammonsulfat, Wirkung auf  
 Mikroorganismen 479.  
 amorphe Minerale 25.  
 amorphe Substanzen im Bo-  
 den 277.  
 Amphibolit, Verwitterung 52.  
 Ampholytoide 332.  
 amphoterisches Verhalten  
 332.  
 anaerobe Sporenbildner, Vor-  
 kommen in Böden und  
 Stalldünger 460.  
 anaerobe Zellulosezerersetzer  
 552.  
 Analysenergebnisse, Berech-  
 nung der A. von Gesteinen  
 für verwitterungskund-  
 liche Zwecke 40, 41.  
 Anchimetamorphose 147.  
 Aneurin (Vitamin B<sub>1</sub>), Vor-  
 kommen in Mikroorganis-  
 men 484.  
 Anfangs- $p_H$  334.
- Anionenadsorption 333.  
 Antagonismus bei Mikroorga-  
 nismen 486.  
 Ardisia crispata, Stickstoffbin-  
 dung bei 517.  
 Argentinien, Bodenbildun-  
 gen in 143.  
 arktische Böden 70.  
 Aspergillusmethode 588.  
 atmosphärische Luft, Jod-  
 gehalt 242.  
 — —, Kohlendioxydgehalt  
 240.  
 — —, Gehalt an Radium-  
 emanation 274.  
 — —, Sauerstoffgehalt 240.  
 — —, Stickstoffgehalt 241.  
 — —, Zusammensetzung  
 239.  
 Aufbereitung, mechanische  
 33.  
 Auflagehumus 92.  
 Aufstieg, kapillarer 212.  
 Aufwuchsplatten nach ROSS-  
 CHOLODNY 442.  
 Außenoberfläche einer Mi-  
 celle 290.  
 Ausrollgrenze 210.  
 Austauschalkalität 332.  
 Austauschazidität 332.  
 austauschbare Basen, Be-  
 stimmung der 344, 362.  
 — —, Bestimmung durch  
 Elektrodialyse 346.  
 — —, Bestimmung in Salz-  
 böden 345.  
 — —, vergleichende Unter-  
 suchungen von Methoden  
 zur Bestimmung der 344.  
 austauschbare Ionen 313.  
 austauschfähige Kationen 321.  
 — —, Bindung der 319 (Abb.).  
 Austauschkapazität, Ver-  
 änderung durch Fest-  
 legung des Kalis 356.  
 —, Zunahme nach Zerstö-  
 rung der organischen Sub-  
 stanz 342.  
 Austauschneutralität 355.  
 autochthone Böden 41.  
 autochthone Mikroflora 469.

- Auximone 493.  
 Avitaminose von Orchideenkeimlingen 497.  
 Azetylbromid als Reagenz in der Humuschemie 384.  
 Azidoide 332.  
 Azidoidäquivalent 335.  
 Azotobacter, Einteilung der Arten 519—522.  
 —, Mineralstoffernährung und Spurenelemente 525.  
 —, Verbreitung 522—525.  
 —, Wirkung von Eisen und Humusstoffen auf das Wachstum von 526, 527.  
 — und Wachstumsstoffe 527.  
 Azotobactermethode 587.
- Bacillus amylobacter 518.  
 — mycoides, Verbreitung im Boden 451.  
 Bacterium globiforme als typischer Vertreter der autochthonen Mikroflora 469.  
 Bakterien, Verbreitung in Waldböden und  $p_H$  447.  
 Bakterientätigkeit, Anreicherung der Bodenlösung durch 309.  
 Bakteriophagie 489.  
 Basalt, Verwitterung 5, 57.  
 — —, rezente und fossile 43, 44.  
 — — in Grönland 45.  
 — — in Japan 45.  
 Basenaustausch 29, 31, 288.  
 — und pflanzenverfügbare Nährstoffe 310, 358.  
 Basenaustauschkapazität 335.  
 Basenbedarf der Pflanzen, Deckung durch Kationenaustausch 310.  
 Basenbindung in Tonmineralien 321.  
 Bausteine, Verwitterung 16, 17.  
 —, Zerstörung durch Bakterientätigkeit 583.  
 Bauxit 145.  
 Bayern, Böden und Bodenkartierung 95.  
 Beidellit in dichtester Packung 287 (Abb.).  
 Beizmittel, Wirkung auf die Bodenmikroflora 481.  
 Benetzungswärme 172, 189, 190.  
 —, Methoden zur Bestimmung der 172.  
 —, Beziehung zur Hygroskopizität 173.  
 —, Abhängigkeit von der Kationenbelegung 173.  
 Bentonit 28, 38, 39.
- Bentonit, Sorptionsversuche an 325.  
 —, Umtauschversuche an 317.  
 —, Verhältnis von  $SiO_2$  zu  $Al_2O_3$  im 277.  
 Beweglichkeit der Ionen s. Ionenbeweglichkeit.  
 — des Wasserstoffs, Gefäßversuche zur Untersuchung der 325.  
 Bienhoa 133.  
 Bimsstein, Verwitterung 46.  
 Bimssteinsande des Westwaldes 92.  
 Bindigkeit, Beziehung zur Bodenreaktion 355.  
 Bindungsfestigkeit der Ionen 359.  
 biologisch-chemische Verwitterung als Ausfluß der Humusdecke 78.  
 biologischer Aktivitätsgrad des Bodens 441.  
 Biotit, Kaligehalt des B. im Boden 280.  
 Blasendruckverfahren 204.  
 Bleicherde s. Podsolboden.  
 — (zum Bleichen) 28.  
 — -Waldböden 77.  
 Blockadewirkung 301.  
 Blockierung 341.  
 Blockmeere, Entstehung der 18.  
 Boden, Autochthonie des 41.  
 —, Definition 288.  
 —, Definition nach JOFFE 55.  
 — als geschichtlicher Körper 57.  
 — als polydisperses System 288.  
 Böden, düngeraktive und düngerinaktive 311.  
 —, kryoturbate 74.  
 — und Bodenkartierung: Argentinien 143.  
 Bayern 95.  
 Böhmen 96, 97, 98.  
 Brasilien 143.  
 Canada 141.  
 Chile 142, 143.  
 China 117, 140.  
 Deutsches Reich 88, 91.  
 Elsaß 97.  
 Estland 82.  
 Finnland 82.  
 Frankreich 97, 102, 117.  
 Griechenland 102, 111, 112.  
 Grönland 73.  
 Hawaii 133.  
 Hessen 94.  
 Indien 138.  
 Island 76.  
 Italien 101, 102, 103, 104, 105, 106, 109, 117.
- Böden und Bodenkartierung: Japan 135, 140.  
 Kamerun 136.  
 Kaukasien 98.  
 Kleinasien 113.  
 Korsika 108.  
 Kubangebiet 119.  
 Lettland 83.  
 Mähren 108.  
 Marokko 136.  
 Mecklenburg 91.  
 Mittelasien 125.  
 Mitteldeutschland 89.  
 Nordafrika 115, 116, 117.  
 Norddeutschland 89, 90.  
 Nordwales 85.  
 Northshropshire 85.  
 Norwegen 82.  
 Österreich 96.  
 Ostengland 85.  
 Ostpreußen 88, 93.  
 Palästina 113, 114.  
 Persien 136, 137, 138.  
 Philippinen 141.  
 Polen 97, 98.  
 Queensland 143.  
 Rheinpfalz 95.  
 Rumänien 121.  
 Rußland 118.  
 Sachsen 88, 94, 95.  
 Schleswig-Holstein 90.  
 Schottland 85.  
 Schweden 77.  
 Schweiz 52, 53, 87, 98, 99.  
 Siam 138.  
 Spanien 102.  
 Südafrika 136.  
 Sumatra 140.  
 Suriname 143.  
 Thüringen 94.  
 Trinidad 143.  
 Tunis 136.  
 Ungarn 99.  
 Uruguay 120.  
 Vereinigte Staaten 141.  
 Westafrika 136.  
 Westfalen 88.
- Bodenatmung 247, 563.  
 —, Zusammenhang mit dem Kohlendioxidgehalt der Luft 248.  
 Bodenausbildung infolge örtlicher Verhältnisse 58.  
 Bodenazidoide im Vergleich zu wahren Säuren 333.  
 — als zweibasische Säuren 334.  
 — Titrationskurven von 334.  
 Bodenbedeckung mit Papier, Einfluß auf den Temperaturgang 264.  
 Bodenbildung, geologisch-petrographische Faktoren für die 61, 65.



- Bodenbildung im Hochgebirge 75.  
 —, Abhängigkeit vom Muttergestein im Elbsandsteingebirge 95.  
 —, Muttergesteinstypen für die 57.  
 Bodenbildungsfaktoren 63, 64.  
 —, Klima und Muttergestein als 56.  
 Bodenbildungsformel nach SHAW 55.  
 Bodenbildungstypen 58.  
 Bodendynamik 67, 68.  
 Bodeneinteilung, Bedeutung des Kieselsäure-Tonerde-Quotienten für die 66.  
 Bodeneinteilungsprinzipien 67.  
 Bodenfarbe und Alter der Böden 69.  
 —, hervorgerufen durch das Kieselsäure-Eisenoxyd-Verhältnis im Boden 68.  
 — und Oxydationsgrad des Eisens im Boden 70.  
 Bodenfazies 58.  
 Bodenform 61.  
 Bodenfrost 265, 266.  
 Bodenfruchtbarkeit 339.  
 Bodenimpfung 494.  
 Bodenkali, Bestimmung des sorbierten 362.  
 — s. auch Kali.  
 Bodenkammermethode nach CHOLODNY 445.  
 Bodenkapillaren 179, 228.  
 —, Äquivalentdurchmesser der 178.  
 Bodenkarte des Deutschen Reiches 88.  
 Bodenkarten 60.  
 Bodenkartierung 144.  
 Bodenklassifikation 85.  
 Bodenklima, Beziehungen zum atmosphärischen Klima 262.  
 Bodenkolloide 275, 312.  
 —, Doppelbrechung der 282.  
 —, Unterschiede von Permutit 312.  
 —, Änderung der Röntgendiagramme durch verschiedene Basensättigung 277.  
 — s. auch Tonminerale.  
 Bodenlösung 171, 309.  
 —, Aluminium in der 77.  
 —, Anreicherung durch Bakterientätigkeit, CO<sub>2</sub>-Bildung usw. 309.  
 — zur Bestimmung der pflanzenverfügbaren Nährstoffe 365.  
 —, Mikroorganismengehalt 472.  
 Bodenluft, Einwirkung auf die festen Bodenteilchen 245.  
 —, Kohlendioxydgehalt 245.  
 —, Probenahme und Analyse 245.  
 —, Sauerstoffgehalt 246.  
 Bodenmikroflora, Abhängigkeit der Zusammensetzung vom  $p_H$  449.  
 Bodenmüdigkeit durch Störung des mikrobiologischen Gleichgewichts 489.  
 Bodennährstoffe 376.  
 Bodenoberfläche 174.  
 —, Beziehungen von Wasseranlagerung und Benetzungswärme zur 174.  
 Bodenphosphorsäure, Bestimmung der pflanzenaufnehmbaren 362.  
 — und organischer Bodenanteil 419.  
 — s. auch Phosphate und Phosphorsäure.  
 Bodenprofile, austauschbare Kationen in 325.  
 Bodenprofileinteilung 68.  
 Bodenprovinzen 58.  
 Bodenreaktion, Bestimmung durch Hydrolyse von Äthylazetat 354.  
 —, Bestimmung im Wasserzug und in der Suspension 354.  
 —, Bestimmung durch Zuckerinversion 354.  
 —, Beziehung zur Bindigkeit 355.  
 — und Bodentypus 64.  
 —, Einfluß des Boden-Wasser-Verhältnisses auf die Bestimmung 355.  
 —,  $p_H$ -Spanne bei der Bestimmung in Wasser und KCl-Lösung 355.  
 — s. auch Wasserstoffionkonzentration.  
 Bodensaugdruck 168.  
 Bodensaugkräfte 168.  
 Bodenstaubmethode nach CHOLODNY 445.  
 Bodensubstanz, organische s. organischer Bodenanteil.  
 — —, und Bodentyp 64, 65.  
 Bodenteilchen, schematischer Aufbau eines 290 (Abb.).  
 Bodentemperatur, Einfluß künstlicher Bodenbedeckung 264.  
 —, Einfluß der Bodendichte 260.  
 —, Einfluß des Bodenfrostes 265.  
 —, Einfluß der Ein- und Ausstrahlung 258.  
 Bodentemperatur, Beeinflussung durch die Lufttemperatur 258.  
 —, Einfluß einer Schneedecke 265.  
 Bodentemperaturen, Messung 256.  
 Bodentypen, Einteilung auf Grund ihrer Entbasungsverhältnisse 67.  
 — -Gliederung 59.  
 —, Verbreitung in den Tropen und Subtropen 60.  
 —, Verhältnis von Kieselsäure zu den Sesquioxiden in den verschiedenen 66.  
 Bodentypus 58, 59, 61, 63, 64, 70.  
 Bodentypenbestimmung 67.  
 Bodentypenwandlung 61, 62, 63, 80.  
 boden- und luftklimatische Faktoren, Rivalität der 56.  
 Bodenuntersuchung, Auswertung der 372.  
 —, mikrobiologische, Methodik 440—446.  
 — — s. auch mikrobiologische Bodenuntersuchung und Mikroorganismen.  
 Bodenverfäulungen 16.  
 Bodenwasser, Kinetik des 201.  
 —, dynamisches Verhalten des 201.  
 —, statisches Verhalten des 150.  
 Bodenzonen Rußlands, Abweichen derselben von den Breitengraden 58.  
 Bodenzonenlehre in ihrer Weiterentwicklung 54, 55.  
 Böhmen, Böden 96—98.  
 Bohnerz und Jodgehalt 145.  
 Bohnerzton 145, 146.  
 Brasilien, Hauptbodenzonen 143.  
 Braunerde (brauner Waldboden) 59, 80, 83—87, 96—98, 100.  
 —, insubrische 100, 103.  
 brauner Waldboden 101.  
 — — und seine Podsolierung 62, 63.  
 Braunhuminsäuren 390, 415.  
 Braunkohle als Humuserzeuger 437.  
 Brodelbewegung, Low-GRIPPSche Hypothese der 73.  
 Brodelboden 73, 74.  
 Brückensauerstoff 284, 285.  
 Buntsandstein-Boden 94.  
 —, Verwitterung unter verschiedenen Klimaeinflüssen 2, 3.

- Canada, Bodenbildungen 141.  
Casuarina, Stickstoffbindung bei 517.  
chemische Kräfte 337.  
chemische Verwitterung in der Wüste 12, 127, 129, 131.  
Chemosorption 253, 254.  
Chile, Bodenbildungen 142, 143.  
China, Böden und Bodenbildung 117, 140.  
Chitin, Zersetzung durch Mikroorganismen 559.  
Chlorate, Einfluß auf die Mikroorganismen des Bodens 481.  
Coriaria japonica, Stickstoffbindung bei 517.  
COULOMBSche Kräfte 330.  
Cunninghamellamethode 589.  
Cytophaga-Gruppe als Zellosezerersetzer 550.
- Dampfdruck, Beziehungen zwischen D. und osmotischem Druck 153.  
Dampfdruckisothermen 165.  
Dauerfrostboden 71.  
— s. auch Frostboden.  
Dauerhumus 382, 383.  
Denitrifikanten 547—549.  
Desulfurikation 581.  
Detritatbildungen Grönlands 73.  
Deutsches Reich, Bodenkarte 88.  
Deutschland, Bodenprofilbildung in 91.  
—, Bodentypen 91.  
dichteste Packung der Tonminerale 287.  
Dicke der Wasserhaut 174.  
Dickit 27.  
— in dichtester Packung 287 (Abb.).  
Diffusionsgeschwindigkeit der Kohlensäure 250.  
Diffusionskoeffizient 301.  
Dilatometermethode 177.  
Diorit, Verwitterung des 52.  
Dipole des Wassers 157, 188.  
Dispergierung 300.  
Dispersion, Einfluß der D. des Bodens auf den Kalkbedarf 354.  
Dispersitätsgrad 336.  
— von Tonen in Abhängigkeit vom Ionenbelag 299.  
Dispersitätsgruppen 289.  
Dissoziationskonstante ( $p_K$ ) 305, 322, 335.  
Dissoziationswert einer Säure 333.
- Dolomitgesteine, Verwitterung von 6, 7.  
Druckausgleich, osmotischer 213.  
Druckgradient 161.  
Düngemittel, Wirkung auf die Bodenmikroorganismen 479.  
—, organische, *T*-Werte von 344.  
— —, Untersuchung der 393.  
düngeraktive und düngerinaktive Böden 311.  
Düngernährstoffe 376.  
Düngungsbedürfnis 360.  
—, Bestimmung nach VAGELER und ALTEN 360.  
Durchlässigkeit 201, 216, 219, 225.  
—, Abhängigkeit der D. vom austauschfähigen Na 237 (Abb.).  
—, Abhängigkeit der D. von der Düngung 238.  
—, Apparat zur Bestimmung der D. nach GRUNER und HAEFELI 231 (Abb. 232).  
—, Apparat zur Bestimmung der D. nach v. SZILY 233 (Abb.).  
—, Beziehung zwischen Kapillarität und D. 238.  
—, Einfluß der Natur der Bodenminerale und ihrer Kationenbelegung auf die 234.  
— für Gase, Einfluß der Temperatur auf die 251.  
— — —, Zusammenhang mit der Bodenstruktur 250.  
— für Kohlendioxyd 251.  
— für Sauerstoff 251.  
Durchlässigkeitsziffer 202, 219, 223.  
Durchlaufgeschwindigkeit 331.  
Durchlüftung 251.
- echte Humusstoffe s. Humusstoffe, echte.  
Einbettungsflüssigkeit zur Bestimmung des Brechungs-exponenten 276, 282.  
Eintausch, Beziehung zur Hydratation der Ionen 293.  
Eintauschenergie 327.  
Eintauschstärke 322, 323.  
Einzelteilchen der Kolloidfraktion 275.  
Eisen, Wanderungsfähigkeit im Boden 77.  
Eisenerze der Frankenalb 147.  
Eisenhumuspodsol 77, 83.  
Eisenkrusten 138, 139.
- Eisenpodsol 77, 83.  
Eisensulfid, Bildung durch Mikroorganismen 585.  
eisen- und manganoxydierende Mikroorganismen 582.  
Elaeagnaceae, Stickstoffbindung bei den 516.  
Elastizität des Bodens, Änderung durch elektrischen Strom 271.  
Elektivnährböden 445.  
elektrische Doppelschichten 298, 321, 330, 331, 337.  
— —, Neuaufbau von 329.  
elektrische Feldstärke eintauschender Ionen 306.  
Elektrodialyse 332.  
— zur Bestimmung der pflanzenverfügbaren Nährstoffe 367.  
— und Bodenazidität 369.  
elektrokinetisches Potential 329.  
— —, Einfluß der Hydratation auf das 295.  
— — der Ionen 297.  
— — und Koagulation 296.  
— — eines Kolloidteilchens 291.  
— — und Peptisation 300.  
elektrometrische Titration 335.  
elektrostatische Kräfte 337.  
Elektro-Ultrafiltration 368.  
Elsaß, Lößböden im 97.  
End- $p_H$  332.  
Endpunkt der Titration 334.  
Energie, potentielle 192.  
Entbasung des Bodens 67.  
Entkieselung 52.  
Entquellung 193.  
Erdgeruch 573.  
Erdströme 269.  
Erle, Stickstoffbindung durch die 515.  
Erosion 60.  
Eruptivgesteinsböden 94.  
Estland, Böden 82.  
extramicellarer Umtausch 290, 292.
- Fallzeiten der mechanischen Analyse 276.  
Feldversuch 369.  
Ferretisierung 104.  
Ferretto 106.  
Festigkeit, mechanische 195.  
— —, Änderung durch den elektrischen Strom 271.  
Festlegung von Kationen 356, 357.  
Festlegungsvermögen von Mineralen, Einfluß des Mahlens auf das 357.

- Feuchtigkeitsäquivalent 181, 210.  
 Feuchtigkeitswert 177.  
 Filterapparat von K. v. TERZAGHI 220 (Abb.).  
 — nach F. ZUNKER 221 (Abb.).  
 Filtrationskoeffizient 219.  
 Finnland, Bodenformen 82.  
 Flächenammonium 362.  
 Fließgrenze 187, 210.  
 Fließlehm, Konsistenzformen des 72.  
 Flockung, Schwellenwert der 300.  
 Flockungswert 298, 299.  
 Flugzeug, Benutzung desselben für bodenkundliche Zwecke 137.  
 Flysch, Verwitterung 52.  
 fossile Verwitterungsrinden 144, 145, 146, 147, 148, 149.  
 Frankreich, Böden 97, 102, 117.  
 freie Tonerde im Boden 66.  
 Friaul, Systematik der klimatischen Böden von 105.  
 Frost, Wirkung auf den Boden 269.  
 Frostboden 71, 267, 268.  
 Frostwechselzahlen 269.  
 Fullererde 28.  
 funikuläres Wasser 201.  
  
 Gasaustausch zwischen Boden und Atmosphäre 247.  
 Gashi 99.  
 Gefäßversuch 370, 371.  
 Gegenionenaustausch 329.  
 Gelberden 99, 100, 101.  
 Gele, elektronegative und isoelektrische 339.  
 Gelhorizonte im Boden 78.  
 Gesamtazidität 337.  
 Gesamthumus 382, 383.  
 —, Bestimmung des 385 bis 387.  
 Gesteine, Nährstoffgehalt der 47.  
 Gesteinsbleichung 18, 21, 22.  
 Gesteinsverwitterung in der Schweiz 52, 53.  
 Gitterionen, Austausch der 329.  
 Gleichgewicht zwischen Kolloiden und Neutralsalzlösungen 322.  
 — bei Umtauschvorgängen 317.  
 —, wahres 323.  
 Gleichgewichtseinstellung bei Titration eines H-Kolloids 334.  
 Gleichhorizonte 77.  
  
 Glimmer, Neubildung im Boden 358.  
 —, Sorptionsversuche an 326.  
 glimmerartige Minerale 278, 280.  
 — —, Sorptionsversuche an 321.  
 Glimmergruppe der Tonminerale 278.  
 Görz und Triest, bodenkundliche Kartierung 109.  
 Gneis, Verwitterung 52.  
 Granit, Verwitterung im arktischen Gebiet 42, 43.  
 graue Steppenböden 120.  
 Grauerden 60.  
 Grauhuminsäure 390, 415.  
 Grauwacken, Verwitterung 48.  
 Grenzzahlen bei der Bestimmung des Düngedürfnisses 359.  
 — bei der Keimpflanzenmethode 374.  
 — für Phosphorsäure 364.  
 Griechenland, Böden 102, 111, 112.  
 Grönland, Detritatbildungen in 73.  
 Gründüngung 435.  
 Grundwasserkapillarmeter 229 (Abb.), 230.  
 Grundwassermodell 229.  
 Grünerdebildung 5.  
 Gytjaböden 78.  
  
 Haftfestigkeit 307.  
 — der Ionen und Nährstoffaufnahme der Pflanzen 359.  
 Halbwert 305.  
 Halloysit 27, 28, 31, 32, 33, 40, 45.  
 —, Kristallstruktur des 285 (Abb.).  
 — in dichtester Packung 287 (Abb.).  
 —, Röntgendiagramm von 284 (Abb.).  
 Halmyrolyse 4, 5.  
 harnstoffzersetzende Mikroorganismen 540.  
 Häutchenwasser 176.  
 Hawaii, Boden von 133.  
 H-Boden als zweibasische Säure 349.  
 Heidebodenflächen, Bildung der 81.  
 Heidegebiet, norddeutsches, Böden des 90.  
 Hemizellulosen, Abbau durch Mikroorganismen 558.  
 Hessen, Böden 94.  
 H-Ionen usw. s. Wasserstoffionen usw.  
  
 Hitzewüsten 130.  
 Hochgebirge, Bodenbildung im 75.  
 —, Silikatrohböden der 75.  
 —, physikalische Verwitterung im 74.  
 Hochgebirgsböden 74.  
 —, organische Substanzbildung in 75.  
 Hofmeistersche lyotrope Reihen s. lyotrope Reihen  
 Höhlenlehm 49.  
 — als terra-rossa-Bildung 146.  
 Horizonte eines Bodenprofils 276.  
 Humate, Adsorption an Quarzsand 339.  
 —, Löslichkeit in Wasser und Alkohol 343.  
 —, isoelektrische Niederschläge von 332.  
 Humifizierungsvorgang als Teil der mikrobiologischen Verarbeitung der Pflanzen- und Tierreste im Boden 378.  
 Humine 382.  
 Huminsäuren 382, 383.  
 —, Äquivalentgewichte der 417.  
 —, Löslichkeit in Wasser und Alkohol 343.  
 —, kristalline Natur der 407.  
 —, T-Werte von 343.  
 —, chemische und physikalisch-chemische Untersuchung der 413ff.  
 Huminsäurewert nach A. Hock 416.  
 Humosilikatkomplex 338.  
 Humus s. auch Humusstoffe und organischer Bodenanteil.  
 —, Bildung und Zersetzung durch Mikroorganismen-tätigkeit 566.  
 —, Einfluß des Lichtes auf die Bildung von H. durch Pilze 573.  
 — als Lignin-Proteingemisch 401.  
 —, Mischcharakter des H. in verschiedenen Bodentypen 391.  
 —, Stabilisierung durch Montmorillonit 338.  
 Humusanteil, leicht oxydierbarer, Bestimmung des 392.  
 Humusatmung 564.  
 Humusbegleitstoffe 382, 418.  
 Humusbildung 394, 395, 396, 397.  
 — und Ligninabbau 397, 398, 399.

- Humusbildung und Eiweißstoffe 399.
- Humusböden, subtropische und tropische 135.
- Humusdünger des Handels 437.
- Humuserzeugung durch organische Düngemittel 435 bis 438.
- Humusformen im Gelände 380.
- und Klima 421.
- des Moores 429.
- , örtlich bedingte 421.
- der Tropen 422.
- des Waldbodens 426.
- Humuskern (humus nucleus) 401.
- Humuskohle 390.
- Humuskolloide, Beziehung zu den Tonkolloiden im Boden 411.
- Humuspodsol 77, 83.
- Humussäureverwitterung 11, 21.
- , Ursachen der 406.
- Humussubstanzen, Beziehungen zu Mikroorganismenfarbstoffen 569.
- Humusstoffe s. auch organischer Bodenanteil.
- , Bedeutung für die Eisenernährung von Azotobacter 473.
- , stoffliche Beschaffenheit 406—421.
- , echte 382.
- —, Abtrennung und Untersuchung 389.
- —, Bestimmung der 387 bis 388.
- —, Verhalten gegen Oxydations- und Lösungsmittel 384.
- , Ionenumtausch der 409.
- als Gemisch humifizierter Lignin- und Eiweißabkömmlinge 400.
- , Neutralsalzzersetzung durch 418.
- , Wirkung auf Pflanzen und Kleinlebewesen 438.
- , Abhängigkeit der Stabilität der H. vom Mineralaufbau des Bodens 412.
- , Umtauschkapazität 407.
- , Untersuchungsmethoden 378, 381.
- —, kolorimetrische 390.
- , Zersetzung durch die Bodenmikroflora 574 bis 577.
- Hydrargillit 40.
- Hydratation, Bestimmung der 150.
- Hydratation, Abhängigkeit von der Kationenbelegung 153.
- der eintauschenden Ionen 292, 293.
- , Ursachen der 150.
- Hydratationsenergie 153.
- Hydratationskraft 148, 192.
- Hydratationslehre nach WIEGNER 322, 329.
- Hydratationswärme 174, 190.
- Hydratationswasser 150, 158.
- , Einfluß des Salzgehaltes auf das 170.
- Hydratationszahlen 155, 165, 313.
- hydrogene Böden, Klassifikation in Nordeuropa 77.
- Hydrolyse 309.
- Hydrolysehäutchen 329.
- hydrolytische Azidität 353.
- hygroskopisches Wasser 150.
- —, Berechnung des 324.
- Hygroskopizität 189.
- , Berechnung aus der Kationenbelegung 153, 154, 155, 161.
- , Abhängigkeit von der Kationenbelegung 153, 296.
- , Beziehung zum *T*-Wert 324.
- Hyperbelgleichung 307.
- Hysteresis 160, 211.
- bei Umtauschvorgängen 317.
- der Wasseraufnahme 151.
- Illuvialhorizonte in Podsolböden 78, 79.
- Indien, Bodenbildungen in 138.
- innendisperse Umtauschkörper 341.
- Innendispersitäten 302.
- Innenoberfläche einer Micelle 290.
- intramicellare Bindung der Kationen 321.
- intramicellarer Umtausch 290, 292.
- Ionen s. auch Basen.
- , austauschbare und nicht-austauschbare 313.
- , Bindung an Kolloidoberflächen 349.
- , Bindungsfestigkeit der 359.
- , elektrische Eigenschaften 330.
- , Eigenschaften von einigen 313.
- Ionenaustausch 292.
- Ionenbeweglichkeit in Abhängigkeit vom Bodentyp und Humusgehalt 324.
- und Sättigungsgrad 324.
- Ionendurchmesser 313, 330.
- im hydratisierten und dehydratisierten Zustand 313.
- Ioneneintausch 292.
- , Reihenfolge des 293.
- Ionenpolarisation 330.
- Ionenradius s. Ionendurchmesser.
- Ionenumtausch 292.
- an Humusstoffen 409.
- und Struktur 300.
- Irrigationsböden des Nil und Gash 136.
- Island, Bodenbildung 76.
- isoelektrischer Punkt und Sorption 332.
- isohydric  $p_H$  355.
- Italien, Böden 101, 102, 103, 104, 105, 106.
- , Bodenkartierung in 117.
- , insubrische Braunerde in 103.
- , Schwarzerde in 106.
- Japan, Böden und Bodenbildung 135, 140.
- , Podsolböden 140.
- Jodgehalt der atmosphärischen Luft 242.
- Kali, austauschbares und nichtaustauschbares 355, 356, 358.
- , Veränderung der Austauschkapazität durch Festlegung des 356.
- , Festlegung des 356, 357, 358.
- — —, und Kolloidgehalt des Bodens 356.
- — —, Einfluß von Wässern und Trocknen auf die 357.
- , Lösung im Boden durch Mikroorganismen 584.
- , Verhalten im Boden 355.
- Kalidüngebedürfnis 359.
- Kaligehalt von Gesteinen 47, 48.
- Kalk, Bestimmung des sorbierten 346.
- Kalkbedarf des Bodens 352, 353.
- , Bestimmung durch elektrometrische Titration 354.
- , Gleichgewichtseinstellung bei der Bestimmung des 352.
- Kalkfaktor 353.
- Kalkgehalt von Gesteinen 47.
- Kalkkarbonatgesteine, Einfluß auf die Eigenschaften des Bodens 57.

- Kalkkarbonatgesteine, Entstehung von ungeschichteten K. durch Tätigkeit von Mikroorganismen 585.  
 —, Verwitterung 6, 7, 52.  
 — (devonisch, silurisch, Muschelkalk, senon, tertiär), Verwitterung 49, 50, 51.  
 Kalksättigungsgrad 353.  
 Kalkstickstoff, Einfluß auf die Mikroflora des Bodens 542.  
 Kältewüsten 130.  
 Kamerun, Bodenbildungen 136.  
 Kaolin 18, 19, 22, 23, 24, 25, 27, 29, 30, 31, 33, 40.  
 —, Kristallstruktur 285 (Abb.).  
 — in dichtester Packung 287 (Abb.).  
 —, Röntgenbild 284 (Abb.).  
 Kaolingruppe 278.  
 Kaolinisierung 45, 147, 148.  
 — der prämiozänen Landoberfläche 148.  
 Kaolinit 27, 28, 29, 31, 32, 39, 45, 57.  
 Kapillardruck, maximaler 207.  
 kapillare Steighöhe 178, 213, 225.  
 kapillarer Aufstieg 212.  
 kapillarer Hub des Wassers 201.  
 kapillares Wasser 218.  
 Kapillarmeter nach M. HIELSCHER 204.  
 — nach JÜRGENSON 203 (Abb.).  
 — nach M. TRÉNEL 205.  
 — nach ZUNKER 202 (Abb.).  
 Kapillarität 177, 201, 202.  
 —, aktive und passive 206.  
 Kapillaritätspotential 210.  
 Kapillarkondensation 150, 160, 167.  
 Kapillarkraft 205.  
 Kapillarwirkung 177.  
 Karrenbildung 7.  
 Karst-Roterde 110.  
 kastanienfarbener Boden 99, 124, 125.  
 Kationenaustausch und Dekung des Basenbedarfs der Pflanzen 310.  
 — s. Basenaustausch.  
 Kaukasus, Böden des 98.  
 Keimmaximum 169.  
 Keimpflanzenmethode 372, 373.  
 Kieselsäure-Sesquioxyd-Verhältnis in verschiedenen Bodentypen 66.  
 Kieselsäure-Sesquioxyd-Verhältnis in der Kolloidfraktion 87, 114.  
 — Tonerde-Quotient im Tonanteil und seine Bedeutung für die Bodeneinteilung 66.  
 Kinetik des Bodenwassers 201.  
 Klebepunkt 198.  
 Kleinasien, Böden 113.  
 Klima als Bodenbildungsfaktor 56.  
 klimatische Faktoren, Rivalität der boden- und luftkl. F. 56.  
 Knöllchenbakterien, vgl. auch Stickstoffbindung.  
 —, Wirkung des Austrocknens auf 514.  
 Koagulation 336, 339.  
 —, Zusammenhang mit dem elektrokinetischen Potential 296.  
 —, Einfluß auf die Sorption 329.  
 — von Tonsuspensionen 335.  
 Koagulationsgeschwindigkeit 297.  
 Kochsalzgehalt, Anpassung von Mikroorganismen an K. des Substrats 476.  
 Kochsalzverwitterung 4.  
 Kohle, Humuserzeugung im Boden durch Zufuhr von 437.  
 Kohlehydrat-Stickstoff-Verhältnis bei der Stickstoffbindung 502.  
 Kohlendioxydgehalt der Bodenluft 245.  
 — der atmosphärischen Luft 240.  
 — — — —, Zusammenhang mit der Windgeschwindigkeit 241.  
 Kohlensäure, Bildung durch Mikroorganismen 563.  
 —, Diffusionsgeschwindigkeit der 250.  
 — als mikrobiologischer Standortsfaktor 475.  
 Kohlensäuremethoden zur Bestimmung des Nährstoffbedarfs 589.  
 Kohlenstoffverbindungen, Abbau im Boden 555 bis 563.  
 — — — — s. auch Zellosezerersetzung.  
 kolloid und amorph, Unterschied der Begriffe 276.  
 Kolloidfraktion 275.  
 Kolloidgehalt des Bodens und Mikroflora 473.  
 Kolloidsee bei Witzenhausen 44.  
 Kompost, Humuserzeugung im Boden durch 436.  
 konduktometrische Titration 337.  
 Kontaktwirkungen zwischen Pflanzenwurzeln und Bodenkolloiden 312.  
 Korpuskularnormalität 154.  
 Korsika, Bodenbildung auf 108.  
 Kreideböden 97.  
 Kristallwasser 280, 336.  
 kritisches Potential 297, 299.  
 kritische Schichtdicke 214, 309.  
 Krümelstruktur des Bodens 299.  
 Krustenbildungen 14.  
 — in der Wüste 129, 131.  
 Kryokonit 74.  
 kryoturbate Böden 74.  
 Kubandelta, Bodenbildungen des 119.  
 Kulmsandstein, Verwitterung 48.  
 Kupferschiefer, Entstehung des 585.  
 Landoberfläche, altperimische, des Sauerlandes 149.  
 —, fossile, im Harz 148.  
 —, präburdigale 148.  
 —, prämiozäne, Kaolinisierung der 148.  
 Landsberg a. d. Warthe, Böden von 89.  
 LANGE-VERWEYSche Formel 328.  
 Laterit 23, 39, 43, 45, 60, 132, 133, 134, 136, 139, 144, 146.  
 —, Bildung 114, 332.  
 — und Polwanderung 135.  
 — -Konkretionen 113.  
 lateritische Verwitterung 66.  
 — —, ihre Erklärung 135.  
 — —, fossile, in der Rhön 148.  
 Leguminosen, Stickstoffbindung durch 498—515.  
 Lehmboden, glazialer 90, 91.  
 Leitfähigkeit, elektrische 269.  
 — —, Zusammenhang mit dem Bodentypus 271.  
 — —, Abhängigkeit von der  $p_H$ -Spanne in Wasser und KCl 270.  
 — — von Tonsuspensionen 335.  
 lentokapillarer Punkt 212, 225.  
 Lettland, Bodentypen 83.

- Licht als Faktor bei der Bildung von Humussubstanzen 572.  
 — als mikrobiologischer Standortsfaktor 474.  
 Lichtbrechung, Trennung der größeren Mineralfraktionen auf Grund der 276.  
 Lignin, Abbau durch Mikroorganismen 556.  
 — als Ausgangsmaterial der Humusbildung 397 bis 399.  
 — -Protein-Komplex 339.  
 Ligninhumus 339.  
 Limonitbildung 52.  
 lineare Schrumpfung, Bestimmung der 193.  
 lithogenetische Vorgänge, Beteiligung von Mikroorganismen an 585.  
 Lolium temulentum, Stickstoffbindung bei 517.  
 Löß 50, 51, 52, 84.  
 Lößboden 94, 96.  
 — im Elsaß 97.  
 Luftgehalt des Bodens 242.  
 — —, Einfluß der Waldvegetation auf den 244.  
 — des Niedermoorbodens, Bestimmung des 244.  
 Luftkapazität 242, 243.  
 —, Änderung durch den Frost 245.  
 Luftschiff, seine Bedeutung für die Bodenkunde 64.  
 Luftvolumen, bewegliches 249.  
 lyotrope Reihen 292, 322, 328, 330.  
 — bei der Adsorption in alkoholischen Lösungen 323.  
 — —, Umkehrung der 294, 323.  
 Madagaskar, Gesteinsverwitterungsgebiete auf 136.  
 Magnesiaanhäufung im Solonetz 122, 123.  
 Mähren, Böden 108.  
 Mangrovenküste, Schlickbildungen der brasilianischen 142.  
 Marokko, Böden 136.  
 Marschboden 119.  
 Massenkalk, Verwitterung des 48.  
 Massenwirkungsgesetz der idealen Kolloidoberflächenreaktion nach PAULI-VALKO 305.  
 — und Reaktion an Micellen 322.  
 maximale Wasserkapazität 177.  
 maximales Porenvolumen 197.  
 mechanische Festigkeit 195.  
 Mecklenburg, Böden 91.  
 Medaillon-Schwarzerde 119.  
 Mediterran-Roterde 100, 102, 106, 107.  
 Meeresschlamm, organischer Anteil des 425.  
 Melaninbildung 568.  
 Metahalloysit in dichtester Packung 287 (Abb.).  
 Metastrukturen 301, 303, 327, 334, 349.  
 Methanbildung 562.  
 Micelle 289.  
 Mikrobiologie des Bodens 440 ff.  
 mikrobiologische Bodenuntersuchung, Methodik 440 bis 446.  
 — —, Farbstoffe für die 441.  
 — — durch mikroskopische Lebendbeobachtung 444.  
 — — durch unmittelbare mikroskopische Untersuchung 441.  
 Mikroflora, Änderung der Zusammensetzung mit der Jahreszeit 448.  
 Mikronen 289.  
 Mikroorganismen, Adsorptionsvermögen des Bodens und 471.  
 —, Logarithmus der Anzahl als Maß für die mikrobiologische Bodenuntersuchung 446.  
 —, Bestimmung der Anzahl im Boden 440.  
 — in der Bodenlösung 472.  
 —, Beziehungen der Farbstoffe der M. zu Humussubstanzen 568, 569.  
 —, Einwirkungen von Giftstoffen auf 480.  
 —, Bildung von Humus durch 566—574.  
 —, Zersetzung von Humus durch 574—577.  
 —, Anpassung an hohe Salzkonzentrationen 476 bis 479.  
 —, Standortformen 468.  
 —, Wirkung von mineralischem Stickstoff auf 479.  
 —, Anpassung an extreme Temperaturen 457—459.  
 —, Anpassung an Umweltbedingungen 451.  
 —, vertikale Verteilung in Seen 472.  
 Mikroorganismen, Änderung der Wasserstoffionenkonzentration durch M. und biologischer Aktivitätsgrad 441.  
 —, Zerstörung von Werksteinen durch 583.  
 —, Zahl und Verbreitung im Boden 446—463.  
 —, Schwankungen der Zahl in Abhängigkeit von der Jahreszeit 452.  
 —, Abhängigkeit der Zahl von der organischen Substanz des Bodens 460.  
 —, Abhängigkeit der Zahl von Temperatur und Feuchtigkeit 453.  
 —, Zeitfaktor der Leistung von 440.  
 —, Zusammenleben im Boden 482 ff.  
 Mikropedologie 70.  
 mikroskopische Dünnschliffe von Mineralböden, Herstellung 70.  
 mikroskopische Untersuchung von Böden 276.  
 Milchsäure als Verwitterungsfaktor 21, 122.  
 Mineralböden, Herstellung mikroskopischer Dünnschliffe von 70.  
 Minerale, amorphe 25.  
 Mineralisierung der organischen Substanz 394.  
 Mineralstoffe, Kreislauf im Boden 577.  
 —, Lösung durch Mikroorganismen 584.  
 minimale Wasserkapazität 176, 230.  
 — —, Bestimmung der 176.  
 minimales Porenvolumen 179, 193.  
 Mittelasien, Klassifikation der Böden der Ebenen von 125.  
 Mitteldeutschland, Bodentypen 89.  
 möglicher Wassergehalt 179, 180.  
 moisture equivalent 177.  
 Molasse, Verwitterung der 52.  
 Molkenboden 92.  
 Monon 289.  
 Montmorillonit 24, 26, 28, 29, 31, 32, 33, 38, 39.  
 —, Bildung 39.  
 —, Kristallstruktur 285 (Abb.).  
 — in dichtester Packung 287 (Abb.).  
 —, Quellungserscheinungen an 286.

- Montmorillonit, Röntgenbild der Quellung von 284.  
 —, Röntgenogramm, Abhängigkeit von den sorbierten Basen 286.  
 —, Sorptionsversuche an 325.  
 —, Ca-, H- und Na-, Wassergehalt bei verschiedenem Wasserdampfdruck 286.
- Montmorillonitgruppe 278, 280.  
 —, Minerale der M. als Glieder isomorpher Reihen 280.
- Montmorillonittonne, Sorptionskapazität der 318.  
 — — —, Einfluß der Quellung auf die 318.  
 — — —, Einfluß des Erhitzens auf die 318.
- Moore 76, 78.  
 —, Humusformen der 429.
- Moorböden, chemischer Aufbau der 431.  
 —, Humusformen der 421.  
 —, Untersuchung nach der Keimpflanzenmethode 372.
- Moorwässer 78.
- Mor 426.
- Mull 426.
- Muschelkalk, Verwitterung unter verschiedenen Klimaeinflüssen 2, 3.  
 —, Verwitterung unter einer Diluvialdecke 148.
- Muschelkalkboden 92.
- Muskowit, sekundäre Bildung von 356.  
 —, Kaligehalt des M. im Boden 280.  
 —, Strukturschema 286 (Abb.).  
 —, T-Werte bei verschiedenem  $p_H$  329.
- Muttergestein als Bodenbildungsfaktor 56.
- Muttergesteinsklassifikation 57.
- Muttergesteinstypen für die Bodenbildung 57.
- Myxobacteria als Zellulosezer-setzer 550.
- Mykorrhiza 495—498.  
 —, peritrophe 492.
- Nachlieferungsvermögen des Bodens 363, 365.
- Nährhumus 383.
- Nährstoffbedarf der Pflanzen 362.  
 — — —, Mikrobiologische Methoden zur Feststellung des 587.
- Nährstoffbedürfnis des Bodens 358.
- Nährstoffe in der Bodenlösung und sorbierte N. 361.  
 — s. auch Pflanzennährstoffe.
- Nährstoffgehalt der Gesteine 47.  
 — des Bodens, harmonisches Verhältnis 360.
- Nährstoffmenge, verfügbare, Berechnung der 310.
- Nährstoffversorgung 308.
- Nakrit 24, 27.  
 — in dichtester Packung 287 (Abb.).
- Nasas 115.
- negative Adsorption 159.
- Neutralisationskurven 332.
- Neutralisationspunkt von Böden 334.
- Neutralsalzzersetzung durch Humus und Torf 418.
- Nitratbildung im Boden 539.
- Nitrifikation 543—547.
- Nontronit 28, 29, 38.  
 — in dichtester Packung 287 (Abb.).
- Nordafrika, Böden 115, 116, 117.
- Norddeutschland, Bodentypen 89.
- Nordwales, Böden 85.
- normale Schrumpfung 195.
- Northshropshire, Böden 85.
- Norwegen, Bodenformen 82.
- N-S-Quotient 56.
- Nutzungskoeffizient 308.
- Oberfläche des Bodens 174.  
 —, Berechnung der O. von Bentonit 329.  
 —, spezifische 221, 225.
- Oberflächenverwitterung 1.
- Oberflächenwirkung der apolaren Sorbentien 152.
- ökologische Waldtypen 84.
- organischer Bestandteil 382.  
 — — s. auch Humusstoffe.  
 — — und Bodenfruchtbarkeit 380, 432, 433.  
 — — und Bodenphosphorsäure 419.  
 — — und Bodentyp 64, 65.  
 — —, C:N-Verhältnis im 403 bis 405.  
 — —, Veränderungen im o. B. durch Kulturmaßnahmen 434.  
 — —, Schwefelgehalt 405, 406.  
 — —, Sorptionskapazität des 340.  
 — —, Abgrenzung der Stoffgruppen des 382.
- organischer Bestandteil als Gemenge bekannter Stoffgruppen 388.  
 — —, Umtauschkapazität 410.  
 — —, Zersetzungsgrad 388.
- organische Düngemittel, T-Werte von 344.  
 — — s. auch Düngemittel, organische.
- organische Stickstoffverbindungen, Abbau im Boden 535.
- organische Substanz, Rolle bei der Bodenbildung 333.  
 — — und Bodentyp 64, 65.  
 — —, Bildung in Hochgebirgsböden 75.  
 — —, maximale Zerstörung durch  $H_2O_2$  342.
- Ortsteinhorizonte 81, 84.
- Osmosekaolin, Sorptionsversuche an 325.
- osmotische Valenz 157.
- osmotische Wirkungskräfte 168.
- osmotischer Druckausgleich 213.
- osmotischer Radius 213, 214.
- Österreich, Böden 96.
- Ostengland, Böden 85.
- Ostpreußen, Bodentypen 88.  
 —, Schwarzerde in 93.
- Oxalalmethode nach TAMM zur Bestimmung des Verwitterungskomplexes 81.
- Paläopedologie 144.
- Palästina, Böden 113, 114.
- Panzerzone 138.
- Pektin, Abbau durch Pilze 556, 560.
- Peptisation 297, 339.  
 —, Beziehung zum elektrokinetischen Potential 300.  
 —, Einfluß auf die Sorption 329.
- periglaziale Verwitterung 73.  
 — —, Faziesbezirke der 73, 74.
- peritrophe Mykorrhiza 492.
- Permutite 312, 317.  
 —, Unterschied von den Bodenkolloiden 312.  
 —, Hydratation der 336.  
 —, Sorptionsversuche an 326.  
 —, Wassergehalt der 295.
- Permutitoberfläche, Ionenkonzentration an der 322.
- Persien, Bodenbildungen 136, 137, 138.  
 —, Schlickböden in 138.
- petrographischer Reaktionscharakter 69.

- $p_H$ -Wert 210.  
 —, Bestimmung des 210.  
 Pflanzennährstoffe, verfügbare, Bestimmung der 358.  
 — —, biologische Methoden zur Bestimmung der 369.  
 — —, chemische Methoden zur Bestimmung der 363.  
 —, Lösung durch Mikroorganismen 584.  
 Pflasterboden 71.  
 $p_H$ -Intervall 334.  
 Philippinen, Bodenbildungen der 141.  
 Phosphatdünger, Humatlöslichkeit der 420.  
 Phosphate, Lösung durch Mikroorganismen 584.  
 —, isoelektrische Niederschläge von 332.  
 Phosphatgehalt von Gesteinen 46.  
 Phosphorsäure, Festlegung der 363.  
 —, Löslichkeit der 365.  
 —, Löslichkeit der 365.  
 —, Mikroverteilung im Boden 470.  
 —, Nachlieferungsvermögen des Bodens für 363.  
 — s. auch Bodenphosphorsäure.  
 Phosphorsäure, Nachwirkung der Dünger- 363.  
 —, verfügbare 363.  
 —, Wanderungsfähigkeit im Boden 590.  
 Phosphorsäurebedürftigkeit, Methoden zur Bestimmung der 366.  
 Phosphorsäurebewegung im Boden, Humateffekt auf die 421.  
 Phosphorsäurevorrat im Boden 363.  
 physikalische Verwitterung im Hochgebirge 74.  
 Pilze, Anzahl im Boden 449.  
 —, Harnstoffzersetzung durch 540.  
 —, Abhängigkeit der P. des Bodens von Temperatur und Feuchtigkeit 454.  
 —, Verbreitung im Boden 462.  
 —, Verbreitung in Waldböden und  $p_H$  447, 448.  
 — als Zellulosezersetzer 555.  
 —, Auftreten bei Zellulosezufuhr 460.  
 Plastizität 210.  
 Podsol 81, 82, 83, 84, 96, 97, 98, 104, 121.  
 — und Podsolierung 86, 87, 88, 102.  
 Podsol, Degradierung 86.  
 Podsolböden, chemische Eigenschaften 80.  
 —, Tonminerale der 278.  
 — in Japan 140.  
 Podsolbraunerde 99.  
 podsolierte Böden, aride 82.  
 podsolige Böden 77, 85.  
 Podsolierung 23, 50, 57, 59, 92, 78, 80, 81, 84, 86, 332.  
 Podsolverwitterung 47, 48, 75.  
 Polarisation 336.  
 Polarisationsfähigkeit 322.  
 Polarisierbarkeit 297, 314, 330.  
 Polen, Böden 97, 98.  
 Pollenanalyse 81.  
 Polyon 289.  
 Porenraum, dynamisch wirksamer, dynamisch unwirksamer 229.  
 Porenvolumen 175.  
 —, Bestimmung 175 (Abb.).  
 —, maximales 197.  
 —, minimales 179, 193.  
 —, spannungsfreies 201, 221, 225.  
 —, Struktur des 227.  
 Porenwinkelwasser 176.  
 Porenziffer 199.  
 Porphy, Verwitterung 52.  
 Potential, maximales, der Tonsysteme 298.  
 — s. auch elektrokinetisches Potential und kritisches Potential.  
 Potentialerhöhung 300.  
 potentielle Energie 192.  
 potentiometrische Titration 337.  
 Profilcharakterzahl 87.  
 Propylitisierung 145.  
 Protein, Adsorption an Quarzsand 339.  
 — als Ausgangsmaterial der Humusbildung 399ff.  
 Protozoen, Verbreitung im Boden 466.  
 Punktladungen 337.  
 Purpurbakterien 577.  
 Pyrophyllit in dichtester Packung 287 (Abb.).  
 Quarzschiefer, Verwitterung 48.  
 Queensland, Bodenbildung in Süd- 143.  
 Quellfähigkeit 193.  
 Quellung 179, 184, 188, 329.  
 Quellungsdruck 191.  
 Quellungsvermögen 321.  
 Quellungswasser 190, 193.  
 $q$ -Wert, Beziehung zur Beweglichkeit der Ionen 307.  
 Radioaktivität des Bodens, Einfluß auf das Pflanzenwachstum 274.  
 — der Bodenluft, Abhängigkeit von den Luftdruckverhältnissen 273.  
 — der Gesteine 272.  
 Radiumemanation, Gehalt der atmosphärischen Luft an 274.  
 —, Messung der 273.  
 —, Verteilung in der Bodenluft 272.  
 Reaktion des Bodens s. Bodenreaktion und Wasserstoffionenkonzentration.  
 Regenfaktor nach LANG 56.  
 Regur 125, 126.  
 Rendzina 83, 85, 96, 97, 98, 104.  
 — der Fränkischen Alb 95.  
 — -Podsol 52.  
 Restschumpfung 179, 195, 208.  
 Rheinpfalz, Böden der 95.  
 Rhizopusmethode 589.  
 Rhizosphäre 489.  
 Rohhumus und Podsolbildung 80.  
 rostfarbener Waldboden 63.  
 Roterde 40, 99, 100.  
 —, fossile, Italiens 107.  
 —, französische 102.  
 — auf Hauptdolomit des Zechsteins 145.  
 — als Illuvialhorizont 115.  
 —, Kaolin in 277.  
 —, spanische 102.  
 —, tropische 132, 133, 139, 143, 144.  
 — -Bildung 57.  
 — —, rezente und fossile 146.  
 — -Konkretionen 109, 113.  
 — s. auch terra rossa.  
 Rotteprodukte 382, 384, 417.  
 —, Verhalten gegen Oxydations- und Lösungsmittel 384.  
 Rüch 82.  
 Rumänien, Böden 121.  
 Rußland, Böden 118.  
 Sachsen, Bodenkarte 94.  
 —, Bodentypen 88, 95.  
 Salpeterbildung in der Wüste 130.  
 Salpetersäuremethode zur Bestimmung der verfügbaren Phosphorsäure 366.  
 Salzanhäufungen in Brasilien 122.  
 Salzanreicherung im humiden Gebiet 82.  
 Salzausblühungen auf Sandsteinen 11, 12, 13.



- Salzbildungen in der Wüste 128, 129, 130.  
 Salzböden 119, 121, 122, 123, 124.  
 salzfreie Wasserhaut 158.  
 Salzgehalt, Anpassung von Mikroorganismen an den 476—479.  
 Salzsäureauszug, Bedeutung für die Bodenkunde 65.  
 Salzsäuremethoden zur Bestimmung der verfügbaren Phosphorsäure 366.  
 Salzsprengung 3, 4, 129.  
 Salzwanderung 201.  
 Sandstein, Verwitterung des 3.  
 Sättigungsgrad V 307, 349, 352.  
 — und  $p_H$ -Zahl 353.  
 —, wahrer 349.  
 Sauerstoffgehalt der atmosphärischen Luft 240.  
 — der Bodenluft 246.  
 Sauerstoff-Kohlensäure-Verhältnis in der Bodenluft 243.  
 Saugdruck 210.  
 Saugkräfte 168.  
 Saugkraftmaximum 169.  
 Säureäquivalent 335.  
 Säureverwitterung in der Wüste 130.  
 Schichtdicke, kritische 309.  
 Schichtengittertypus 283.  
 Schichtpakete 285.  
 Schimmelpilze, Verarbeitung von höheren Fettsäuren und Agar durch 444.  
 Schleswig-Holstein, Bodentypen 90.  
 Schlickbildungen der brasilianischen Mangrovenküste 142.  
 Schlickböden in Persien 138.  
 — der Ost- und Nordsee 90.  
 Schotteranalyse 17.  
 Schottland, Böden 85.  
 Schrumpfdruck 210.  
 Schrumpfdruckäquivalent 210.  
 Schrumpfung 188.  
 —, lineare, Bestimmung der 193.  
 —, normale 195.  
 SCHULZESCHE Regel 292.  
 Schuttbildungen in der Wüste 127.  
 Schutzrinden 14, 15.  
 Schwarmionen 158.  
 Schwarmwasser 150, 154, 157.  
 Schwarmwasserzone 159.  
 Schwarzerde 84, 87, 118, 119, 120, 121.  
 —, Degradation der 93.  
 Schwarzerde, Humusformen der 421.  
 —, Ionenbeweglichkeit in 324.  
 — in Italien 106.  
 — in Ostpreußen 93.  
 Schweden, Bodenbildungen 77.  
 Schwefelbakterien 577.  
 Schwefelsäure als Verwitterungsfaktor 10, 11, 22.  
 Schweiz, Böden 98, 99.  
 —, Bodentypen 87.  
 —, Gesteinsverwitterung in der 52, 53.  
 Schwellenwert der Flockung 300.  
 Sedimentation ohne Elektrolytzusatz 299.  
 Seen, vertikale Verteilung der Mikroorganismen in 472.  
 Sekundärteilchen 275.  
 Serizit 48.  
 Siallit, Bildung 23.  
 — -Profil bei Winetsham 147.  
 Siam, Bodenbildungen 138.  
 Sibiriensande 89.  
 Silikate, isoelektrische Niederschläge von 332.  
 Silikatminerale, Verwitterung der 18, 19, 20, 21, 22, 23, 24, 25, 26.  
 Silikatrohnböden der Hochgebirge 75.  
 singulärer Punkt der Wasseranlagerung 156, 162, 163, 164.  
 — — — —, Definition 157.  
 Sodaboden 122.  
 Solifluktion 72.  
 Solonetz 97, 123, 124, 125.  
 —, Magnesiaanhäufung im 122, 123.  
 Solontschak 97, 123, 124.  
 sorbierte Basen, vgl. austauschfähige Basen.  
 — nach VAGELER 306.  
 sorbierter Wasserstoff 333.  
 Sorelzement 70.  
 Sorption 312; vgl. auch Adsorption.  
 —, apolare 152.  
 — und isoelektrischer Punkt 332.  
 — von organischen an anorganische Kolloide 338.  
 —, Beeinflussung durch Peptisation und Koagulation 329.  
 —, polare 152.  
 —, physikalische, von Gasen 253, 254.  
 sorptionsfähige Substanz, Neubildung von 349.  
 Sorptionskapazität s. auch T-Wert.  
 Sorptionskapazität T 306, 333, 335.  
 —, Bestimmung der 348.  
 —, Bestimmung durch Berechnung des Sorptionsendwertes aus verschiedenen Gleichgewichtseinstellungen 343, 344.  
 —, Bestimmung nach der Durchwaschmethode 342, 343.  
 —, Bestimmung durch potentiometrische oder konduktometrische Titration 343, 344.  
 —, Bestimmung nach PURI 350.  
 — von Kieselsäuregel 333.  
 —, Abhängigkeit von der Konzentration 306.  
 — des organischen Bodenanteils 340.  
 — und  $p_H$  328.  
 — bei verschiedenem  $\text{SiO}_2$ :  $\text{R}_2\text{O}_3$ -Verhältnis 333.  
 — und Tongehalt 314.  
 Sorptionskomplex 94, 310.  
 Sorptionsvermögen, Änderung beim Erhitzen 341.  
 — in Abhängigkeit von den sorbierten Kationen 350.  
 —, Einfluß des Mahlens der Minerale auf das 319.  
 — der glimmerartigen Minerale 321.  
 —, Änderung mit dem  $p_H$ , und elektrische Doppelschichten 330.  
 Sorptionswasser 280.  
 Spaltenboden 71.  
 Spaltenlehm 49.  
 spannungsfreies Porenvolumen 201, 221, 222, 223, 224, 225, 228.  
 spezifische Oberfläche 201, 221, 223, 225.  
 spezifisches Gewicht, Trennung der gröberen Mineralfraktionen auf Grund ihres 275.  
 Sporenbildner, Abhängigkeit der Anzahl der S. im Boden von der Jahreszeit 448.  
 —, Entwicklung bei verschiedenen Klimabedingungen 450.  
 Spurenstoffe für Azotobacter 525.  
 —, Einfluß auf die Stickstoffbindung 506.  
 Stalldünger, Abbau im Boden 539.  
 —, Humuserzeugung im Boden durch 435.

- Standortsfaktoren, mikro-  
biologische 469—482.  
Standortsformen 61.  
— von Mikroorganismen 468.  
Staub, äolischer 116.  
Staubhaut in der Wüste 129.  
Staubzufuhr, äolische, zum  
Boden 41.  
Steighöhe, kapillare 178, 201,  
202, 212, 213, 225.  
—, Endwert der 214.  
Steighöhenbestimmung 213.  
Steppenböden 93, 94.  
—, Bodenprofil und dessen  
Umwandlungsvorgänge  
94.  
—, Degradation 119.  
—, graue 120.  
Steppenschwarzerden 118,  
120.  
stickstoffbindende Bakterien,  
Virulenzsteigerung bei  
502.  
Stickstoffbindung im Boden  
unter natürlichen Ver-  
hältnissen 533.  
— frei lebender Bakterien in  
Symbiose mit anderen  
Mikroorganismen 532.  
— durch die Erle 515.  
—, Kohlehydrat-Stickstoff-  
Verhältnis bei der 502,  
503, 504.  
— durch Leguminosen 498  
bis 515.  
— durch frei lebende N-Bin-  
der 518—535.  
— durch andere frei lebende  
Organismen als Azoto-  
bacter 531.  
— bei verschiedenen höheren  
Pflanzen 516ff.  
—, Beeinflussung durch Spu-  
renstoffe 506.  
Stickstoffgehalt des Bodens  
vom Gesichtspunkt der  
Bodenzonelehre 65.  
— der Luft 241.  
Struktur des Porenvolumens  
227.  
Strukturaggregate, Einfluß  
auf die Verteilung der  
Bodenorganismen 470.  
Strukturanalyse 228.  
Strukturboden 71.  
Subarktische Böden 70.  
Südafrika, Bodenbildungen  
136.  
Sumatra, Bodenbildungen  
140.  
Suriname, Bodenbildungen  
143.  
Suspensionseffekt 335.  
Süßwasserkalke, Entstehung  
der 586.
- S-Wert 331.  
—, Bestimmung in ariden  
und humiden Böden und  
wasserlöslicher Wert 361.  
— — nach PURI 352.  
— — — SCHICK und ZAKA-  
RIAS 351.  
—, Einfluß der Hydrolyse auf  
die Bestimmung des 361.  
—, Abhängigkeit von der  
Konzentration 360.  
Syenit, Verwitterung 52.  
Symmetriewert 322.  
Szikböden 122, 123, 124.
- Tafoni 9, 10.  
Takyrboden 125.  
Taunusquarzit, fossile und re-  
zente Verwitterung 47.  
Temperatur des gefrorenen  
Bodens 265.  
— als Verwitterungsfaktor  
130.  
— s. auch Bodentemperatur.  
Temperaturleitfähigkeit 263.  
Temperaturschwankungen,  
jährliche 261.  
—, Einfluß der Vegeta-  
tion auf die 261.  
—, tägliche 256.  
—, Einfluß der Vegeta-  
tionsdecke auf die 257.  
Temperaturverlauf im Wü-  
stenboden 259.  
Temperaturverteilung 256.  
Terra rossa s. auch Rot-  
erde.  
—, 102, 106, 107, 108,  
109, 110, 111, 112, 113,  
114, 115, 116, 117.  
—, Alter 107.  
—, Begriff 57.  
—, Eisenanreicherung in  
der 114, 116.  
—, fossile in Mähren 108.  
—, Lösungstheorie über  
die Entstehung der 110,  
116, 117.  
—, Normalprofil der 109,  
110.  
Terra roxa 131, 132.  
Terre à foulon 28.  
thermophile Mikroorganis-  
men 457.  
Thixotropie 188.  
Thorium-Emanation, Be-  
stimmung neben Radium-  
Emanation 273.  
Thüringen, Boden 120.  
Tiefenzersetzung 1.  
Titration, elektrometrische  
335.  
—, konduktometrische 337.  
—, potentiometrische 337.  
—, Endpunkt der 334.
- Titrationwert einer Säure  
333.  
Ton 24, 25, 26, 29, 30, 34, 35,  
37, 38.  
—, Absatz aus Gletscherwas-  
ser 38.  
—, Umtauschversuche an  
318.  
Tonböden, Montmorillonit in  
277.  
Tonerdephosphate, Entste-  
hung 134.  
Tonfraktion 30, 31, 35, 37,  
275.  
— als Bodenklassifikations-  
mittel 36.  
—, Untersuchung auf röntge-  
nographischem Wege 282.  
—, Zerlegung in weitere Frak-  
tionen 278.  
—, Zusammensetzung aus  
wohldefinierten Mineralen  
277.  
Ton-Humus-Komplexe 339,  
412.  
Tonminerale *T* 280.  
— *X* 277, 280.  
Tonminerale s. auch Boden-  
kolloide.  
— 1, 26, 29, 30, 32, 278ff.  
—, Abbau der 33, 34.  
—, Brechungsexponent der  
281.  
— in dichtester Packung 287.  
—, Abhängigkeit des Disper-  
sitätsgrades vom Ionen-  
belag 299.  
—, Entwässerungsverlauf der  
281.  
—, Kristallgitter der 283.  
—, Ersatz von Ionen im Kri-  
stallgitter der 279.  
—, Röntgendiagramme 277,  
283.  
—, Sorptionserscheinungen  
an 325.  
—, chemische Zusammen-  
setzung 279.  
Tonsäuren 329.  
Tonschiefer, Verwitterung  
48.  
Tonsubstanz 30.  
Tonsuspensionen, Reaktion  
von 335.  
Torf 429.  
Torfboden 78.  
Torfmoore, subtropische und  
tropische 135.  
totes Wasser 171.  
tropische Böden, Untersu-  
chung nach der Keim-  
pflanzenmethode 373.  
Trinidad, Bodenbildungen  
143.  
Tundra 76.

- Tunis, Böden 136.  
 Turbulenz, Einfluß auf den Kohlendioxidgehalt der Luft 241.  
 T-Wert 306.  
 —, Änderung bei der Behandlung von Boden mit NaOH und HCl 315.  
 —, reversible Änderung 329.  
 —, Berechnung nach VAGELER 344.  
 —, Bestimmung 349, 350, 351.  
 — — nach KELLEY und BROWN 350.  
 — — nach PARKER 350.  
 — des anorganischen Bodenanteils 341, 342.  
 —, Einfluß von CaCO<sub>3</sub> auf den 350.  
 —, Einfluß der Korngröße auf den 316.  
 —, Einfluß von Phosphaten auf den 351.  
 — in Beziehung zur Teilchenoberfläche 316.
- Ultramikronen 289.  
 —, Bau der 289.  
 Umladung 300.  
 Umtausch, Einfluß der Anionen auf den 294.  
 —, Äquivalenz beim 292.  
 —, extra- und intracellulärer 290, 292.  
 — der H-Ionen, Bestimmung nach SCHEFFER und NAGEL 349.  
 —, mittlerer prozentischer 293.  
 —, Theorie des 320.  
 Umtauschgesetze 292.  
 Umtauschkapazität der Humusstoffe 410.  
 — des organischen Bodenanteils 407.  
 Umtauschkörper, elastische 301.  
 —, Haftfestigkeit der Ionen an 303.  
 —, Innendispersitäten von 302.  
 —, starre 301.  
 —, Zugänglichkeit eines 290.  
 Umtauschversuche 317.  
 Umtauschvorgänge, mathematische Formulierung der 304.  
 Undurchlässigkeit von Ton-schichten 228.  
 Ungarn, Böden 99.  
 Uruguay, Tierra negra in 120.
- Vakuumkapillarimeter 229 (Abb.).
- Valenz 297, 330.  
 —, osmotische 157.
- VAN DER WAALSsche Kräfte 337.  
 Verdichtung des Bodens 199.  
 Verdichtungs-Durchlässigkeits-Apparat von A. CASAGRANDE 199, 200 (Abb.).  
 Verdichtungsziffer 199.
- Vereinigte Staaten von Nordamerika, Bodenbildungen 141.  
 Verfrachtung lehmigen Verwitterungsmaterials durch Wind 49.  
 Vergleichsdruck 156.  
 Verkarstung der schwäbischen Alb zur Tertiärzeit 147.  
 Verkittung 340.  
 Verrucano, Verwitterung 52.  
 Vertorfung 429.  
 Vertorfungsgrad, Bestimmung des 430.
- Verwitterung, allitische 133, 134.  
 — durch Bakterien 7.  
 —, biologische 8, 9.  
 —, biologisch-chemische 78.  
 —, chemische, s. chemische Verwitterung.  
 — durch Halmyrolyse 4, 5.  
 —, Kochsalz- 4.  
 —, lateritische 66, 135.  
 —, lixitiische 141.  
 —, Beziehung zwischen Niederschlag, V. und Abtragung 2.  
 —, nordische 42.  
 —, periglaziale 73, 74.  
 —, physikalische, s. auch physikalische Verwitterung.  
 — — 17.  
 —, im Hochgebirge 74.  
 —, präoberdevonische, des Gabbros 149.  
 — durch Salzsprengung 3, 4.  
 —, tertiäre, des Taunusquarzits 147.  
 —, Grünerdebildung durch 5.  
 — der Silikatminerale 18, 19, 20, 21, 22, 23, 24, 25, 26.  
 — saurer und basischer Gesteine 57.  
 — alpiner kristalliner Gesteine 52.  
 — des Basalts 5, 43, 44, 45, 57.  
 — an Bausteinen 16, 17.  
 — des Bimssteins 46.  
 — des Buntsandsteins unter verschiedenen Klimaeinflüssen 2, 3.
- Verwitterung, von Flysch und Molasse 52.  
 — des Granits im arktischen Gebiet 42, 43.  
 — von Grauwacken 48.  
 — von Kalk- und Dolomitgesteinen 6, 7, 49, 50, 51, 52.  
 — von Kulmsandstein 48.  
 — Massenkalk 48.  
 — des Muschelkalks unter einer Diluvialdecke 148.  
 — — — verschiedenen Klimaeinflüssen 2, 3.  
 — von Quarzitschiefer 48.  
 — der Sandsteine 3.  
 — von Taunusquarzit 47.  
 — von Tonschiefer 48.
- Verwitterungsfaktoren, Ameisensäure 21.  
 —, Humussäure 11, 21.  
 —, Milchsäure 21, 122.  
 —, Schwefelsäure 10, 11, 22.
- Verwitterungskolloide, Bestimmung der, durch chemische Analyse 33.  
 — — —, mit Hilfe der mineralisch-mikroskopischen Untersuchung 32.  
 — — —, mit Hilfe der röntgenographischen Untersuchung 32, 33.
- Verwitterungskomplex, Bestimmung mit der TAMM-schen Oxalatmethode 76.
- Verwitterungsprofil, präoligozänes, von Franzensbad 149.  
 —, Auswertung von Untersuchungsergebnissen von 42.
- Verwitterungsrinden, fossile 144, 145, 146, 147, 148, 149.
- Verwitterungsziffern nach HARRASSOWITZ 146.
- Virulenzsteigerung von stickstoffbindenden Bakterien 502.
- Viskosität 336.  
 — von Tonsolen 340.  
 — von Tonsuspensionen 335.
- Volumenbestimmung 178.  
 Volumenverminderung 193.
- Wabenstrukturen als Verwitterungsbildungen 12.  
 wachstumsfördernde Stoffe 483.
- Waldboden, brauner, und seine Podsolierung 62, 63.  
 —, organische Bestandteile des 426, 427.  
 —, rostfarbener 63.  
 Waldbodenkunde 61.

- Waldhumus 426.  
 Walkerde 28.  
 Wanderungsgeschwindigkeit von Tonsolen 340.  
 Wann- und Schüsselbildung durch Verwitterung 8, 9.  
 Wärme als Verwitterungs- und Bodenbildungsfaktor 130.  
 Wärmebewegung 256.  
 Wärmetransport 263.  
 Wasser, vgl. auch adsorbiertes Wasser.  
 Wasser, Dipole des 188.  
 —, funikuläres 218.  
 —, kapilläres 218.  
 —, mögliches 179.  
 —, penduläres 218.  
 Wasserabbaukurve von Böden 280.  
 —, Abhängigkeit von der Korngröße 281.  
 Wasseradsorption 150.  
 Wasseranlagerung 161.  
 — und Kation 321.  
 Wasseraufnahme bei verschiedenem Dampfdruck 151, 165, 167 (Abb.).  
 — aus dem Dampfraum 156.  
 —, Geschwindigkeit der 185.  
 —, Abhängigkeit vom osmotischen Druck der Lösung 160 (Abb.).  
 — aus Salzlösungen 159.  
 —, Beziehungen zum Tongehalt 168.  
 Wasseraufnahmevermögen 175, 183, 184.  
 —, Bestimmung 184 (Abb.).  
 —, Abhängigkeit von der Kationenbelegung 186.  
 Wasserbeweglichkeit 216.  
 Wasserbewegung 170, 201, 212, 218.  
 —, Geschwindigkeit der 213.  
 Wasserergiebigkeit 218.  
 Wasserfilm 175.  
 Wassergehalt, möglicher 180.  
 Wasserhaltungsvermögen 183.  
 Wasserhaut, Dicke der 174.  
 —, salzfreie 158.  
 Wasserhüllen, adsorbierte 159.  
 Wasserhumus 425.  
 Wasserkapazität 175.  
 —, Einfluß der Düngung auf die 182 (Abb.).  
 —, Beziehung zwischen W. und Hygroskopizität 182.  
 — bei natürlicher Lagerung des Bodens 179.  
 —, maximale 177.  
 —, minimale 176, 230.  
 Wassersättigung 177.  
 Wassersorption, apolare 152.  
 Wasserstoff, Bindung des 338.  
 —, Gefäßversuche zur Untersuchung der Beweglichkeit des 325.  
 —, sorbierter 333.  
 Wasserstoffionen 304.  
 —, Bindung der 348.  
 Wasserstoffionenkonzentration, Einfluß auf die Zusammensetzung der Bodenmikroflora 449.  
 —, Änderung durch Mikroorganismen in Bodensandgemischen 441.  
 —, lokale Änderung in der Rhizosphäre 470.  
 —, s. auch Bodenreaktion.  
 Wasserundurchlässigkeit 330.  
 Wasserwanderung s. Wasserbewegung.  
 Weichseldelta, Böden des 89.  
 Welkungsdruckpunkt 177, 210.  
 Wendepunkt von Titrationskurven 337.  
 — der Wasseraufnahme 151.  
 Westafrika, Bodenbildungen 136.  
 Westfalen, Bodentypen 88.  
 Winetsham, Siallitprofil bei 147.  
 Wirkungskräfte, osmotische 168.  
 Wirkungsradius, osmotischer 213.  
 Wisconsinverfahren 366.  
 Wachstumsstoffe für Azotobacter 527.  
 Wurzelatmung und Rhizosphäre 493.  
 Wüste, Schuttbildung in der 127.  
 —, chemische Verwitterung in der chilenischen 126, 127, 129, 131.  
 — — — in der Kalahari 131.  
 —, Verwitterungserscheinungen in der 126.  
 Wüstenböden 123, 125, 126.  
 Wüstenrinden 138.  
 Wüstensand, Zusammensetzung 127, 128.  
 Zeitmodul der Steighöhe 214.  
 zellulosezersetzende Bakterien 571.  
 Zellulosezersetzung 549—554.  
 Zeolithe 38, 45, 57, 312, 317.  
 Zerfall bei Quellung 189 (Abb.).  
 Zerfallsziffer 190.  
 Zersetzungsgrad des organischen Bodenanteils 388.  
 Zugänglichkeit eines Umtauschkörpers 290.

# Handbuch der Bodenlehre

Bearbeitet von zahlreichen Fachgelehrten. Herausg. von Dr. **E. Blanck**, o. ö. Prof. und Direktor des Agrikulturchemischen und Bodenkundlichen Instituts der Universität Göttingen.  
Jeder Band ist einzeln käuflich.

## Übersicht des Gesamtwerkes

Allgemeine oder wissenschaftliche Bodenlehre

Erster Band:

**Die naturwissenschaftlichen Grundlagen der Lehre von der Entstehung des Bodens.** Mit 29 Abbildungen. VIII, 335 Seiten. 1929. RM 24.30; gebunden RM 26.64

Zweiter Band:

**Die Verwitterungslehre und ihre klimatologischen Grundlagen.** Mit 50 Abbildungen. VI, 314 Seiten. 1929. RM 26.64; gebunden RM 28.80

Dritter Band:

**Die Lehre von der Verteilung der Bodenarten an der Erdoberfläche (Regionale und zonale Bodenlehre).** Mit 61 Abbildungen und 3 Tafeln. VIII, 550 Seiten. 1930. RM 48.60; gebunden RM 51.30

Vierter Band:

**Aklimatische Bodenbildung und fossile Verwitterungsdecken.** Mit 32 Abbildungen. VIII, 334 Seiten. 1930. RM 32.40; gebunden RM 35.10

Fünfter Band:

**Der Boden als oberste Schicht der Erdoberfläche.** Mit 103 Abbildungen. VII, 483 Seiten. 1930. RM 46.80; gebunden RM 49.50

Sechster Band:

**Die physikalische Beschaffenheit des Bodens.** Mit 104 Abbildungen. VIII, 423 Seiten. 1930. RM 39.24; gebunden RM 41.94

Siebenter Band:

**Der Boden in seiner chemischen und biologischen Beschaffenheit.** Mit 72 Abbildungen. VII, 473 Seiten. 1931. RM 46.80; gebunden RM 49.50

Angewandte oder spezielle Bodenkunde

(Technologie des Bodens)

Achter Band:

**Der Kulturboden und die Bestimmung seines Fruchtbarkeitszustandes.** Mit 21 Abbildungen. VIII, 714 Seiten. 1931. RM 76.—; gebunden RM 79.—

Neunter Band:

**Die Maßnahmen zur Kultivierung des Bodens.** Mit 83 Abbildungen. VII, 583 Seiten. 1931. RM 66.—; gebunden RM 69.—

Zehnter Band:

**Die technische Ausnutzung des Bodens, seine Bonitierung und kartographische Darstellung.** Mit 51 Abbildungen und 4 Tafeln. Mit Generalregister zu Band I—X. IX, 633 Seiten. 1932. RM 76.—; gebunden RM 79.—

**Die Bodenazidität** nach agrikulturchemischen Gesichtspunkten dargestellt. Von Professor Dr. H. Kappen, Bonn-Poppelsdorf. Mit 35 Abbildungen und 1 farbigen Tafel. VII, 363 Seiten. 1929. RM 32.40

---

**Der Kationen- und Wasserhaushalt des Mineralbodens** vom Standpunkt der physikalischen Chemie und seine Bedeutung für die land- und forstwirtschaftliche Praxis. Von Dr. P. Vageler, Privatdozent an der Landwirtschaftlichen Hochschule Berlin. Mit 34 Abbildungen und 1 Übersichtstabelle. VII, 336 Seiten. 1932. RM 28.—; gebunden RM 29.80

---

**Vorlesungen über Boden-Mikrobiologie.** Von Dr. August Rippel, o. Professor und Direktor des Instituts für Landwirtschaftliche Bakteriologie an der Universität Göttingen. VIII, 161 Seiten. 1933. RM 6.90

---

**Vorlesungen über theoretische Mikrobiologie.** Von Dr. August Rippel, o. Professor und Direktor des Instituts für Landwirtschaftliche Bakteriologie an der Universität Göttingen. VIII, 171 Seiten. 1927. RM 6.21

---

**Untersuchungen über die Mikrobiologie des Waldbodens.** Erste Untersuchungsreihe: Die elementaren Lebenserscheinungen der Mikroflora und Mikrofauna des Waldbodens. Von Professor Dr. phil. D. Fehér, Dipl.-Forsting., Vorstand des Botanischen Instituts der K. Ung. Hochschule für Berg- und Forstingenieure in Sopron. Mit Beiträgen von Dr. phil. R. Bokor, Dipl.-Forsting., Adjunkt des Instituts in Sopron, und Dr. phil. L. Varga, Privatdozent der K. Ung. Franz-Josefs-Universität in Szeged. Mit 76 Abbildungen. VI, 272 Seiten. 1933. RM 24.—

---

**Handbuch der Pflanzenernährung und Düngerlehre.** Herausgegeben von Dr. F. Honcamp, o. Professor an der Landesuniversität und Direktor der Landwirtschaftlichen Versuchsstation Rostock i. M.

I. Band: **Pflanzenernährung.** Mit 90 Abbildungen, darunter 1 lithographische farbige Tafel. XV, 945 Seiten. 1931. RM 93.—; gebunden RM 96.80

II. Band: **Düngemittel und Düngung.** Mit 285 Abbildungen. XII, 919 Seiten. 1931. RM 77.40; gebunden RM 80.82

---

**Praktische Kohlensäuredüngung** in Gärtnerei und Landwirtschaft. Von Dr. phil. Erich Reinau. Mit 35 Abbildungen im Text. V, 203 Seiten. 1927. RM 12.15; gebunden RM 13.23

---