

Z 81/19

MITTEILUNGEN

der

DEUTSCHEN BODENKUNDLICHEN GESELLSCHAFT

**Kurzfassung der Referate der gemeinsamen Sitzung der
Kommissionen I und VI der DBG in G Ö T T I N G E N
(26./27.2.1974)**

Band 19

1974

Schriftleitung : P. Hugenroth Göttingen

MITTEILUNGEN
der
DEUTSCHEN BODENKUNDLICHEN
GESELLSCHAFT

Kurzfassung der Referate der gemeinsamen Sitzung der
Kommissionen I und VI der DBG in G Ö T T I N G E N
(26./27.2.1974)

Bd. 19

1974

Schriftleitung: P. Hugenroth
G ö t t i n g e n

INHALT

Seite

1. Einführung, Sitzung der Kommissionen I/VI vom 26.2.1974
H. Kuntze 4
2. Entwässerung und Bodendurchlüftung,
H. Flühler 7
3. Dränung, Grundwasserspiegelsenkung und Auswirkung
auf den Grundwasserhaushalt, H. Finnern 23
4. Bodenphysikalische Auswirkungen sekundärer Entwässerungs-
phasen in Moorböden, Kurzbericht, R. Eggelsmann 27
5. Beregnung von Anmoor und Niedermoor zur Erhaltung der
Bodenfeuchte bei Grundwasserabsenkung, W. Burghardt 36
6. Physikalische Veränderungen durch Dränung und Tiefen-
lockerung auf Ton- und Lößböden, H. Borchert 50
7. Verbesserung des Wasserhaushaltes von Marschböden
durch Unterbodenmelioration, R. Kowald 61
8. Auswirkungen der Gefügemelioration eines Acker-Pseudogley
aus Löß über Keuperton auf dessen Wasser- und Lufthaushalt,
H. P. Blume und C. Parasher 66
9. Beeinflussung des oberflächennahen Bodenluft- und
Wasserhaushaltes - Interpretation vorläufiger Ergebnisse - ,
J. Richter 68
10. Der Einfluß der Bodennutzung auf die physikalischen
Eigenschaften und den Wasserhaushalt der Hildesheimer
Feuchtschwarzerde, F. Beese 79
11. Bodenstruktur und Wasserhaushalt im bearbeitungsreifen
Ackerbau von Löß-Parabraunerde, W. Ehlers 86

12.	<u>Die Bodenwertzahl als Hilfsmittel bei der Charakterisierung von meliorationsbezogenen Bodenparametern,</u> W. Czeratzki	90
13.	<u>Zur Ermittlung der ungesättigten Wasserleitfähigkeit unter nichtstationären Bedingungen,</u> H. H. Becher	100
14.	<u>Modellierung von Ökosystemen,</u> B. Ulrich	103
15.	<u>Arbeitsmodelle für Strömungsprobleme in Böden und ihre mathematische Formulierung,</u> P. Benecke	114
16.	<u>Use of soil physical principles in hydrological models,</u> R. R. van der Ploeg	133
17.	<u>Einfluß von Meliorationen auf physikalische Bodeneigenschaften und deren Auswirkung auf quantitative und qualitative Eigenschaften des Wasserhaushaltes,</u> K. H. Hartge	162

Einführung Sitzung Komm. I/VI DBG 26.2.1974

von
H. Kuntze *)

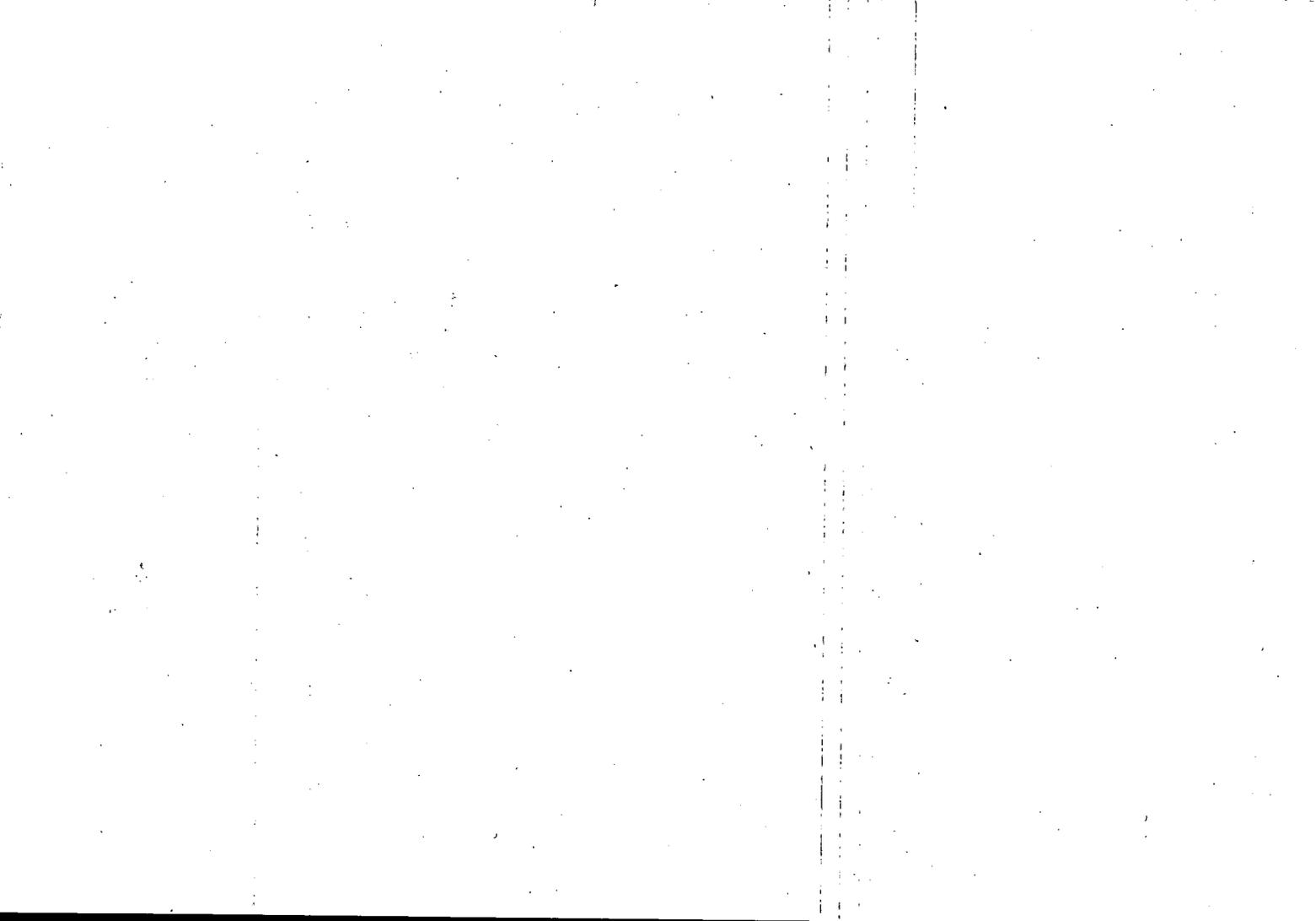
Zum 7. Male treffen wir uns heute in diesem Kreis bodenphysikalisch besonders interessierter Mitglieder der DBG. Einer Initiative angewandt bodenkundlich arbeitender Institute im Jahre 1962 in Bochum ist es zu verdanken, daß seither in regelmäßigen Abständen die Kommissionen I und VI zwischen den Jahrestagungen unserer DBG nach verschiedenen Orten zu gemeinsamen Sitzungen mit fachlichen Schwerpunktthemen einladen.

Am Anfang dieser fruchtbaren Zusammenarbeit von bodenphysikalischer Grundlagenforschung und bodentechnologischer Forschung und Praxis standen methodische Fragen zur Diskussion. Wir waren gemeinsam auf der Suche nach geeigneten Verfahren, die möglichst umfassend und reproduzierbar die Bodenstruktur so beschreiben helfen sollten, dass leistungsbegrenzende Bodeneigenschaften besser erkannt werden konnten.

So haben wir uns u. a. ausführlich mit Fragen der Wasserbewegung und -bindung im Filterkörper Boden auseinandergesetzt, Beziehungen zum Gefüge und mechanischen Bodeneigenschaften aufgezeigt. Unsere vorher betont auf chemische Methoden ausgerichtete Bodenkunde hat mit manchem hier diskutierten Beitrag wieder Anschluss an die internationale Bodenforschung gefunden.

Schon bald wurde in den immer zahlreicher physikalisch bearbeiteten Beispielen deutlich, dass zur Verbesserung des Wasser-, Luft- und Wärmehaushaltes der Pflanzenstandorte nicht in jedem Falle und allein die Röhrendrängung ausreicht. Jeder meliorationsbedürftige Bodentyp stellt spezielle technische Anforderungen. Aus dieser Einsicht entwickelten sich neue Verfahren, wie die Unterbodenmelioration und die Gefügemelioration, deren nachhaltige Wirkung jedoch erst nach langjähriger Prüfung erbracht werden muss. Auch zu dieser Prüfung benötigen wir geeignete physikalische Parameter.

*) Lfd. Direktor u. Prof. im Nieders. Landesamt für Bodenforschung, Außeninstitut f. Moorforschung und angewandte Bodenkunde, 28 Bremen, Friedrich-Mißler-Str. 46/48



Bislang waren wir bemüht, allein zwischen den physikalischen Bodeneigenschaften -, Meliorationsverfahren und Ertrag causale Zusammenhänge aufzuzeigen. Das reicht zur Abgrenzung des Meliorationserfolges vielleicht aus. Wenn wir jedoch - nicht zuletzt wegen der zunehmenden agrar- und gesellschaftspolitischen Kritik an diesen Bemühungen um die Standortverbesserung -

den Bezug zur Landschaft, also ökologische Komponenten mit einbeziehen müssen, so dürften wissenschaftliche Vertiefungen dringend geboten sein.

Mit den aus physikalischen Untersuchungen der Böden unter Berücksichtigung genetischer Zusammenhänge abgeleiteten Meliorationsmaßnahmen werden bodendynamische Prozesse ausgelöst. Hier fehlt häufig noch die Aussage über die Intensität und Richtung der weiteren Bodenentwicklung ebenso wie die Abgrenzung möglicher ökologischer Nebenwirkungen. Wir sind alle aufgerufen, durch methodisch einwandfreie Forschungsarbeit konkretes Zahlenmaterial zur Entscheidungshilfe anzubieten, wenn wir die bodenkundliche Lücke in der Umweltforschung richtig ausfüllen wollen.

Unter diesem Leitgedanken wollen die für diese Tagung Verantwortlichen das in Gießen vorgeschlagene Tagungsthema gestellt wissen. Wir sind uns darüber im klaren, dass wir in diesem Kreis nur Teilaufgaben werden lösen können, deren Eingliederung in den Komplex Umwelt enge Zusammenarbeit mit anderen Disziplinen erfordert. Die Zunahme der bodenphysikalischen und ökologischen Parameter zwingt auch die Bodenforschung zur Anwendung der elektronischen Datenverarbeitung. Ebenso wie von der Statistik können wir aber auch von ihr nur dann Fortschritte erwarten, wenn der Ansatz, die fachliche Grundlage, stimmt. Es gibt bereits warnende Beispiele anderer Disziplinen, wo die ständige Ergänzung durch neue Erkenntnisse der Grundlagenforschung zunehmend fehlt und damit die Arbeit mit dem Computer ohne Praxisbezug als l'art pour l'art aufgefasst werden kann. Sicher helfen uns in der zunehmend komplexen ökologisch ausgerichteten Forschungsarbeit Modellrechnungen weiter. Auf physikalische Grundgesetze und ihre Anwendung und Bestätigung im Experiment werden wir jedoch noch lange nicht verzichten können. Wir begrüssen es daher, dass ein kleiner Kreis interessierter Kollegen in der Vorwoche dem Angebot der Herren Dr. Benecke und Dr. van der Ploeg in einem Kursus zur Einführung bodenphysikalischer Modellrechnungen folgen konnten. Anlässlich dieser Kommissionssitzung können wir uns nur morgen vormittag zu diesem speziellen Teil ausgewählte Beispiele demonstrieren lassen, nachdem einige von uns bereits in Gießen mit diesem Thema konfrontiert wurden.

Kommissionssitzungen sollen dazu dienen, Einblicke in laufende Forschungsarbeiten des jeweils gewählten Tagungsthemas zu gewähren und deren Ergebnisse kritisch zu diskutieren, also Anregungen zu vermitteln. Themen die selbst diese Darstellung noch nicht zulassen, aber von aktuellem Interesse sind, sollen nach einem Beschluß der letzten Mitgliederversammlung zunächst in kleinen Arbeitskreisen fachlich im engeren Sinne angesprochener Kollegen bearbeitet werden. Für die weitere Arbeit der Kommissionen bietet sich hierin ein offenes Vorfeld. Wir sind für Anregungen - auch über die zukünftige Zusammenarbeit von Kommissionen - dankbar. Bisher liegt die Anregung für einen solchen Arbeitskreis vor, die sich das Thema "Einschränkung der Bodennutzung in Wasserschutz- und Wasserschongebieten" gestellt hat. Es wird vorgeschlagen, dass die interessierten Kollegen sich heute abend unmittelbar nach Abschluß der Vortragsveranstaltung hier zu einer konstituierenden Sitzung einfinden.

Zunächst wollen wir heute aber 13 Fachvorträge hören. Das Programm ist in vier Abschnitte gegliedert, die sich nach Schwerpunkten um die Themen

Wasser-Luft-Haushalt - Dränung

Unterbodenmelioration

Gefügemelioration

Nutzungseinflüsse

gruppieren liessen.

Es sind weniger Vorträge als sonst in dieser gemeinsamen Kommissionssitzung üblich sind. Ob das vielleicht noch zu anspruchsvolle Thema, die relativ kurze Zeit nach der Jahreshauptversammlung oder gar die närrischen Tage zu dieser Zurückhaltung führten, bleibt dahingestellt. Wir freuen uns jedenfalls über die stattliche Zahl interessierter Zuhörer und erwarten eine gute Diskussion. Dennoch wollen wir uns alle bemühen, die ausgedruckten Zeiten streng einzuhalten. Das ist die eindringliche Bitte der Veranstalter, und die Herren Diskussionsleiter werden gebeten, uns in diesem Wunsche zu unterstützen.

Verbleibt mir zunächst nur noch, den für die örtliche Organisation tätigen Damen und Herren des Instituts für Bodenkunde der Universität Göttingen und der Landwirtschaftlichen Fakultät für die Bereitstellung der Räumlichkeiten zu danken. Ich wünsche unserer 7. gemeinsamen Kommissionssitzung einen erfolgreichen Verlauf.

Entwässerung und Bodendurchlüftung

von
H. Flühler *)

Jeder Eingriff in den Wasserhaushalt eines Bodens verändert auch dessen Lufthaushalt. In Nassböden ist die Wechselbeziehung zwischen dem Luft- und dem Wasserhaushalt besonders eng. Die Geschwindigkeit des Gastransportes, besonders die Diffusion des Sauerstoffs und des Kohlendioxyds ist ein ökologisch wesentliches Merkmal einer Entwässerung. In Entwässerungsböden zeugen eine Reihe weiterer Gase von biologischen Prozessen. So zum Beispiel die leicht bis stark toxischen Gase Ammoniak, Schwefelwasserstoff, Methan, Aethylen und andere mehr (Smith, 1969). Mit "Lufthaushalt" bzw. "Durchlüftung" ist nun die komplexe Vielfalt der Transportvorgänge all dieser Gaskomponenten gemeint. Die Geschwindigkeit dieser Transportvorgänge hängt weitgehend vom Anteil des entwässerten, luftgefüllten Porenvolumen ab, und zwar deshalb, weil die Gasleitfähigkeiten in der Luft um mehrere Zehnerpotenzen, im Falle des Sauerstoffs gar um das 300 000fache größer sind als jene im Bodenwasser. Bilden die luftgefüllten Poren also eine mehr oder weniger kommunizierende Gasphase, dann ist der Anteil der Gasdiffusion im Bodenwasser vernachlässigbar klein.

Die physikalischen Zusammenhänge zwischen einer Entwässerung und der Bodendurchlüftung sind in der Abb. 1 schematisch dargestellt. Die entscheidenden physikalischen Merkmale der Entwässerung (1), der Durchlüftung (2) und die Beziehungen zwischen dem entwässerten Porenvolumen und der Gasleitfähigkeit (3) sind Gegenstand der folgenden Gedanken und Untersuchungen.

1. Physikalische Aspekte der Entwässerung

Die primäre Wirkung einer Entwässerung bzw. einer Wasserspiegelabsenkung ist die Veränderung der Druckverteilung im Bodenwasser. Infolge der Absenkung des Wasserspiegels ändern sich die Saugspannungen in feinerdereichen Böden

*) an der Professur für Bodenphysik, Eidg. Techn. Hochschule Zürich, c/o EAFV, 8903 Birmensdorf, Schweiz

um höchstens wenige hundert Zentimeter Wassersäule (Schuster, 1972, Patraschek, 1973). Aus der Sicht der Wurzel sind diese Saugspannungsänderungen nur dann erheblich, wenn damit eine Änderung des Wasser-sättigungsgrades einhergeht, also dann, wenn die Desorptionskurve (p_f -Kurve) im betreffenden Saugspannungsbereich nicht allzu steil ist. Ökologisch entscheidende Eigenschaften wie die ungesättigte Wasserleitfähigkeit, die Gasleitfähigkeit oder die Scharfestigkeit bzw. der Eindringwiderstand für Wurzeln sind nämlich viel enger mit den Phasenteilchen Luft/Wasser als mit der Saugspannung verknüpft (Corey, 1969, Fühler, 1973e, Evisse, 1969). Der Wasserspiegel im Boden ist bekanntlich eine rein physikalisch mittels dem Atmosphärendruck definierte Grenze und nicht etwa die Grenze zwischen dem gut und dem schlecht durchlüfteten Bodenbereich (Fühler, 1973b). Die Lebensbedingungen im Wurzelraum können also einige Zentimeter bis Dezimeter über dem Wasserspiegel annähernd gleich sein wie unterhalb des sogenannten "Wasserspiegels". Je nach Struktur bzw. Desorptionseigenschaften des Bodens entsprechen diesen Saugspannungen über dem Wasserspiegel sehr verschiedene entwässerte Porenvolumina. Die Abb. 2 zeigt die vertikale Verteilung der entwässerten Porenvolumina über einem Wasserspiegel in 90 cm Tiefe. Die obere Darstellung bezieht sich auf einen tonigen, vergleyten Palosol der Flyschregion, die untere auf einen sandreichen Flusssauenstandort (Ahti, 1970, Strobel, 1973). Die im Feld gemessenen Saugspannungsverteilungen waren in beiden Fällen ähnlich, die Desorptionseigenschaften jedoch grundlegend verschieden.

Der physikalische Entwässerungseffekt ist also weit weniger eine Frage der Distanz der Wasserspiegelabsenkung als eine Frage der Desorptionseigenschaften der entwässerten Bodenhorizonte.

2. Physikalische Aspekte der Bodendurchlüftung

Die Qualität der Bodendurchlüftung äußert sich u. a. im Verhältnis der Volumeneinteile aerober und anaerober Bodenbereiche, also im Anteil der sauerstofffreien Zonen. Erfolgreich entwässerte Böden zeigen in der Regel ein kleinflächiges Mosaik von gut und schlecht durchlüfteten Bodenbereichen. Selbst in relativ gut durchlüfteten Bodenhorizonten bilden sich anaerobe Stellen, da die Reichweite der Sauerstoffdiffusion in den schwach entwässerten, feinporenen Bereichen nur einige Millimeter beträgt (Burford, 1968).

Als Beispiel für die kurze Reichweite der Sauerstoffdiffusion dienen mir die Sauerstoffprofile durch einen wassergesättigten Bodenkrümel (Abb. 3a) bzw. durch den Nahbereich einer Wurzel (Abb. 3b). Die Gradienten des Sauerstoffpartialdruckes sind sowohl in der Nähe der Phasengrenzen Luft/Wasser wie auch in der Nähe der Wurzel sehr steil. Über diese Millimeterdistanzen sind die Partialdruckdifferenzen erheblich. Dies liegt wie eingangs erwähnt vor allem an der geringen Sauerstoffleitfähigkeit von Wasser. Aus der Sicht der wachsenden Wurzel ist die räumliche Verteilung des Sauerstoffpartialdruckes im gesamten Porenraum entscheidend, also die Variabilität des Partialdruckes in der Bodenluft und im Bodenwasser (Abb. 4). Messtechnisch ist es sehr schwierig diese Variabilität des Sauerstoffpartialdruckes oder anderer Durchlüftungsparameter mit genügender räumlicher Auflösung bzw. mit genügend Wiederholungen zu bestimmen. Bei der Messung von Partialdrücken im Boden erfassen wir nämlich mit hoher Wahrscheinlichkeit jene der Gasphase, also die Partialdrucke im Erschliessungssystem des Bodenprofils. Die Partialdrucke der Bodenluft sind systematisch höher als die im benachbarten Bodenwasser, da die Richtung des Sauerstofftransportes in der Regel aus der Gasphase in die flüssige Phase führt. Die Häufigkeitsverteilung der messbaren Partialdrucke wird sich deshalb oft deutlich von der ökologisch wirksamen Verteilung unterscheiden. Da diese Verteilungen mangels Daten gutachtlich aufgetragen wurden, möchte ich diese Überlegungen am Beispiel der Sauerstoffprofile durch die Nierenrinde einer Ratte darstellen (Abb. 5 a, b). Diese Sauerstoffprofile zeigen im Bereich der Erschließungswege - hier sind es die Blutgefäße - ebenfalls die relativ höchsten Werte. Die Güte der Durchlüftung dieses porösen Medium äußert sich in der Form der Häufigkeitsverteilung des Sauerstoffpartialdruckes. Sie ist eine Funktion der Erschließungsdichte und der Atmungsintensität. Diese Verteilung ist linksschief, da die Erschließungsdichte klein und die Atmungsintensität groß ist. Die räumliche Dichte der Erschließungswege und die Intensität der Sauerstoffsenken sind in analoger Weise auch im Boden für den Anteil der Anaerobie entscheidend (Greenwood, 1969).

Mit diesen Beispielen und Überlegungen wollte ich drei wesentliche Merkmale der Bodendurchlüftung charakterisieren:

- Die Durchlüftung ist ein Problem des Kleinbereichs.
- Sie ist in erster Linie ein statistisches Problem.

Auch aus der Sicht der Wurzel sind nicht die Durchschnittswerte,

sondern die Wahrscheinlichkeiten bzw. Häufigkeiten der strikt lokalen Einzelwerte maßgebend.

- Mit den üblichen Methoden arbeiten wir in der Regel mehr oder weniger im Einflußbereich der Gasphase, also im Bereich des Erschließungssystems und nicht am Ort der Sauerstoffsенke selbst.

3. Entwässertes Porenvolumen, Kontinuität der Gasphase und Gasleitfähigkeit

Der Gastransport zwischen der freien Atmosphäre und der Wurzel setzt sich aus zwei wesentlich verschiedenen Abschnitten zusammen:

- dem Transport über die Dezimeterdistanzen in der mehr oder weniger kontinuierlichen Gasphase des Bodens oder des Pflanzenkörpers
- und dem Transport über die Millimeterdistanzen in der flüssigen Phase der Wurzelumgebung bzw. im pflanzlichen Gewebe.

Mit den folgenden Ergebnissen versuche ich gewisse Eigenschaften des ersten Abschnittes des Transportweges, also die Abhängigkeit des Gastransportes vom Gasphasenanteil darzustellen. Ein überaus dominierendes Merkmal des Erschließungssystems ist die Kontinuität der Gasphase. Über die Distanzen des Bodenprofils ist langfristig gesehen eine kontinuierliche Gasphase die unabdingbare Voraussetzung für jegliches Wurzelwachstum. Die Bedeutung dieser Gasphasenkontinuität möchte ich nun mit verschiedener räumlicher Auflösung betrachten, nämlich

- anhand von Messungen an 50 cm^3 Bodenproben und
- anhand von Messungen an einer 5 m^3 Bodensäule.

An über 800 Bodenproben verschiedenster Struktur bestimmten wir die Abhängigkeit zwischen den Sauerstoffdiffusionskoeffizienten D bzw. Sauerstoffleitfähigkeiten K und dem entwässerten Porenvolumen f . Der Diffusionskoeffizient ist der Proportionalitätsfaktor im Fick'schen Gesetz. Die Sauerstoffleitfähigkeit erhält man durch die Kombination der Gesetze von Fick und Henry.

$$n = - D \cdot \text{grad } c \quad \text{1. Gesetz von Fick}$$
$$c = \alpha \cdot p \quad \text{Gesetz von Henry}$$
$$n = - D \cdot \alpha \cdot \text{grad } p \quad \text{wenn } \alpha \neq f(x, y, z)$$
$$K = \alpha \cdot D$$

Die Leitfähigkeit in diesem Sinne definiert entspricht also dem Produkt aus dem Diffusions- und dem Löslichkeitskoeffizienten. Ausgehend von einem stark vereinfachten Porenmodell (Abb. 6) erwarten wir rein rechnerisch für einen bestimmten Luftvolumenanteil je eine Leitfähigkeit für den Fall der völlig kontinuierlichen Gasphase und für den Fall der völlig diskontinuierlichen Gasphase (Flühler, 1973a). Bei Luftvolumenanteilen von mehr als 4 - 7 Vol. % werden die gemessenen Leitfähigkeiten durch das Modell der kontinuierlichen Gasphase besser beschrieben (Abb. 7). Bei Luftvolumenanteilen von mehr als 4 - 7 Vol. % kann man also damit rechnen, dass der Gastransport über die Dezimeterdistanzen des Bodenprofils einigermaßen ungehindert, das Erschließungssystem also mehr oder weniger kommunizierend ist. An der natürlich gelagerten, 3 Meter hohen Bodensäule in einer pseudovergleyten Loßbraunerde versuchten wir unter Feldbedingungen den Einfluß der Gasphasenkontinuität auf die Bodendurchlüftung nachzuweisen (Flühler, 1974). Der Überdruck in der Bodenatmosphäre diente uns als Maß für die Gasphasendiskontinuität (Abb. 8). Etwa während den ersten fünf Stunden nach dem künstlich aufgebrachtem Regen von 75 mm in 2 Stunden herrschte ein Überdruck in der Gasphase des Wurzelraums (50, 100 cm). In dieser Zeitspanne war die Bodenluft nicht mit der freien Atmosphäre verbunden. Der Sauerstoffpartialdruck reagierte auf die Gasphasendiskontinuität außerordentlich empfindlich und schnell (Abb. 9). Der ebenso abrupte Wiederanstieg des Sauerstoffpartialdruckes nach dem Druckausgleich in der Bodenatmosphäre ist ziemlich sicher auf die Kolbenwirkung der eindringenden Wassermassen zurückzuführen ("piston flow"). Der zweite Sauerstoffpartialdruckabfall kommt vermutlich durch die kombinierte Wirkung der reduzierten Gasleitfähigkeiten und der stimulierten mikrobiellen Aktivität zustande.

Der Fall eines diskontinuierlichen Erschließungssystems, also der Fall gefangener Luft ist in dichten Entwässerungsböden der humiden Klimaregion vermutlich relativ häufig. Die Dauer der Gasphasenkontinuität im Erschließungssystem ist eine Frage der Grobstruktur. Die Eigenschaften der groben Profilstrukturen wie Wurzel- und Wurmkanäle und Klüfte sind

schwer quantifizierbar *). Mit Bodenproben der üblichen Größe erfassen wir rein statistisch gesehen wohl deren volumenmäßigen Anteil, das wesentlichste Merkmal, nämlich die Kontinuität der Grobstrukturen im Profil erfassen wir jedoch mit Bodenproben nicht.

Der Erfolg einer Entwässerung ist, was ich zu zeigen versuchte, an Bodenstrukturen gebunden, die schon vor dem Eingriff in den Wasserhaushalt vorhanden sein müssen. Die Bodenstruktur wirkt sich primär über die gesättigte und ungesättigte Wasserleitfähigkeit auf die nichtstationäre Lage des Wasserspiegels aus und sekundär über die Gasleitfähigkeit auf den Gastransport bzw. die Durchlüftung der "entwässerten" Bodenhorizonte.

*) vgl. das Referat von Ehlers anlässlich derselben Tagung.

Literatur

- Ahti, E., 1970: Einfluss der Vegetation auf die Saugspannungsverteilung über einem Wasserspiegel in einem dichten, mineralischen Nassboden (unveröffentlicht, Bodenphysik ETHZ).
- Burford, J.R., Millington, R.J., 1968: Nitrous oxide in the atmosphere of a red-brown earth. Trans. 9th. int. Congr. Soil Sci., Adelaide, Comm. II: 505-511.
- Corey, A.T., 1969: Flow in porous media. Textbook, Colorado State Univ., AE 728/730, 259 S.
- Eavies, B.W., Payne, D., 1969: Soil physical conditions and root growth. In: Root Growth: 316-336. Ed. W.J. Whittington London, Butterworths.
- Flühler, H., 1973 a: Sauerstoffdiffusion im Boden. Diss. Nr.4950 ETHZ, Mitt. schweiz. Anst. forstl. Vers'wes. 49/2 (im Druck).
- Flühler, H., 1973b: Zusammenhänge zwischen dem entwässerten Porenvolumen und der Bodendurchlüftung. Schweiz. Z. Forstwes. 124, 10: 754-765.
- Flühler, H., 1974: A hydrophobic membrane probe for total pressure and partial pressure measurements in the soil atmosphere (Manuskript eingereicht).
- Greenwood, D.J., 1969: Effect of oxygen distribution in the soil on plant growth. In: Root Growth: 202-223. Ed. W.J. Whittington, London, Butterworths.
- Greenwood, D.J., 1970: Distribution of CO₂ in the aqueous phase of aerobic soils. J. Soil Sci. 21: 314-329.
- Lübbers, D.W., 1969: The meaning of the tissue oxygen distribution curve and its measurement by means of Pt electrodes. Progr.Resp. Res. vol. 3: 112-123 (Karger, Basel/New York).
- Petrascheck, A., 1973: Ueber die Wirkung systematischer Entwässerungen in Hanglagen. Diss. Nr. 5079 ETHZ, Zürich.
- Schuster, Ch., 1972: Wasserspiegelabsenkung zwischen zwei Drainagegräben in natürlich gelagertem Boden am Hang. Diss. Nr. 4935 ETHZ, Mitt. schweiz. Anst. forstl. Vers'wes.
- Smith, K.A., 1969: The organic constituents of the soil atmosphere. Agric. Res. Council Letcombe Lab. Annual Report 19: 42-46.
- Strobel, Th., Läser, H.P., 1973: Einfluss der Vegetation auf die Saugspannungsverteilung über einem Wasserspiegel in einem sandreichen Flusssauboden (unveröffentlicht, Bodenphysik ETHZ).

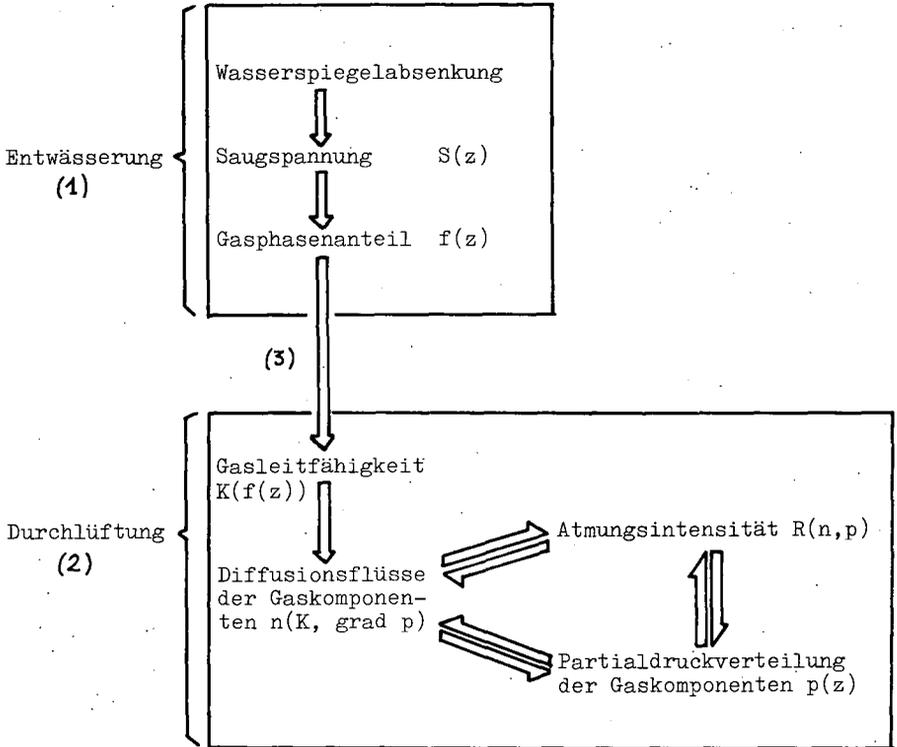


Abb. 1 Schematische Darstellung der physikalischen Zusammenhänge zwischen der Entwässerung und Bodendurchlüftung.

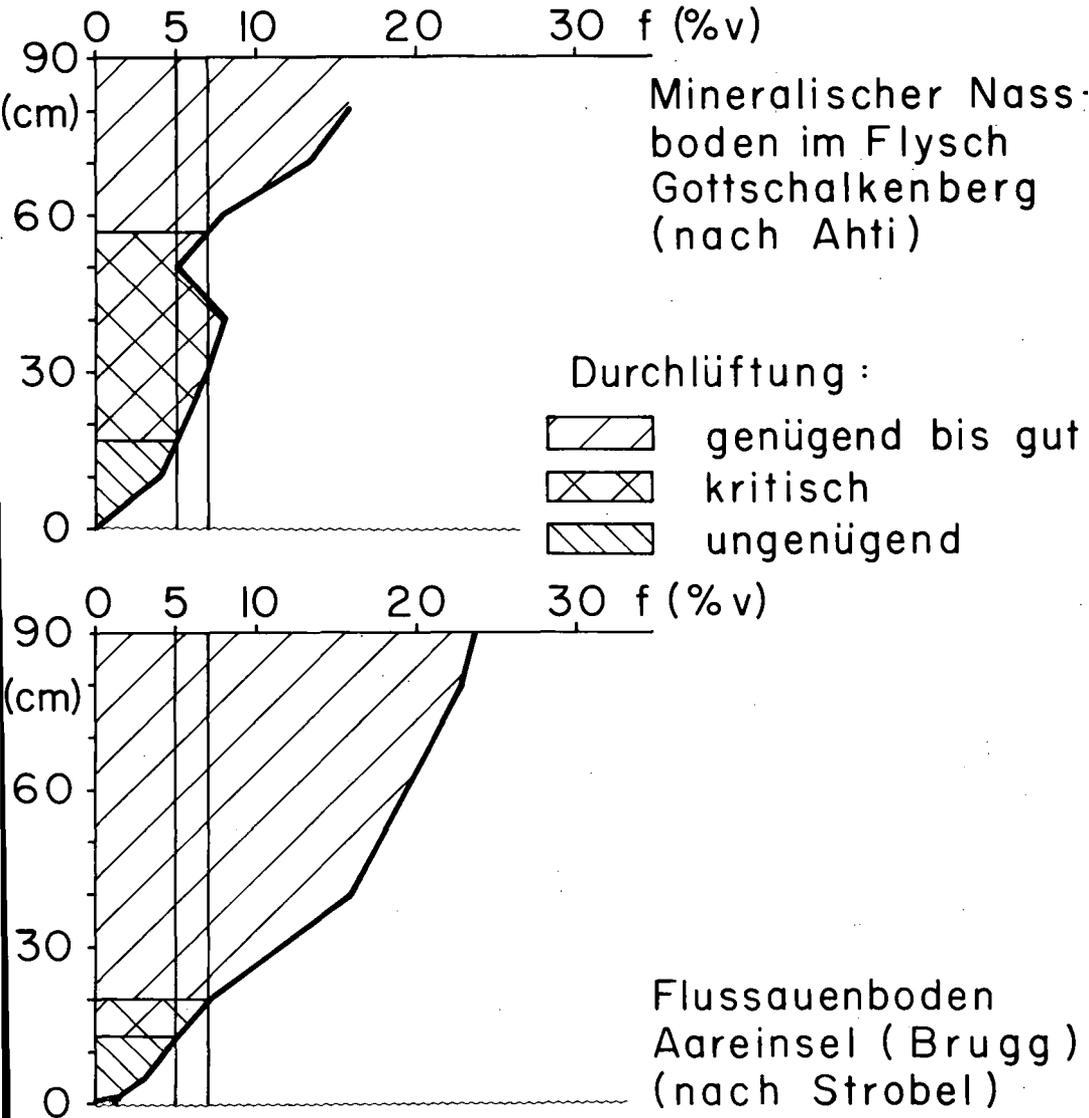


Abb. 2 Vertikale Verteilung des entwässerten Porenvolumens über einem Wasserspiegel in einem tonigen Pelosol der Flyschregion ("Gottschalkenberg") und einem sandigen Flussauenboden ("Aareinsel") (nach Ahti, 1970, Strobel, 1974).

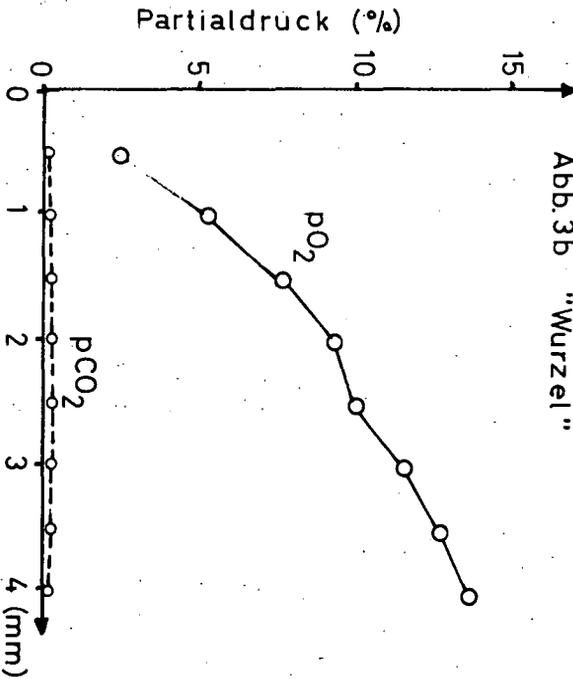
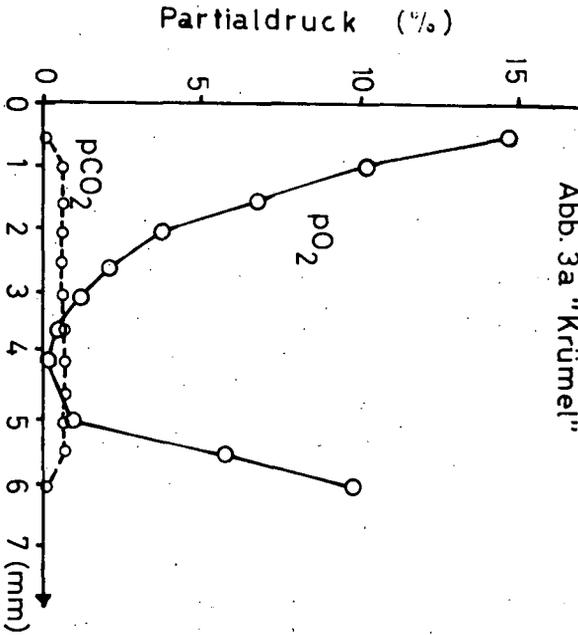


Abb. 3 Verteilung des O_2 - und CO_2 -Partialdruckes in einem wassergesättigten Agar- $CaCO_3$ -Krümel (Abb. 3a) und um eine Wurzel (Abb. 3b) (nach Greenwood, 1970).

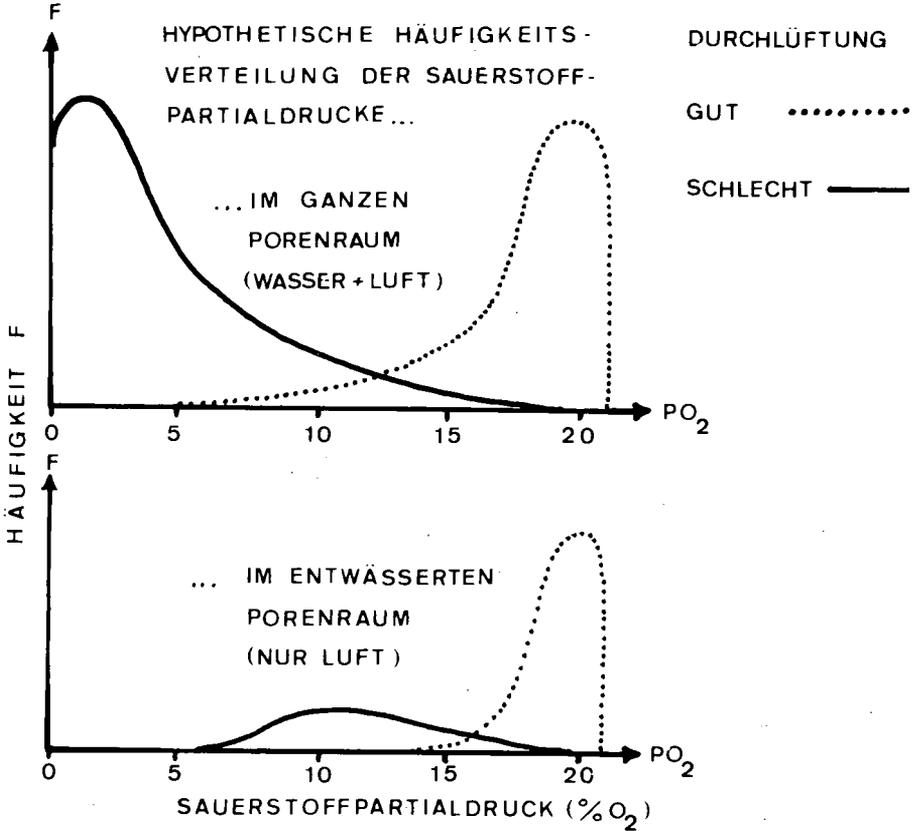


Abb. 4 Hypothetische Häufigkeitsverteilungen des Sauerstoffpartialdruckes im gesamten Porenraum bzw. in der Bodenatmosphäre.

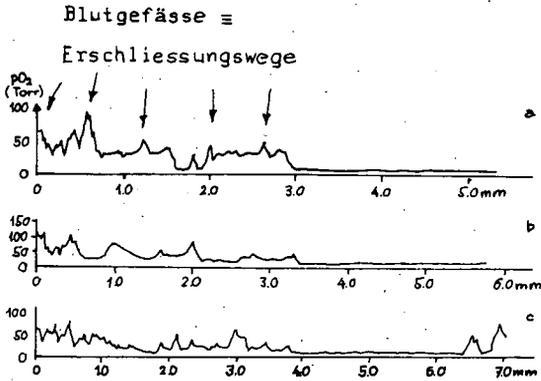


Abb. 5a

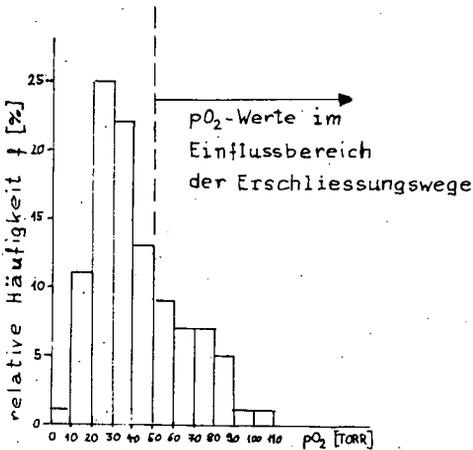


Abb. 5b

Abb. 5 Profile der Sauerstoffpartialdrucke in der Nierenrinde einer Ratte (Abb. 5a) bzw. deren Häufigkeitsverteilung (Abb. 5b) (nach Lübbers, 1969).

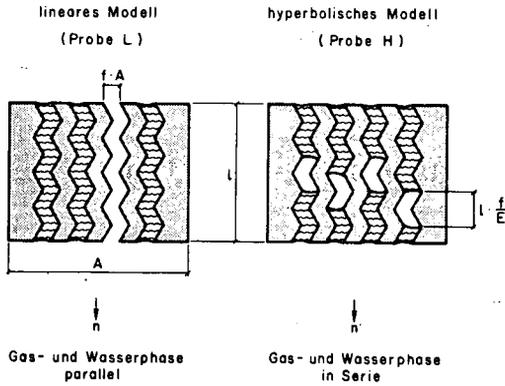


Abb. 6 Ideализierte Darstellung der Anordnung der Gasphase:
völlig kontinuierlich Probe L
völlig diskontinuierlich Probe H
(nach Flühler, 1973 a).

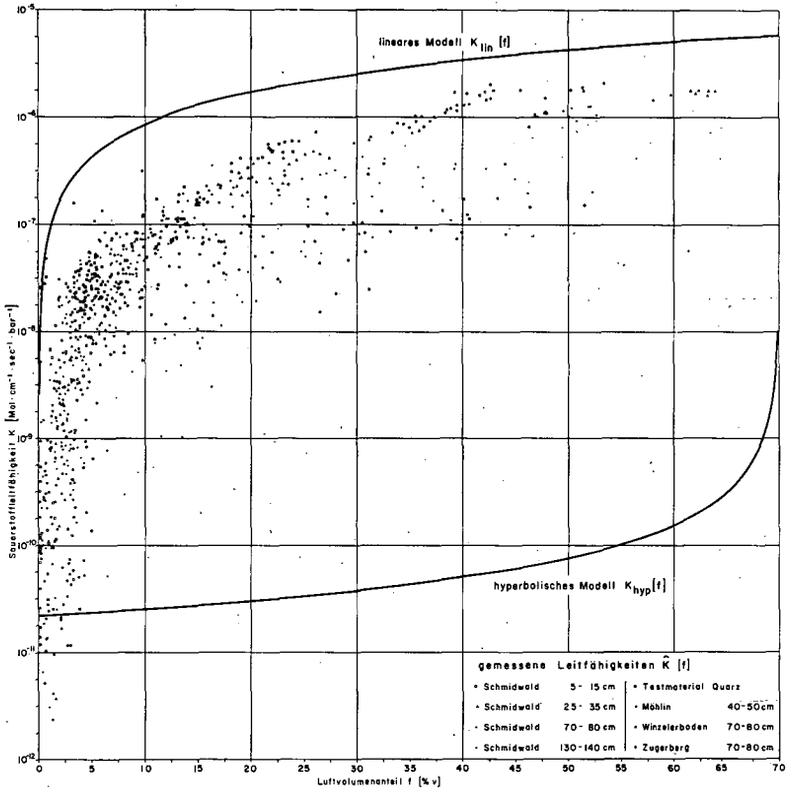


Abb. 7 Abhängigkeit der Sauerstoffleitfähigkeit K vom entwässerten Porenvolumen (Luftvolumenanteil) f

Punkte: gemessene Leitfähigkeiten
 Kurven: für die beiden Extreme der Gasphasenanordnung
 berechnete Leitfähigkeiten (nach Flüeler, 1973 a).

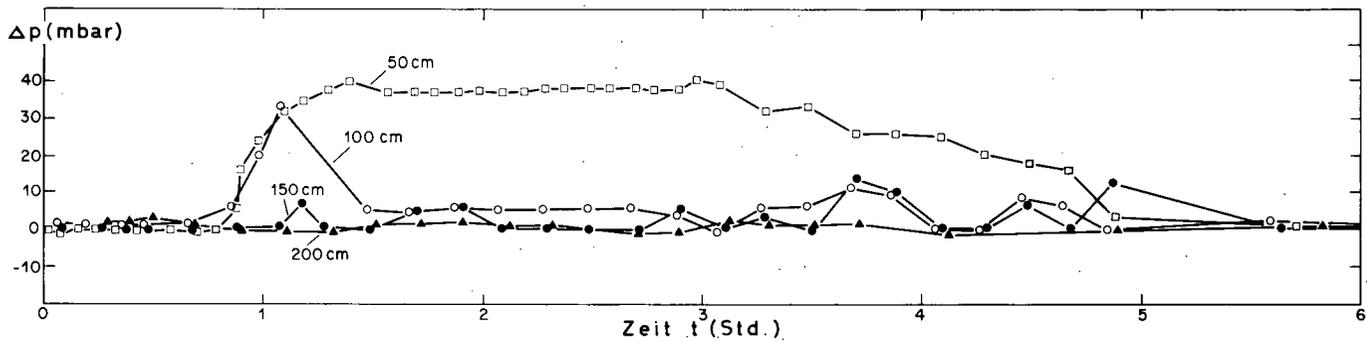


Abb. 8 Ueberdruck Δp_{at} in der Bodenatmosphäre der Bodensäule "Möhlin" nach dem künstlichen Starkregen von 75 mm Wasser in 2 Stunden (nach Flühler, 1974).

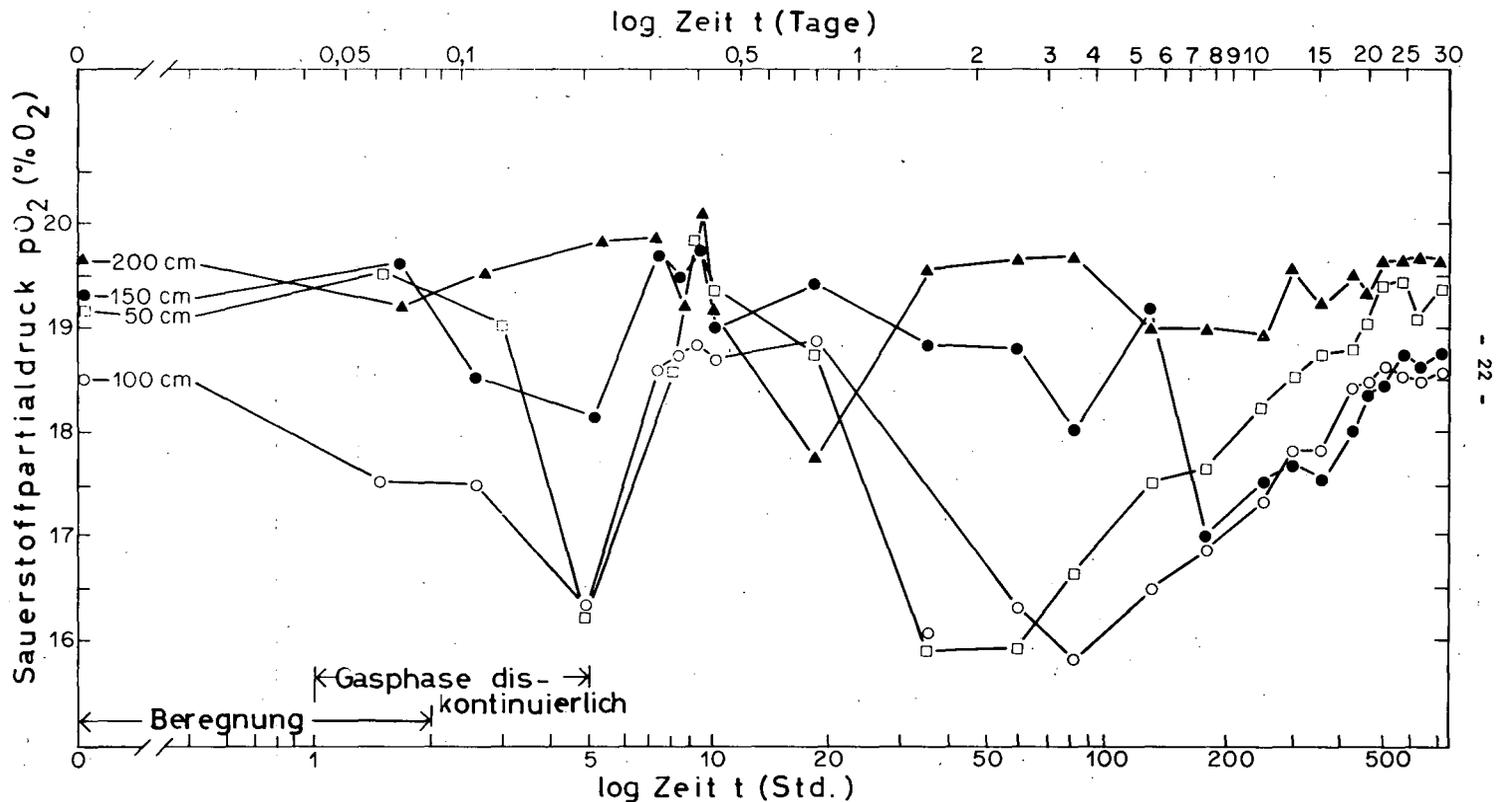


Abb. 9 Veränderung des Sauerstoffpartialdruckes in der Bodenatmosphäre der Bodensäule "Möhlin" nach dem künstlichen Starkregen von 75 mm Wasser in 2 Stunden (nach Flühler, 1974).

Dränung, Grundwasserspiegelsenkung und Auswirkung auf den

Grundwasserhaushalt

von

H. Finnern *)

Die Dränung verfolgt den Zweck, überschüssiges Wasser abzuleiten, mit dem Ziel, das Bodengefüge zu verbessern und zu stabilisieren, die Flächen für die Nutzung rechtzeitig wieder herzurichten. Für die Standortverbesserung ist erforderlich die Kenntnis, ob es sich um grundwasservernässte, stau- oder haftnasse Böden handelt.

Die Verfahren und die wesentlichen Angaben zur Dränung sind in der im Dezember 1973 erschienenen DIN 1185 enthalten. Gleichwohl gibt es und wird es weiterhin Fälle geben, wo die Dränung nicht den Erfolg zeitigt, den man von ihr erwartet.

Mit den nachstehenden Fällen werden Beispiele angeführt, wobei insbesondere auf die negativen Auswirkungen hingewiesen sein soll. Dabei handelt es sich um grundwasservernässte Böden - Gleye - im Bereich des Jungpleistozäns im Gebiet des östlichen Hügellandes in Schleswig-Holstein.

Das 1. Projekt - wobei es mittlerweile zum Rechtsstreit gekommen ist zwischen den Landwirten, die ihre Parzellen nebeneinander zu liegen haben - ist gekennzeichnet durch Höhenzüge, die in der Weichselkaltzeit, also der letzten Vereisung entstanden. Das zum Absatz gelangte Material aus Kiesen und Sanden liegt über unverwittertem Geschiebemergel. In den Niederungen wuchsen im Holozän Niedermoortorfe unterschiedlicher Mächtigkeit auf. In den letzten Jahren wurde im größeren Umfang Kies abgebaut, die Flächen wurden damit in der Morphologie einheitlicher, gelangten aber zunehmend in den Grundwasserbereich und mußten, um noch ackerbaulich nutzbar sein zu können, gedränt werden. Der Dränplan - jeweils Bedarfsdränung - sieht

*) Geol. Landesamt Schleswig-Holstein, 23 Kiel-Wik, Mercatorstr. 7

so aus, daß mehrere Sauger zu einem parallel zur Hangrichtung liegenden Sammler entwässern, der seinerseits über eine etwa 100 m reichende Rohrleitung zur Vorflut führt. Die Dräntiefe liegt bei 100 cm unter Flur, das Gefälle beträgt 0,8 %.

Die landwirtschaftlichen Betriebe liegen auf den vom Kiesabbau verschont gebliebenen nunmehr höheren Geländeteilen. Die Wasserversorgung erfolgt über sogenannte Schachtbrunnen, die eine Tiefe von 3,30 m bzw. 4,30 m haben und im kiesig-sandigen Material stehen, das 5 Meter mächtig, von einem mehr als 12 Meter mächtigen und dichten Geschiebemergel unterlagert wird. In diesem obersten Grundwasserstockwerk sind Dräne und Schachtbrunnen, geringste Entfernung zwischen beiden 100 Meter.

Innerhalb der gedränten Fläche ist der Bodenaufbau wie folgt:

Krume	22 % Kies
	10 % Grobsand
	58 % Fein- und Mittelsand
	10 % Ton und Schluff
Go (oberhalb Drän)	63 % Kies
	32 % Grob- und Mittelsand
	4 % Feinsand
	1 % Ton und Schluff
Gr (100 cm u. Fl.)	68 % Kies
	30 % Grob- und Mittelsand
	2 % Feinsand

Die aufgeführten Analysenwerte sind Mittelwerte, die Streubreite beträgt nur wenige Prozent.

Die in situ gemessene Wasserdurchlässigkeit erbrachte Kf-Werte/cm Tag von 1020 im oberen und 3725 im unteren Bereich, was Kf-Werten von $1,1 \times 10^{-2}$ bis $4,3 \times 10^{-2}$ cm/sec entspricht.

Die ermittelten Wasserstände lagen bei Geländehöhen von rd. 1 m über NN in 0,95 m u. Fl., bei etwa 2 m NN in 1,80 m u. Fl., bei etwa 3 m NN in 2,90 m u. Fl. und bei rd. 4 m NN - im Bereich der Schachtbrunnen - in 3,60 m u. Fl.

Daraus wird ersichtlich, daß der durchgehende Grundwasserhorizont im obersten Grundwasserstockwerk seine Auswirkung auch bis zu den Hausversorgungsbrunnen hat, die teilweise durch den Kiesabbau und die

nachfolgende Dränung trockenfallen mußten. Eine stärkere Entwässerung bedeutet ein Versiegen obiger Brunnen, darüberhinaus auch eine Beeinträchtigung für den Ackerbau, da diese Böden nur über einen geringen kapillaren Aufstieg und fehlende Wasserbindung verfügen, können in Trockenzeiten Dürreschäden auftreten.

Eine flache Dränung mit einem Strang lediglich zum Abführen des Oberflächenwassers wäre sicherer, richtiger und billiger gewesen, zumal hier eine hohe Wasserdurchlässigkeit oberhalb des Dräns, unterhalb des Dräns und die tiefe Lage einer mehr oder weniger undurchlässigen Schicht (Geschiebemergel) für eine große Reichweite der Dräne spricht.

Das 2. Projekt - ebenfalls in Ostholstein - betrifft ein Niederungsgebiet, das durch den Gewässerausbau, Ausbauträger ist ein Wasser- und Bodenverband, eine Absenkung des Mittelhochwasserstandes um etwa 1 m vorsieht. Die Vorflut geht durch ein Niederungsgebiet entlang mehrerer Höhenzüge zwischen 28 und 12 m NN. Die Niederungen etwa + 10 m NN sind mit Niedermoortorf und Mudden ausgefüllt. Auch hier wird die Landschaft zusätzlich durch Kiesgruben und Bundesstraßenbau verändert. In dem stark kuppigen Gelände liegen einige Seen mit reichem Fischbesatz und mehrere Hausversorgungsbrunnen.

Die gemessenen Wasserdurchlässigkeiten im kiesig-sandigen und etwas höher gelegenen Bereich zeigten im Mittel (50 Einzelmessungen) nachstehende Kf-Werte in cm/Tag:

in	25 cm Tiefe	780
in	50 cm Tiefe	130
in	80 cm Tiefe	140
in	100 cm Tiefe	540
in	120 cm Tiefe	1150,

wobei die Werte unterhalb der Krume im feinsandreichen Material mit 130 bzw. 140 am niedrigsten lagen, mit zunehmendem Mittel-, Grobsand- und Kiesanteil stark anstiegen.

In der Niederung erbrachten die Mittelwerte von 80 Messungen folgende Kf-Werte in cm/Tag:

in	30 cm Tiefe	130
in	50 cm Tiefe	6
in	80 cm Tiefe	12
in	120 cm Tiefe	6.

Hier waren gute Werte im stärker zersetzten Niedermoor, dagegen eine nur geringe Wasserdurchlässigkeit in der unterlagernden Torfmudde festgestellt worden.

Daraus ist zu folgern, daß bei einer ausgezeichneten Wasserdurchlässigkeit im pleistozänen sandig-kiesigen Bereich eine Grundwasserbeeinträchtigung durch den Gewässerausbau nicht auszuschließen ist. Das bedeutet aber auch weiterhin, daß mit einem Anstieg des Grundwassers auf Werte vor Beginn des Gewässerausbaus nicht zu rechnen ist und - sollen Seen mit Fischbesatz erhalten bleiben - eine Ausbaggerung notwendig wird. Auch die hier gelegenen Schachtbrunnen werden vom Gewässerausbau betroffen, müßten daher vertieft werden. In der Niederung werden die aus Niedermoortorf mit unterlagernder Torfmudde (im Mittel 89 % organische Substanz) und Tonmudde (im Mittel 48 % organische Substanz) bestehenden Böden auf stärkere Entwässerung mit einer zunehmenden Sackung reagieren und damit den Erfolg der Entwässerungsmaßnahme wieder beeinträchtigen.

Den vorgestellten Fällen war gleich, daß jeweils eine oder mehrere Auswirkungen negativer Art vorlagen, die durch unsere Untersuchungen zumindest einer Klärung nähergeführt werden konnten. Auch möglicherweise negative Auswirkungen sollten daher bei den Überlegungen zur Regelung des Bodenwasserhaushaltes mit berücksichtigt werden, damit der Erfolg auf der einen nicht durch Mißerfolge auf der anderen Seite wieder aufgehoben wird.

Die Beherrschung des Wassers im Boden und die Auswirkungen auf den Grundwasserhaushalt sind vielfältig und bedürfen einer sorgfältigen Studie.

Literatur:

- DIN 1185: Dränung; Regelung des Bodenwasserhaushaltes durch Rohrdränung, Rohrlose Dränung und Unterbodenmelioration. Beuth-Vertrieb GmbH, Berlin und Köln, 1973
- FINNERN : Bauvertragsrecht in der Praxis, Teil 2. Werner-Verlag GmbH, Düsseldorf, 1973
- GIESEL, W., RENGGER, M. und STREBEL, O.: Berechnung des kapillaren Aufstieges aus dem Grundwasser in den Wurzelraum unter stationären Bedingungen. Z. Pflanzenernähr. u. Bodenkunde 132, S. 17-30, 1972

Bodenphysikalische Auswirkungen sekundärer

Entwässerungsphasen in Moorböden

(Kurzbericht)

von

R. Eggelsmann *)

1. Einleitung

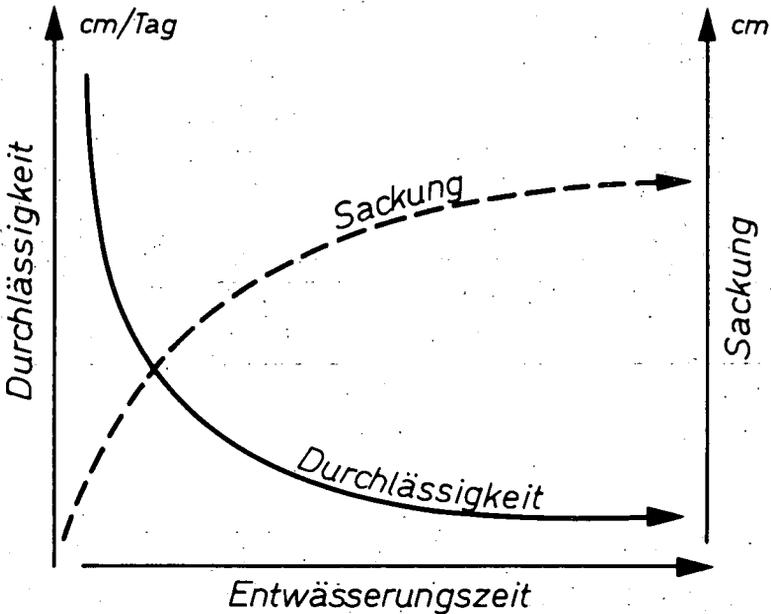
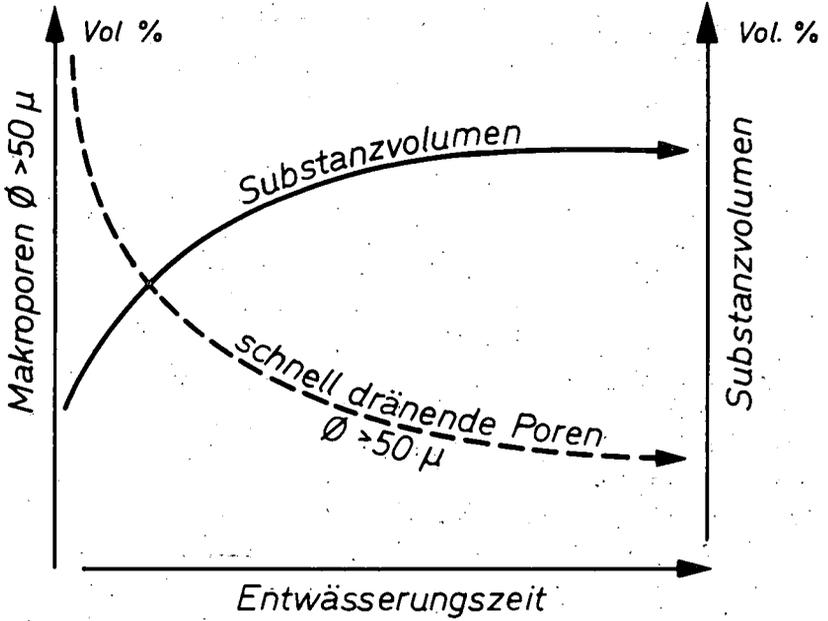
Niedermoore werden seit vielen Jahrhunderten bei natürlicher Entwässerung landwirtschaftlich genutzt. Erst vor etwa 100 Jahren wurde ihre Entwässerung örtlich vertieft, während viele bislang unberührte Hochmoore dann erstmalig entwässert und kultiviert wurden. Die dabei beobachteten Moorsackungen sind heute allgemein geläufig. Die damit einhergehenden bodenphysikalischen Zusammenhänge wurden jedoch erst sehr viel später erkannt, sie sind in Abb. 1 schematisch wiedergegeben; bezogen auf die Entwässerungszeit nehmen Makroporen und Durchlässigkeit ab, Substanzvolumen und Moorsackung zu (BADEN & EGGELSMANN, 1963).

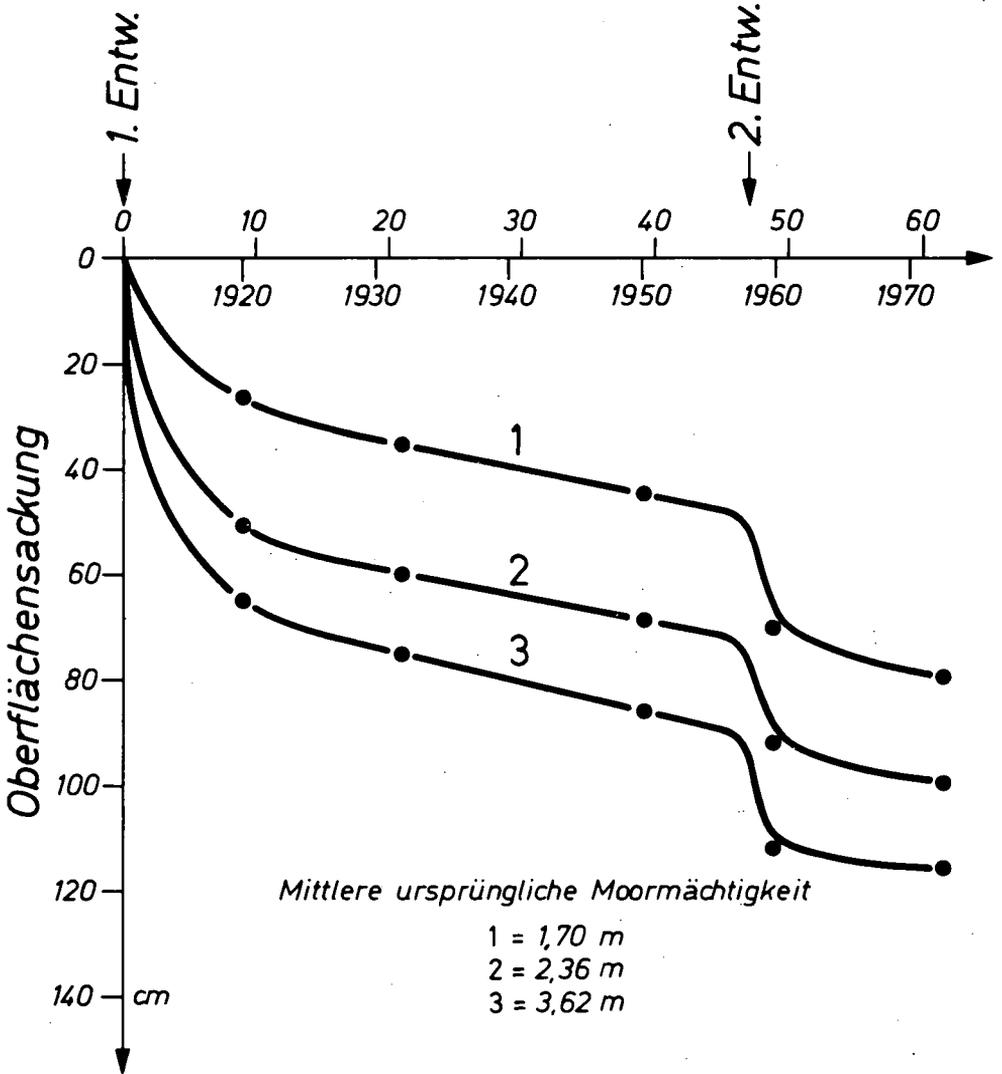
Nach dem zweiten Weltkrieg wurde in vielen Mooren die Entwässerung ein- oder mehrmals vertieft, wobei der Anlaß einerseits die bis dahin eingetretene oft beträchtliche Moorsackung war, wodurch die Vorflut vermindert, z. T. sogar aufgehoben war, und andererseits die später verstärkte Mechanisierung und Intensivierung der landwirtschaftlichen Betriebe dies erfordert.

Jede weitere Entwässerungsphase führt in Mooren zu erneuten Sackungen, die allerdings in der Regel geringer sind als die vorausgegangenen. In Abb. 2 ist der zeitliche Sackungsverlauf des Hochmoor-Grünlandes der Versuchswirtschaft Königsmoor (bei Tostedt, Kre. Harburg-Land) für mehr als 6 Jahrzehnte dargestellt mit den nivellitisch ermittelten Oberflächen-sackungen nach 1. Entwässerung (1911) und 2. Entwässerung (1958/59). Aus den auch in anderen Mooren (vgl. UHDEN, 1960) beobachteten Sackungen läßt sich ableiten, daß die einmal ausgelöste Dynamik der Moorsackung kaum je vollkommen ausklingt (EGGELSMANN, 1960).

*) Wiss. Oberrat im Nieders. Landesamt für Bodenforschung - Außeninstitut für Moorforschung und angewandte Bodenkunde, 28 Bremen 1, Friedrich-Mißler-Str. 46/48

Zeitlicher Einfluß der Entwässerung im Moor auf Gefüge, Sackung und Durchlässigkeit





2. Gefügebraufbau der Torfe

Die ein Moor aufbauenden Torfe besitzen - im Gegensatz zu den Mineralböden - kein stabiles Stützgerüst. Alle Torfe weisen vielmehr ein äußerst labiles, faserig-schwammiges Gefüge auf, bestehend aus 3 - 20 Volumenprozent fester Substanz. Der Porenraum der Torfe von analog 97 - 80 Vol.-% ist im nicht entwässerten Zustand nahezu vollständig wassererfüllt. Das Porensystem der Torfe ist primär je nach Torfart, Zersetzungszustand sowie Gehalt und Art an Mineralboden recht verschiedenartig in Makro-, Meso- und Mikroporen untergliedert (KUNTZE, 1965).

3. Einfluß der Entwässerung auf die Porenraumgliederung der Torfe

Die Porenraumgliederung für schwach zersetzte Torfe (H 3) und stark zersetzte Torfe (H 8) ist für Nieder- und Hochmoor getrennt in Abb. 3 graphisch wiedergegeben. Es sind die Volumina (Vol.-%) der Grobporen (GPV), Mittelporen (MPV), Feinporen (FPV) und Feinstporen (FstPV) dargestellt, wie sie sich aus einer Vielzahl von vergleichbaren pf-Analysen aus verschiedenen Mooren ergeben haben; sie veranschaulichen zugleich den Einfluß der Entwässerung.

Man erkennt, daß sich die schwach zersetzten Torfe (Abb. 3, obere Abb.) und die stark zersetzten Torfe (untere Abbildungen) jeweils untereinander sehr ähnlich sind, mit allerdings graduellen Unterschieden zwischen der Moorart. Die schwach zersetzten Torfe weisen einen größeren Anteil an GPV auf als die stark zersetzten Torfe, dabei Niedermoor > Hochmoor. Bei nachfolgenden Vergleichen wird der physikalisch wichtige Zersetzungszustand der Torfe in den Vordergrund gestellt.

3.1. Schwach zersetzte Torfe

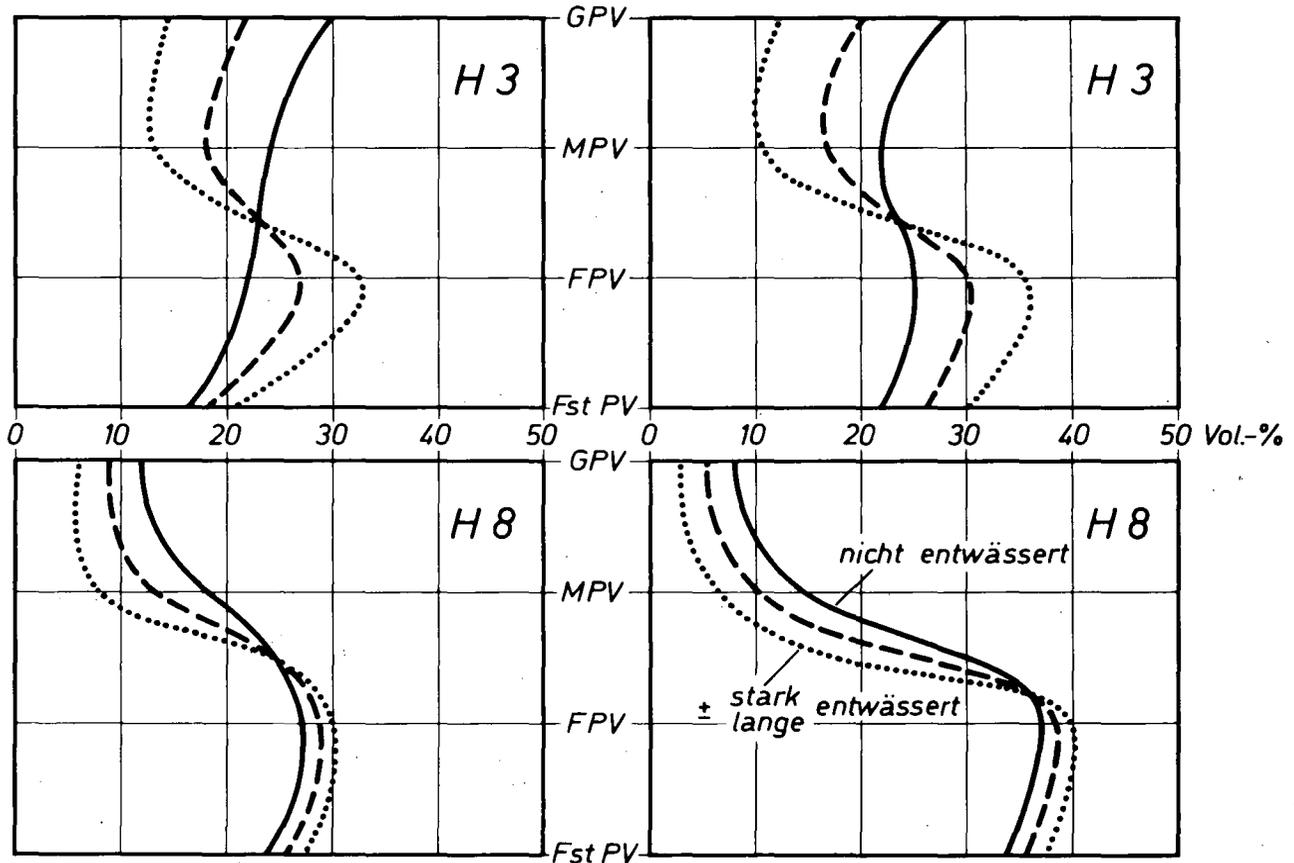
Im nicht entwässerten Zustand (ausgezogene Kurven) nimmt bei den schwach zersetzten Torfen der Anteil vom GPV zum FstPV hin ab, und zwar beim Niedermoor mehr ausgeprägt als beim Hochmoor. Der Anteil an GVP und MPV ist beim Niedermoor > Hochmoor, der von FPV und FstPV umgekehrt bei Hochmoor > Niedermoor.

Durch Entwässerung (gestrichelte und punktierte Kurven) verringert sich bei den schwach zersetzten Torfen der Anteil an GPV und MPV stark zu

Einfluß der Entwässerung auf die Porenraumgliederung

Niedermoortorf

Hochmoortorf



Gunsten der FPV und FstPV, so daß diese in stark und/oder lange entwässerten Mooren nunmehr überwiegen. In Mooren mit schwach zersetzten Torfen treten entsprechend große Sackungen auf.

3.2. Stark zersetzte Torfe

Bei den stark zersetzten Torfen ist der Anteil an GPV < MPV < FPV/FstPV. Der Gehalt an GPV und MPV ist im Niedermoor > Hochmoor, im Bereich der FPV und FstPV ist der Anteil im Hochmoor > Niedermoor.

Durch Entwässerung wird bei den stark zersetzten Torfen die Porenraumgliederung sehr viel weniger verändert als bei den schwach zersetzten Torfen, was allgemein durch entsprechend geringe Moorsackungen nach Entwässerungsmaßnahmen bestätigt wird.

3.3. Tiefenlage der Torfe

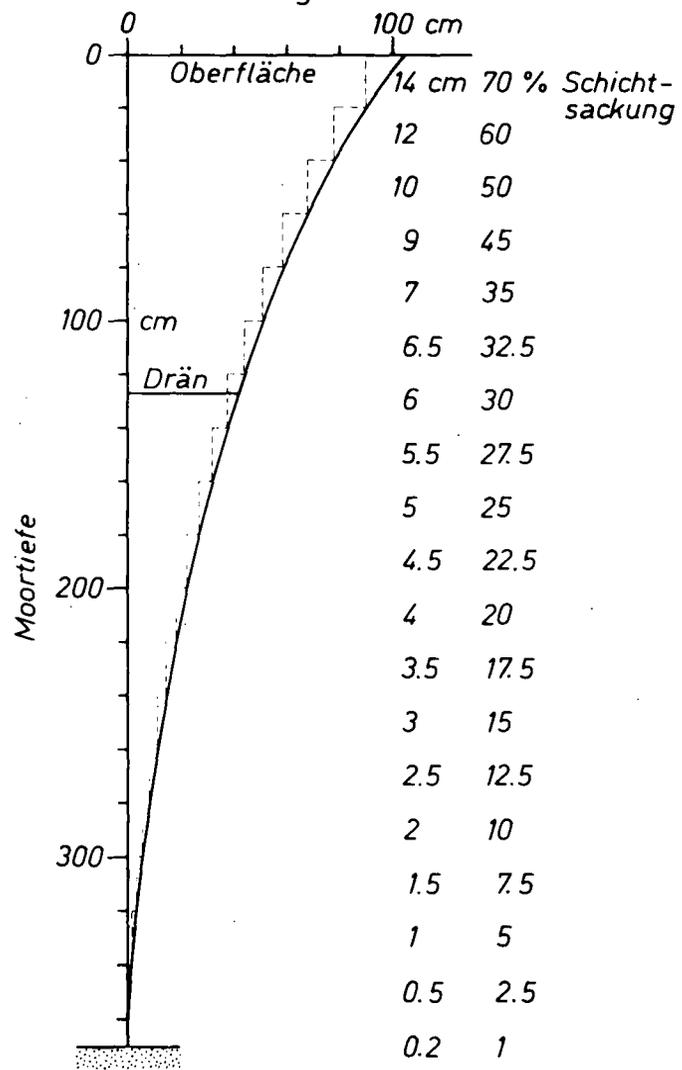
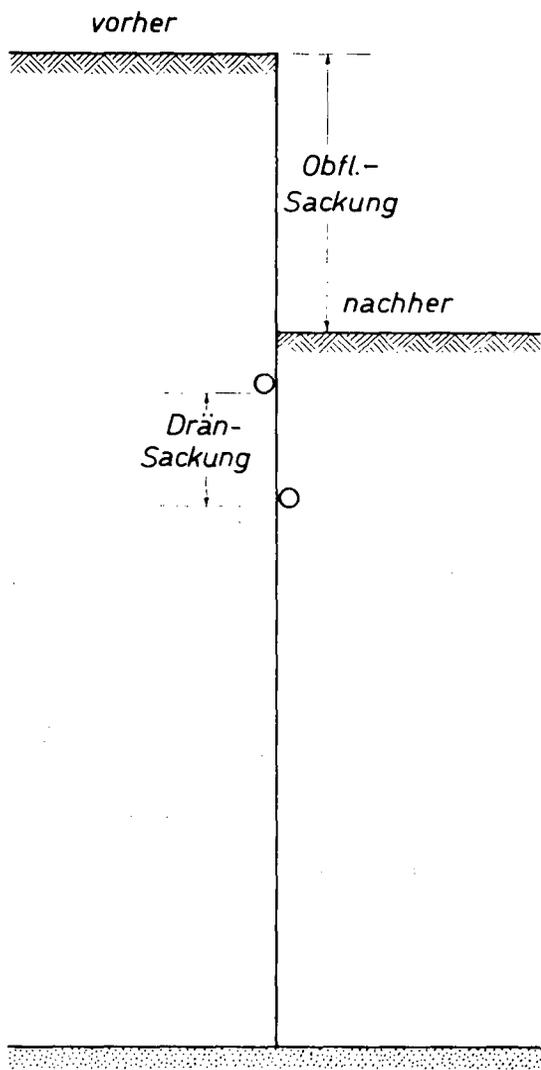
Durch gemessene Oberflächen- und Dränsackungen in verschiedenen Mooren wurde nachgewiesen, daß sämtliche Torfeschichten eines Moorprofils nach Entwässerung zusammensacken. Die Sackungs-Summenlinie im rechten Teil von Abb. 4 mit den prozentualen Schicht-sackungen veranschaulicht, daß die oberflächennahen Torf-schichten im Verhältnis stärker sacken als tiefere, und daß die Schicht-sackungen sich zur Moorbasis hin \pm kontinuierlich verringern.

Dies dürfte gleichermaßen auf die Porenraumgliederung der Torfe unter dem Einfluß von Entwässerung zutreffen.

4. Sonstige Einwirkungen auf das Gefüge der Torfe

Es darf hier ein kurzer Hinweis nicht fehlen, daß der Gefügebau der Torfe, besonders in oberflächennahen Schichten, durch weitere Faktoren nachhaltig beeinflußt werden kann. Es sind dies

- Moorart (natürlicher Ca- und N-Gehalt),
- Klima,
- Kalkung und Düngung,
- Bodenbearbeitung (Pflügen, Fräsen, Walzen),
- Bodenfauna (Edaphon),
- Bodenmikroflora.



Sie können sich summieren oder auch teilweise kompensieren; sie können den durch Entwässerung verursachten Höhenverlust unter Umständen beträchtlich vergrößern und sollten bei der Planung kulturtechnischer Maßnahmen stets berücksichtigt werden (EGGELSMANN, 1960).

5. Schlußfolgerungen

Die aufgezeigten bodenphysikalischen Veränderungen der Torfe infolge nachhaltiger, meist mehrfacher Moorentwässerung sind

- Abnahme der Makro- und Mesoporen und damit verringerte Wasser- und Luftdurchlässigkeit (EGGELSMANN & KUNTZE, 1970),
- Zunahme der Mikroporen und des Substanzvolumens, damit Konsolidierung des Moorprofiles.

Nach Entwässerung wandeln sich Moore aus bodenkundlicher Sicht allmählich vom "Grundwasserboden" zum "Stauwasser- bzw. Haftwasserboden", was durch viele praktische Erfahrungen erhärtet wird,

- z. B. muß die Binnenentwässerung verengt werden (EGGELSMANN, 1973, S. 190),
- nimmt die Gefahr zeitweiliger Oberflächenvernässung zu.

In nicht zu mächtigen Mooren kann unter bestimmten Verhältnissen durch Tiefpflügen der Bodenwasserhaushalt verbessert werden (EGGELSMANN, 1973, S. 129). In tiefgründigen Mooren wird versucht, zeitweilige Staunässe durch Oberflächenschlitzung zu beseitigen (KUNTZE, 1973).

6. Zusammenfassung

In vielen nordwestdeutschen Mooren wurde die erste Entwässerung um die Jahrhundertwende eingeleitet. Die danach beobachteten Moorsackungen sind allgemein geläufig, die damit einhergehenden bodenphysikalischen Zusammenhänge wurden erst viel später erkannt, wie Abnahme der Makroporen und Durchlässigkeit, Zunahme der Mikroporen und des Substanzvolumens des Bodens.

Nach dem zweiten Weltkriege wurde in manchen Mooren die Entwässerung ein- oder mehrmals vertieft. Die daraus resultierenden Auswirkungen sind

- erneute, wenn auch geringe Sackungen;
- weitere Abnahme der Wasser- und Luftdurchlässigkeit;
- Verschlechterung der Infiltrationsrate in der Krume

und damit

- allmähliche Wandlung eines Grundwasserbodens zu einem Stauwasser- bzw. Haftwasserboden.

Abschließend werden die sich daraus ergebenden Folgerungen für die Landbaupraxis und Kulturtechnik skizziert.

7. Angeführte Literatur

1. BADEN, W. & EGGELSMANN, R., 1963: Zur Durchlässigkeit der Moorböden. Z. f. Kulturt. 4. S. 226-254, Berlin.
2. EGGELSMANN, R., 1960: Über die Höhenänderungen der Mooeroberfläche infolge von Sackung, Setzung und Humusverzehr sowie in Abhängigkeit von Azidität, "Atmung" und anderen Einflüssen. 8. Ber.Ü.d.Arb.d.Moor-Versuchsstation Bremen, S. 99-132, Verlag Parey Hamburg-Berlin.
3. EGGELSMANN, R., 1973: Dränenleitung. Verlag Wasser und Boden, Hamburg.
4. EGGELSMANN, R. & KUNTZE, H., 1970: Luftdurchlässigkeit von Moorböden vor und nach ihrer Melioration. Mitt.Dt.Bodenkundl.Ges. 11, S. 40-46, Göttingen
5. KUNTZE, H., 1965: Physikalische Untersuchungsmethoden für Moor- und Anmoorböden. Landw. Forschung 18. S. 178-191, Frankfurt
6. KUNTZE, H., 1973: Ein neues Verfahren zur Verbesserung staunasser, besandeter Hochmoore. Z.f.Kulturtechn.u.Flurber.14. S. 160-167, Berlin.
7. UHDEN, O., 1960: Das große Moor bei Ostenholz. Schr.-Reihe Kuratorium für Kulturbauwesen, Heft 9, Verlag Wasser und Boden, Hamburg.

Beregnung von Anmoor und Niedermoor zur Erhaltung der Boden-
feuchte bei Grundwasserabsenkung

von
W. Burghardt *)

1. Einführung

Baumaßnahmen machen häufig eine zeitlich begrenzte Grundwasserabsenkung erforderlich. Auf Feuchtstandorten kann dieser Eingriff in den Wasserhaushalt eine nicht beabsichtigte Bestandesumschichtung der Grünlandvegetation hervorrufen. Bei dem heute wachsenden Bewußtsein der Pflege bestehender Landschaften, ist es von allgemeinem Interesse, vorbeugende Maßnahmen zur Erhaltung des ursprünglichen Feuchtezustandes der Böden zu erkunden.

Bei dem Bau des Schiffshebewerkes Scharnebeck des Elbe-Seiten-Kanals war seit 1970 eine Grundwasserabsenkung erforderlich. In dem Absenkungstrichter lagen auch als Grünland genutzte Anmoorgleye und Niedermoorböden. Es wurde angestrebt, trotz Grundwasserabsenkung die Futterwüchsigkeit dieser Feuchtstandorte durch Zusatzbewässerung, in diesem Falle Beregnung, zu sichern. Eine ertragsmindernde Bestandesumschichtung der Grünlandvegetation sollte vermieden werden. Dabei wurde davon ausgegangen, daß die Saugspannungen dieser Böden in 10 - 20 cm u. Fl. selten 200 cm WS überschreiten und daher 200 cm WS als ein oberer Grenzwert der "Austrocknung" anzusehen ist.¹⁾

2. Versuchsdurchführung

Die Meßstationen wurden auf Grünland errichtet. Um sie vor Vieh zu schützen, mußten sie eingezäunt werden. Dadurch wurde die Nutzungsintensität in der Meßstelle auf einige wenige Reinigungsschnitte herabgesetzt. Dieses sollte bei der Bewertung der Meßergebnisse berücksichtigt werden.

*) Dr. W. Burghardt, Nieders. Landesamt für Bodenforschung, Außeninstitut für Moorforschung und angewandte Bodenkunde, 28 Bremen, Fr.-Mißler-Str.

1) Diese Arbeit wurde durch die Wasser- und Schifffahrtsdirektion Hamburg ermöglicht und von der Landbauaußenstelle Lüneburg unterstützt. Beiden möchte ich an dieser Stelle meinen Dank aussprechen.

Die drei untersuchten Profile - Anmoorgley, flachgründiges und tiefgründiges Niedermoor - folgten in jeweils 90 m Entfernung aufeinander. Die Meßstelle des tiefgründigen Niedermoorprofiles lag 7,60, des flachgründigen Niedermoorprofiles 8,00 m und des Anmoorgleyes 9,00 m ü.NN. Entsprechend der unterschiedlichen Höhenlage waren die Grundwasserstände u. Fl. uneinheitlich.

Der Gang der Bodenfeuchte wurde von Mitte Mai bis Mitte Oktober täglich in drei Meßstufen, 12, 35 und 57 cm u. Fl., über Tensiometer, Bauart FAL Braunschweig-Völkenrode, ermittelt. Das Grundwasser wurde über Flachbrunnen bis 2 m u. Fl. verfolgt. Außerdem wurden die Niederschläge und die Verdunstung gemessen. Zur Verdunstungsmessung der Jahre 1970 und 1971 war eine keramische Platte nach CZERATZKI und, nachdem die Plastikteile dieses Gerätes spröde wurden, ab 1972 der hydroklimatische Wasserbilanzschreiber nach KLAUSING eingesetzt.

3. Die Profilverkmale

Die Niedermoortorfe sind in den oberen 20 cm u. Fl. stark, darunter nur mäßig stark zersetzt (Tab. 1). Unter den Torfen folgt in 70 bzw. 130 cm u. Fl. Fein- bis Mittelsand. Der Anmoorgley besteht bis 30 cm u. Fl. aus lehmigem Sand und hat, wie aus dem Glühverlust zu entnehmen ist, einen hohen Gehalt an organischer Substanz. Darunter tritt schwach humoser Fein- bis Mittelsand auf.

Die Porenraumgliederung (Abb. 1) weist ebenfalls einige charakteristische Merkmale auf. Zunächst ist das Substanzvolumen der Niedermoorprofile wesentlich geringer als beim Anmoorgley. Dafür ist der Totwassergehalt sowie die nutzbare Wasserkapazität im Bereich $>pF$ 2,5 beim Niedermoorboden besonders hoch und erreicht ein Vielfaches der am Anmoorgley ermittelten Werte.

Im unteren Saugspannungsbereich $<pF$ 2,3, der in dieser Arbeit besonders interessiert, ist der Porenraum in der obersten Meßtiefe (12 cm u. Fl.) der drei Profile (13,8; 13,5; 12,7 Vol.%) beim Anmoorgley geringfügig höher als bei den Niedermoorprofilen. Der Porenraum zwischen 15 und 30 μ , in dem die tatsächliche Feldkapazitätsgrenze dieser Böden verläuft,

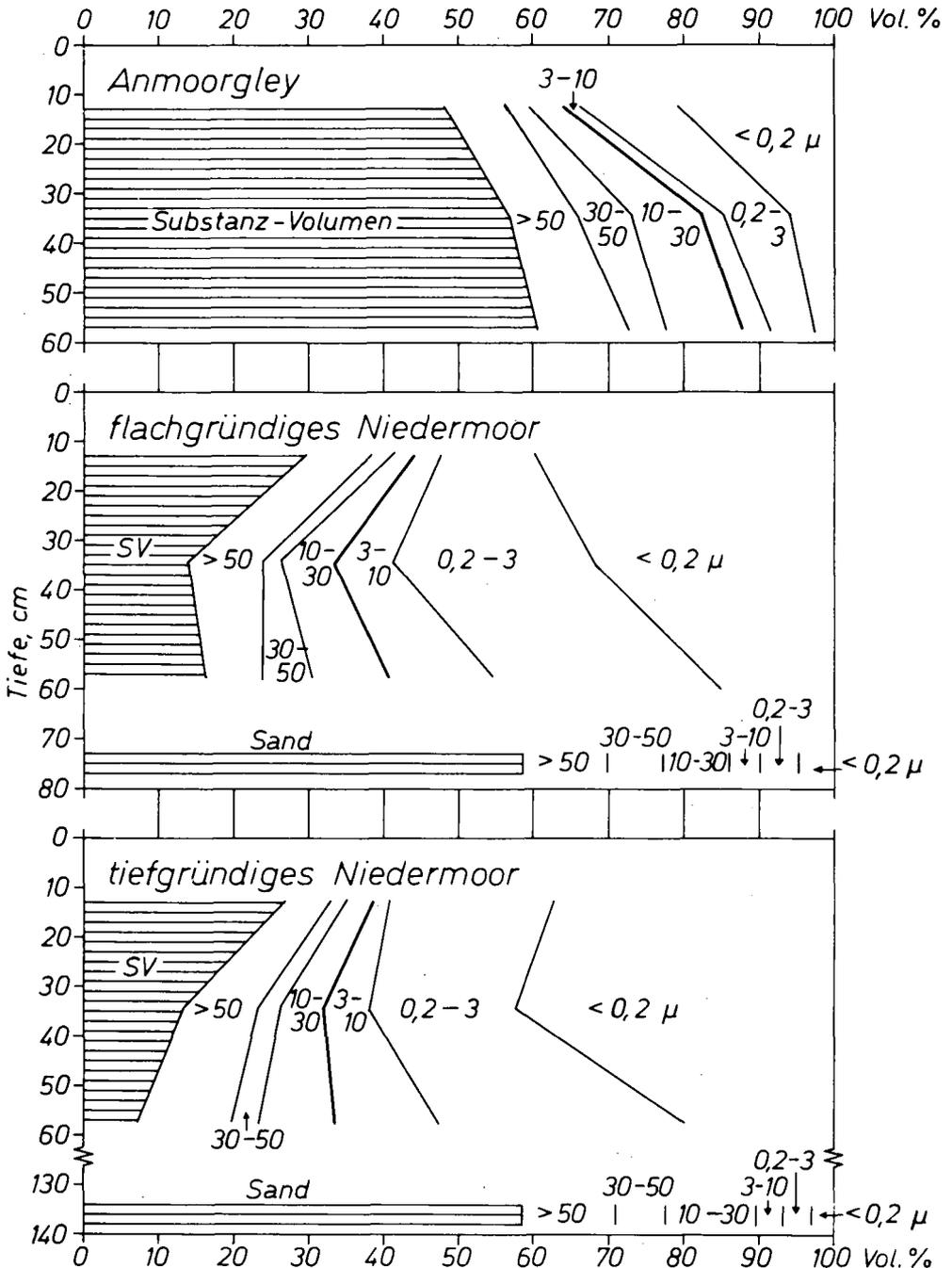
Tabelle 1

Profilmerkmale

Tiefe cm	Vol.-Gew.tr. g/l	Asche % TM	Korngrößenverteilung, Gew. %				Bodenansprache
			g, m S	f S	U	T mm	
			0,2- 2,0	0,06- 0,2	0,06- 0,002	<0,002	
<u>Anmoorgley</u>							
0 - 30	1028	86,6	23,2	47,7	15,5	13,6	stark humoser, lehmiger Sand
32 - 37	1479	98,3	29,1	56,9	9,5	4,5	schwach humoser Sand
55 - 60	1581	99,3	32,5	59,4	4,5	3,6	schwach humoser Sand
<u>Niedermoor, 60 cm mächtig</u>							
10 - 15	552	59,4	-	-	-	-	stark zersetzt. Niedermoor- torf mit Sandbeimengungen, H 8-9
32 - 37	237	29,4	-	-	-	-	mässig-stark zersetzt. Seggen- torf, H 6-7
55 - 60	757	81,9	-	-	-	-	teils Sand, teils mässig-stark zersetzt. Seggentorf, H 6-7
70 - 80	1539	99,0	31,2	62,4	2,3	4,1	schwach humoser Sand mit Radi- zellen und Weidenholzresten
<u>Niedermoor, 120 cm mächtig</u>							
0 - 20	409	37,9	-	-	-	-	stark zersetzt. Niedermoor- torf, H 8-9
32 - 37	220	19,0	-	-	-	-	mässig-stark zersetzt. Seggentorf, H 6-7
55 - 60	161	23,6	-	-	-	-	mässig-stark zersetzt. Schilf- Seggentorf, vereinz. Erlen- holzreste, H 6-7
130 - 140	1520	98,9	29,7	59,1	5,1	6,1	schwach humoser Sand

Abb. 1

Porenraumgliederung



beträgt beim Anmoor 2,6, bei beiden Niedermoorprofilen 1,6 Vol%. Die Feldkapazitätsgrenze des Anmoorgleyes liegt bei 100 - 140 cm WS Saugspannung, in den beiden Niedermoorprofilen entsprechend den Grundwasserständen im Bereich von 90 bis 200 cm WS.

Deutlicher unterschieden sich die Volumina der dränenden Poren $>30 \mu$ von Anmoorgley und den Niedermoorprofilen in den Meßtiefen 35 cm und 57 cm u. Fl.. Sie betragen 16,2; 12,4 und 13,1 (Anmoorgley, flachgründiges und tiefgründiges Niedermoor) bzw. 17,5; 14,0 und 12,8 Vol.%. Die Sande des Anmoorgleyes besitzen somit ein höheres Mittel- und Grobporenvolumen als die Niedermoor torfe.

4. Ergebnisse

4.1. Die Grundwasserstände der Jahre 1971-1973

1970 waren noch keine Meßbrunnen eingerichtet worden. In den folgenden Jahren lagen beim Anmoorgley die Grundwasserstände in 190 cm u. Fl. und tiefer und konnten daher über die Flachbrunnen nicht näher ermittelt werden. Beim flachgründigen Anmoor (Abb. 2) schwankten die Grundwasserstände je nach Jahr zwischen 150 und >200 cm u. Fl. Im tiefgründigen Anmoor lagen sie zwischen 90 und 170 cm u. Fl. Die niedrigsten Grundwasserspiegelstände traten in beiden Niedermoorprofilen 1971, die höchsten 1972 auf, was durch zwischenzeitlichen Anstau bedingt war.

4.2. Klimatische Wasserbilanz

Es wurden die Niederschläge und die Verdunstung der Monate Juni bis September des Scharnebecker Moores den vom Deutschen Wetterdienst für Lüneburg angegebenen Werten gegenübergestellt (Tab. 2). Hinsichtlich der Niederschläge sind die Unterschiede nicht besonders hoch. Die im Scharnebecker Moor bestimmte potentielle Verdunstung liegt jedoch außer im Jahr 1971 erheblich über der für Lüneburg errechneten. Die Ursache für diese Abweichung wurde noch nicht geklärt. Die absoluten Werte sind daher nur unter Vorbehalt zu verwenden. Sie zeigen jedoch, daß der Sommer 1973 trotz niederschlagsreichem Juli extrem trocken war. Hoch ist auch das gemessene wie errechnete Niederschlagsdefizit des Jahres 1970.

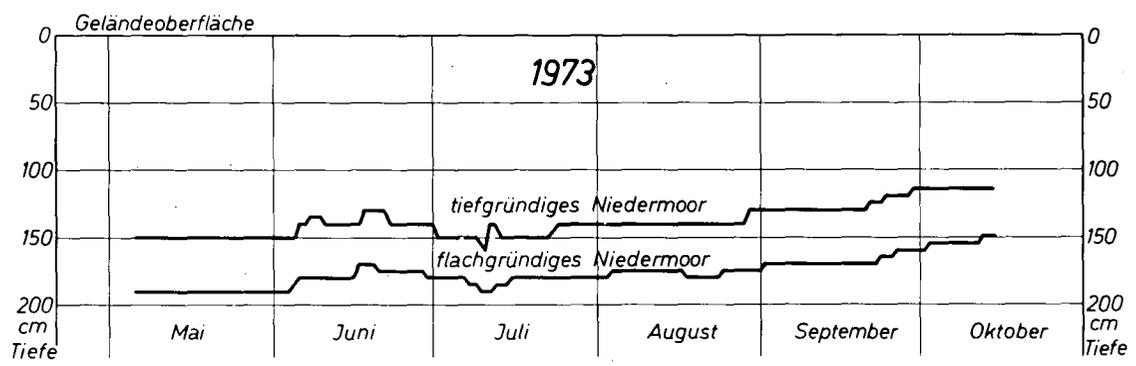
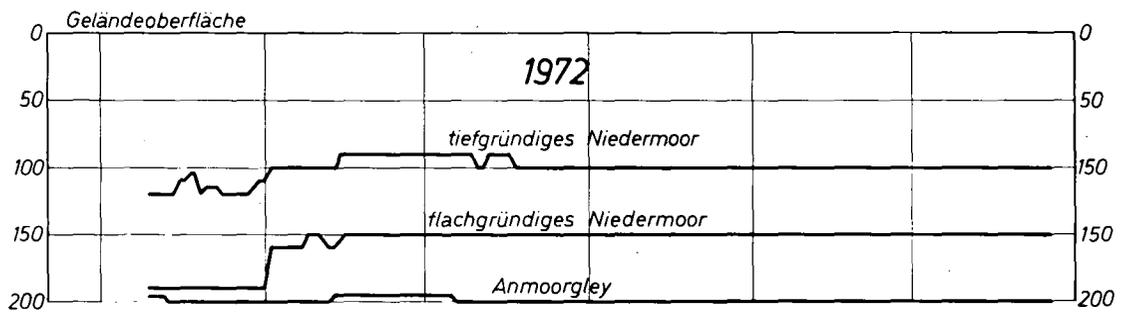
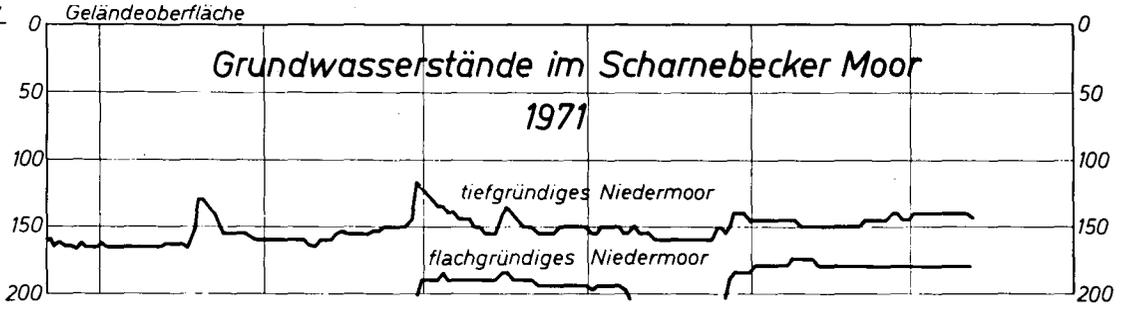


Tabelle 2

Klimatische Wasserbilanz der Sommermonate Juni bis August 1970-1973

Jahr	Niederschlag		pot. Verdunstung		Defizit	
	mm		mm		mm	
	S	L	S	L	S	L
1970	250	235	409	312	-159	-77
1971	263	270	300	322	- 36	-53
1972	304	308	448	298	-145	+10
1973	212	202	490	398	-200	-196

S = Scharnebecker Moor
L = Lüneburg

4.3. Perioden mit Saugspannungen >200 cm WS

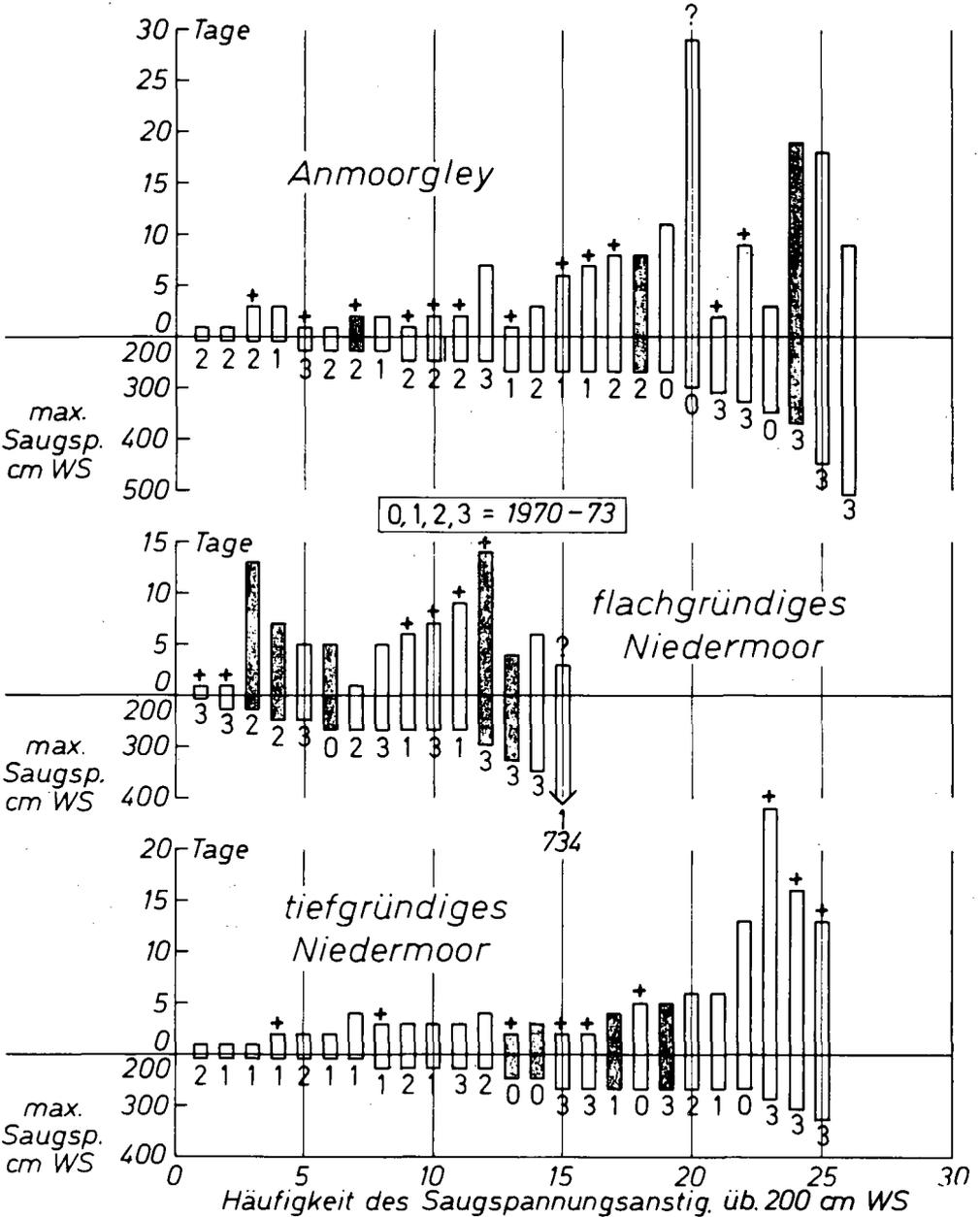
Zur Erhaltung der Feuchtstandorte war beabsichtigt, beim Eintritt von Saugspannungen >200 cm WS in 12 cm u. Fl. eine künstliche Beregnung in Erwägung zu ziehen. Daher soll zunächst dargestellt werden, wie häufig und wie lange Saugspannungen >200 cm WS in diesen Böden auftreten, und welche Werte jene in den einzelnen Jahren erreichen. Abb. 3 zeigt eine Gegenüberstellung dieser Größen.

In dieser Aufstellung wurden auch Abschnitte längerer "Trockenperioden" gesondert gezählt, die durch kurzfristigen Saugspannungsabfall nach geringeren Niederschlägen entstehen. Ebenso sind diejenigen Perioden enthalten, die nicht durch Niederschläge sondern durch künstliche Beregnung beendet wurden.

Beim Anmoorgley liegen im Mittel der vier Jahre für 1/4 der Zeit Saugspannungen über 200 cm WS vor (Tab. 3, Abb. 3). Sie treten meist in langen Trockenperioden auf, die jedoch kurzfristig für ein bis drei Tage von geringeren Niederschlägen unterbrochen sein können. Die Hälfte der Perioden mit Saugspannungen <300 cm WS können solchen nur kurzfristig unterbrochenen längeren Trockenperioden zugeordnet werden. Fehlen die Niederschläge längere Zeit, dann steigen die Saugspannungen auf Werte über 300 cm WS an. Dieses konnte in den vier Jahren achtmal beobachtet werden.

Abb. 3

Perioden mit Saugspannungen >200 cm WS



■ = d. künstl. Bereg. beend. Trockenperioden, + = Abnitte läng. Tr.-Perioden

Tabelle 3

Perioden mit Saugspannungen

> 200 cm WS der Monate Mai bis Oktober 1970 - 1973

	Anmoorgley	flächgr. / tiefgr. Niedermoor	
Anzahl der Perioden	26	15	25
Summe der Tage (1970-1973)	153	86	120
durchschnittl. Anzahl von Tagen je Periode	5,9	5,7	4,8

Im flächgründigen Niedermoor kommen Saugspannungen > 200 cm WS wesentlich seltener vor (Tab. 3, Abb. 3), erreichen dann nur vereinzelt höhere Werte, bleiben jedoch vergleichsweise lang erhalten. Die durchschnittliche Dauer einer solchen Periode ist mit 5,7 Tagen dabei genau so hoch wie beim Anmoor. Die Summe der Tage mit Saugspannungen über 200 cm WS ist hier jedoch am geringsten.

Die Anzahl der Perioden mit Saugspannungen > 200 cm WS des tiefgründigen Niedermoors erreicht fast die des Anmoors (Tab. 3, Abb. 3). Beim tiefgründigen Niedermoor werden sie jedoch etwas seltener von geringeren Niederschlägen zerteilt. Auch ist die durchschnittliche Länge der Perioden (4,8 Tage) kürzer. Nur zweimal überschreiten die Saugspannungen geringfügig 300 cm WS. Die Saugspannungen dieses Profiles blieben somit in den vier Jahren überwiegend niedrig.

Hoch und anhaltend ist der Saugspannungsanstieg der Trockenperioden des Sommers 1973 (Abb. 3). Im Sommer 1973 hatte auch die klimatische Wasserbilanz das weitaus höchste Niederschlagsdefizit. Als trocken erweist sich noch der Sommer 1970, der sich ebenfalls durch ein deutliches Defizit der klimatischen Wasserbilanz auszeichnet. Die Sommermonate 1971 und 1972 zeigten nur geringfügige Überschreitungen der Saugspannung 200 cm WS.

Der Grundwasseranstieg im Sommer 1972 senkte beim tiefgründigen Niedermoor deutlich die Saugspannung bei Feldkapazität in 35 und 57 cm u. Fl.

Das Profil wurde dadurch feuchter. Infolge tieferer Grundwasserstände trat bei den übrigen beiden Profilen kein merkbarer Anstieg der Bodenfeuchte ein.

4.4. Höhe der Beregnungswassergaben

Die bei Saugspannungsanstieg über 200 cm WS vorgesehene Beregnung soll so bemessen sein, daß eine nachhaltige Durchfeuchtung des Bodenprofils erfolgt, aber eine Versickerung bis ins Grundwasser unterbleibt. Um eine Vorstellung über die erforderlichen Beregnungswassergaben zu vermitteln, wurden in Abb. 4 die Saugspannungen vor und nach verschiedenen hohen Niederschlägen und Beregnungswassergaben dargestellt.

Ein Niederschlag von 14 mm durchfeuchtete das Bodenprofil des Anmoorgleyes und des tiefgründigen Niedermoores bis in 35 cm u. Fl. Das flachgründige Niedermoor wurde nur bis 12 cm u. Fl. durchfeuchtet.

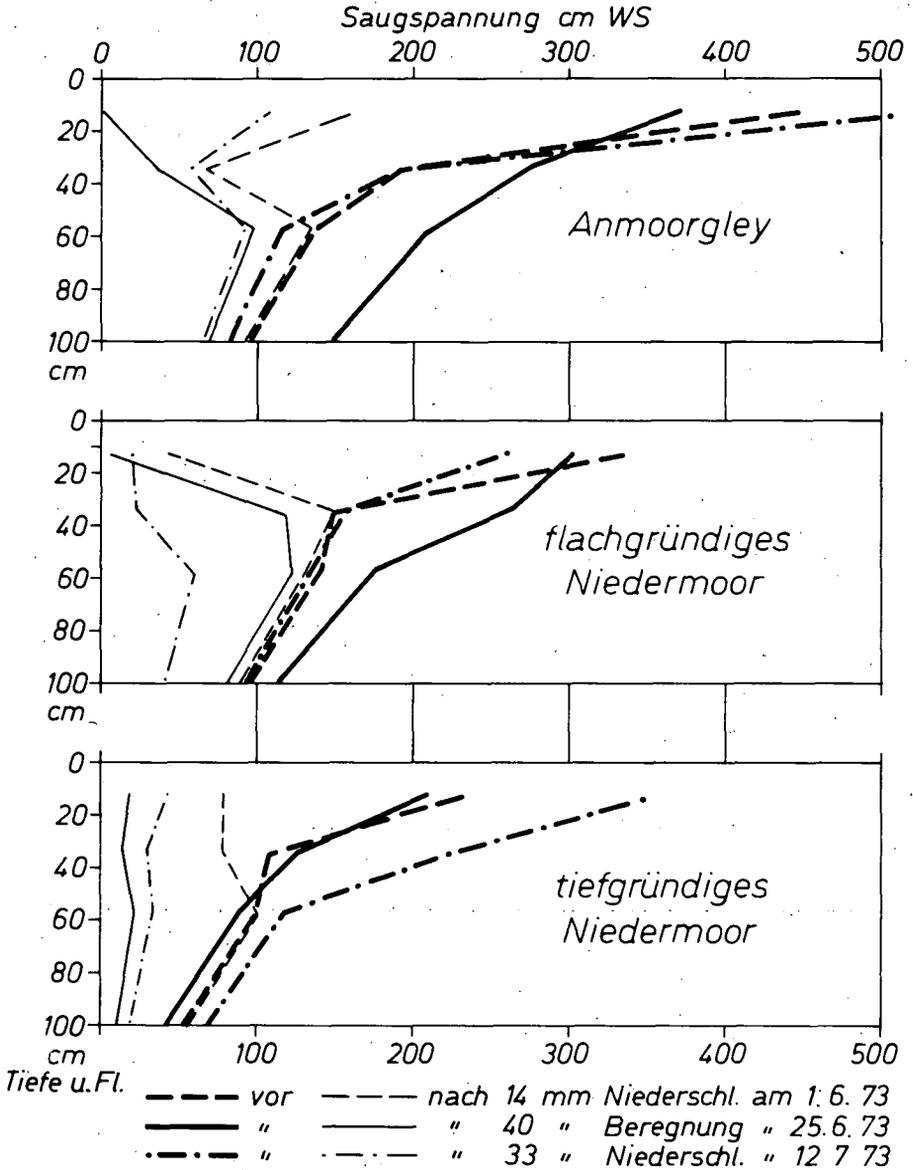
Nach 33 mm Niederschlag gingen in jeder der drei Meßtiefen sämtlicher Profile die Saugspannungen deutlich zurück. Lediglich im Anmoorgleyprofil war in der Meßtiefe 57 cm u. Fl. der Rückgang der Saugspannungen nur geringfügig. Die beiden Niedermoorprofile wiesen hingegen in dieser Tiefe noch eine Wasserversickerung auf.

Eine Beregnungswassergabe von 40 mm durchfeuchtete die Profile ebenfalls bis in 57 cm u. Fl. und tiefer. Sie erfolgte zu einem Zeitpunkt stärkerer Austrocknung, was besonders beim Anmoorgley und flachgründigen Niedermoorprofil zu beobachten war. Es trat daher nur beim tiefgründigen Niedermoor eine merkliche Versickerung des Beregnungswassers ein.

Zur Auffüllung des Bodenwassers sind bei den drei Profilen somit etwas unterschiedliche Wassermengen erforderlich. Am geringsten können diese beim tiefgründigen Niedermoorprofil sein. Hier werden ca. 30 mm ausreichen. Beim Anmoorgley sollten hingegen die Beregnungswassergaben auf ca. 40 mm bemessen werden. Die für das flachgründige Niedermoor veranschlagten Wassermengen liegen zwischen 30 und 40 mm.

Abb. 4

Bodenfeuchte vor und nach Niederschlägen oder Beregnung



5. Diskussion

Die mitgeteilten Untersuchungen gaben einen Einblick in den Bodenwasserhaushalt von Niedermoor und Anmoorgley bei abgesenktem Grundwasser. Auch nach Grundwasserabsenkung sind die beiden Niedermoorprofile noch als Feuchtstandorte zu bezeichnen. Die selbst dann noch niedrigen Saugspannungen geben eine Vorstellung davon, wie feucht diese Standorte normalerweise unter dem Klima des Lüneburger Raumes sind. Ein Saugspannungsanstieg in 12 cm u. Fl. über 200 cm WS ist daher schon als beginnende "Bodenaustrocknung" anzusprechen. Der zunächst als niedrig anzusehende Ansatz, bei 200 cm WS zur Verhinderung einer Bestandesumschichtung zu beregnen, ist somit angebracht.

Ein stärkerer Saugspannungsanstieg der Niedermoorprofile wird durch die hohe nutzbare Wasserkapazität verhindert. Die charakteristische hohe Bodenfeuchte der Niedermoorprofile ist somit nicht nur durch die normalerweise hohen GW-Spiegelstände bedingt, sondern auch durch die Bodeneigenschaften. Sie mindern beim Niedermoorprofil die Gefahr einer stärkeren Bodenaustrocknung nach Grundwassersenkung.

Die Unterschiede des Bodenwasserhaushaltes zwischen den beiden Niedermoorprofilen lassen sich aus den vorliegenden Untersuchungsergebnissen nicht erklären. Möglicherweise weichen im Saugspannungsbereich um 200 cm die Porenvolumen oder die Wassernachlieferung aus tiefer liegenden Horizonten voneinander ab, so daß dem flachgründigen Niedermoorprofil in 12 cm u. Fl. reichlicher Wasser zur Verfügung steht.

Insgesamt verhalten sich jedoch beide Niedermoorprofile ähnlich. Die geringere Mooraufgabe von 60 cm über Sand des flachgründigen Niedermoors beeinflusst das Ergebnis nicht weiter. Die Speicherkapazität für nutzbares Wasser war auch im flachgründigen Niedermoorprofil noch hoch genug, um eine stärkere Austrocknung zu verhindern.

Entsprechend gering sind die Anforderungen des Wasserhaushaltes der Niedermoorprofile nach Grundwasserabsenkung an die Beregnung. Ihr Einsatz ist nur selten geboten, im Mittel der Untersuchungsjahre ein- bis zweimal.

Ebenso gering sind die Ansprüche an die Höhe der Wassergaben. Der im Vergleich zum Anmoorgley geringere Gehalt an Grobporen in den tiefer liegenden Horizonten bedingt eine schnelle Sättigung dieser Poren und infolgedessen eine zügige Versickerung und Auffüllung des gesamten Profiles.

Beim Anmoorgleyprofil ist die nutzbare Wasserkapazität um fast die Hälfte geringer als bei den Niedermoorprofilen. Es trocknet daher wesentlich stärker aus, wird aber durch schwächere Niederschläge eher bis in den Saugspannungsbereich < 200 cm WS aufgefüllt. Die Bodenfeuchte ist daher einem stärkeren Wechsel im Saugspannungsbereich um 200 cm WS ausgesetzt. Nach den vorliegenden Ergebnissen muß man bei vorübergehender Grundwasserabsenkung und dem vorliegenden Klima mit einer mittleren Beregnungshäufigkeit von zwei- bis dreimal im Jahr rechnen.

Ebenfalls abweichend von den Niedermoorprofilen weist der Anmoorgley einen hohen Gehalt an Grob- und Mittelporen ab 30 cm u. Fl. auf. Dadurch verzögert sich die Bodendurchfeuchtung bis in größere Tiefen, da sich zunächst die oberen Bodenhorizonte im stärkeren Maße sättigen, bevor sie Wasser nach unten abgeben. Daher sind beim Anmoorgley die Beregnungswassergaben etwas höher als beim Niedermoorboden zu bemessen.

6. Zusammenfassung

Untersuchungen über die Erhaltung der Bodenfeuchte von Anmoorgley, flachgründigem und tiefgründigem Niedermoor während einer zeitlich begrenzten Grundwasserabsenkung in den Jahren 1970 bis 1973 im Scharnebecker Moor (bei Lüneburg) ergaben, daß Niedermoore aufgrund ihrer höheren nutzbaren Wasserkapazität im geringeren Maße zur Austrocknung neigen als Anmoorgleye. Entsprechend ergab sich ein unterschiedlicher Beregnungsbedarf von zwei- bis dreimal im Jahr beim Anmoorgley und ein- bis zweimal im Jahr bei den Niedermoorböden während des Untersuchungszeitraumes. Als optimale Beregnungshöhe wurden 30-40 mm ermittelt.

7. Literaturhinweise

1. CZERATZKI, W.: Ein Verdunstungsmesser mit keramischer Scheibe. Landbauforschung Völkenrode, 18. Jahrgang, S. 93-98, 1968
2. KLAUSING, O.: Ein Wasserbilanzschreiber für hydrologische und wasserwirtschaftliche Zwecke. Wasser und Boden, 22. Jahrgang, S. 40 - 41, 1970

Physikalische Veränderungen durch Dränung und
Tiefenlockerung auf Ton- und Lössböden

von
H. Borchert *)

Im Rahmen der dreistufigen Bodenmelioration (1, 2, 3) übernimmt die Tiefenlockerung zunehmend die Regulierung des Bodenwasserhaushaltes. Während sie in der zweiten Meliorationsstufe eine erhöhte Wasserspeicherung erzielt, sorgt sie in der dritten Meliorationsstufe für eine erhöhte Wasserabführung, indem die Lockerungszüge die Aufgaben von Dränsaugern übernehmen.

Auf fünf verschiedenen Standorten wurde diese durch Tiefenlockerung angestrebte Wasserhaushaltsregulierung untersucht. Als Parameter wurden das Gesamtporenvolumen, die Luftporen, Poren des pflanzenverfügbaren Wassers, Feinporen, Lagerungsdichte, Wasser- und Luftdurchlässigkeit herangezogen. Die Ergebnisse werden innerhalb eines Untersuchungstermins auf Null (=100) bezogen. Bemerkenswert ist, daß bei allen Standorten Jahresschwankungen bei Null vorliegen, die nicht allein durch unterschiedliche Terminlage, sondern durch unterschiedliche Jahresklimata bedingt sein dürften.

Der Standort Ottenhofen ist ein Pseudogley aus Würmlöß mit etwa 24 % Ton und 60 - 70 % Schluff. Von den 1967 mit verschiedenen weiten Dränabständen angelegten Versuchsparzellen wurden von 1969 bis 1973 in Zeitabständen die Varianten Null, 10 m-Dränung, 80 m-Dränung und Tiefenlockerung in 25 und 50 cm Bodentiefe untersucht (Tabelle 1 und 2). Danach liegen die Gesamtporenvolumina der Meliorationsvarianten generell etwas höher als Null. Dementsprechend ist die Lagerungsdichte verringert, in der oberen Untersuchungstiefe ausgeprägter als bei 50 cm. Der geringe Anteil an Luftporen spiegelt sich in der schlechten Luftdurchlässigkeit

*) Bayer. Landesanstalt für Bodenkultur u. Pflanzenbau München,
8 München 19, Menzingerstr. 54

Tabelle 1

Dränabstandsversuch Ottenhofen (524 m über NN; 831 mm N)

Tiefe: 25-30 cm	Poren- Vol.	> 10 μ	Poren- \emptyset 10-0,2 μ	< 0,2 μ	Lagerungs- dichte	Kf cm/Tag	$K_{00} \mu^2$ (pF=2,5)
2.4.69 10 m Drän	50,3	8,0	13,4	28,9	1,33	8	2
80 m	-7	-50	+6	-1	+6	11	14
21.5.70 Null	48,4	9,0	20,0	19,4	1,39	71	
80 m	+12	+30	-7	+23	-11	271	
10 m	+25	+80	+42	-18	-24	468	
10.9.70 Null	43,7	3,8	19,9	20,0	1,51	86	
80 m	+7	+29	+13	-3	-7	146	
10 m	+16	+97	+27	-10	-13	285	
TL	+6	+26	+12	-3	-5	69	
2.9.71 Null	50,5	9,2	17,0	24,3	1,32	86	
80 m	+1	-11	+9	+1	-2	86	
10 m	-6	-42	+9	-2	+5	60	
TL	-1	-34	-10	+17	+2	34	
23.11.73 Null	43,3	1,9	10,0	31,9	1,46	37	5
80 m	+17	+200	+58	-15	-11	28	9
10 m	+17	+158	+50	-3	-14	21	6
TL	+14	+142	+33	-1	-10	9	3

Tabelle 2

Dränabstandsversuch Ottenhofen (524 m über NN; 831 mm N)

Tiefe: 50-55 cm		Poren- Vol.	> 10 μ	Poren- \emptyset 10-0,2 μ	< 0,2 μ	Lagerungs- dichte	Kf cm/Tag	K_{00} μ^2 ($p_F=2,5$)
2.4.69	10 m Drän	43,5	10,3	14,0	19,2	1,55	160	7
	80 m	+3	-15	+27	-5	+1	129	5

21.5.70	Null	42,8	6,5	23,3	13,0	1,57	163	
	80 m	+1	+45	+6	+15	-2	50	
	10 m	-1	-29	-2	+15	-1	50	

10.9.70	Null	34,4	3,5	15,2	15,7	1,65	86	
	80 m	+6	-20	+12	+7	-3	76	
	10 m	+1	+46	-34	+25	-1	328	
	TL	+20	+66	+56	-25	-9	103	

2.9.71	Null	41,2	6,1	19,7	15,4	1,59	44	
	80 m	+1	-56	-16	+47	-1	60	
	10 m	+3	-11	+22	-16	-1	60	
	TL	+2	-54	-13	+44	-3	69	

23.11.73	Null	40,0	3,8	15,6	20,6	1,57	22	12
	80 m	+2	-37	-31	+34	-1	58	6
	10 m	+2	+16	+33	-25	-1	17	11
	TL	+6	-8	-44	+45	-3	67	7

wider. Die trotzdem hohen Wasserdurchlässigkeitswerte deuten auf die Problematik hin, die der kf-Wert-Methode an aus dem übrigen Bodenverband entnommenen Erdproben im Labor anhaftet. Die Zunahme an Feinporen in 50 cm Tiefe kann auf Bewegung der Körnung hinweisen, was aber nach längerem Zeitraum und gezielter Texturuntersuchung erst geklärt werden kann. Von Bedeutung ist die im Gegensatz zur 50er Tiefe zu verzeichnende Zunahme der mittleren Poren im oberen Profilbereich. Sie bringt eine erhöhte Wasserspeicherung und Verzögerung einer zu schnellen Wasserabführung mit sich, während die Vielzahl der auch im Januar 1974 noch offenen Erddräne (Lockerung mit Ziehkegel) überschüssiges Wasser des relativ niederschlagreichen Standortes abführt.

Die gleiche Versuchsanlage hat der Standort Ellingen (Tabellen 3 und 4), ein Pelosol-Pseudogley aus Amaltheenton mit bis zu 60 % Ton. Das Gesamtporenvolumen zeigt auch hier bei den Meliorationsparzellen die anhaltende Tendenz höherer Werte gegenüber Null. Im Gegensatz zu Ottenhofen deuten niedrigere Lagerungsdichte-Werte der ersten Jahre eine stärkere Lockerungswirkung in 50 cm Bodentiefe an. Trotzdem sind auch bei diesem Standort, besonders im Unterboden, Luftporen und damit auch die Luftdurchlässigkeit zu gering. Bemerkenswert ist die Vermehrung der Luftporen im Zentrum der Tiefenlockerung bei 40 cm Bodentiefe. Die Wasserdurchlässigkeit ging beim letzten Untersuchungstermin gegenüber den vorhergehenden Jahren zurück. Der Anteil an pflanzenverfügbarem Wasser nahm zu, was bei diesem Standort mit einem an die Berechnungsgrenze reichenden geringen Niederschlag das Ziel der Melioration ist.

Auf dem Standort Pietling (Tabellen 5 und 6), einer Parabraunerde aus Löß mit 23 % Ton und 70 % Schluff, wurde 1969 mit dem Wippschar-Lockerer und 1970 mit dem starren Lockerungsgerät "Würger" von Rabe zu einer Bedarfsdränung mit weitem Abstand gelockert. Die der anfänglichen Gesamtporenvolumenzunahme folgende Verdichtung im Oberboden ist eine in Lößböden bekannte Erscheinung (4,5,6,7,8), zumal hier im Oberboden der Tongehalt auf 12 % absinkt. Die Luftporen und das pflanzenverfügbare Wasser im zuvor Gelockerten sind weniger vorhanden als in der Nullparzelle, dementsprechend ist die Luftdurchlässigkeit gering. Anders in 50 cm Tiefe: die Gesamtporenvolumina sind in dem Meliorierten eindeutig höher, noch klarer ist die Erhöhung von Luft- und mittleren Poren und damit die

Tabelle 3

Dränabstandsversuch Ellingen (440 m über NN; 659 mm N)

Tiefe: 25-30 cm	Poren- Vol.	>10 μ	Poren- \emptyset 10-0,2 μ	< 0,2 μ	Lagerungs- dichte	Kf cm/Tag	$K_{00} \mu^2$ ($p^F=2,5$)	
14.4.69	Null	45,7	9,0	7,2	29,5	1,49	20	5
20.5.70	Null	45,8	9,0	12,7	24,1	1,44	243	
	80 m	+2	-14	-7	+13	-3	238	
	10 m	-2	-51	-26	+30	-2	50	
26.11.70	Null	48,8	11,2	11,0	26,6	1,34	120	
	80 m	± 0	-4	+20	-7	-1	172	
26.8.71	Null	46,3	6,1	15,2	25,0	1,36	25	
	80 m	+13	+175	-29	-1	-10	207	
	TL	+15	+210	-26	-8	-11	164	
12.12.73	Null	43,8	10,2	6,6	27,0	1,47	406	18
	80 m	± 0	-35	+3	+12	-1	17	6
	10 m	+3	-67	+62	+15	-3	17	5
	TL	+18	+51	+64	-6	-13	78	20

Tabelle 4

Dränabstandsversuch Ellingen (440 m über NN; 659 mm N)

Tiefe: 50-55 cm		Poren- Vol.	>10 μ	Poren- \emptyset 10-0,2 μ	<0,2 μ	Lagerungs- dichte	Kf cm/Tag	$K_{00} \mu^2$ ($pF=2,5$)
14.4.69	Null	45,3	5,0	7,8	32,5	1,51	45	0,0
20.5.70	Null	42,8	4,3	5,5	33,0	1,49	92	
	80 m	+16	+84	+53	± 0	-11	76	
	10 m	-4	+19	+22	-11	+3	12	
26.11.70	Null	45,9	5,8	6,9	33,2	1,40	155	
	80 m	+12	+72	+91	-15	-11	190	
26.8.71	Null	40,6	1,9	2,2	36,5	1,57	43	
	80 m	+5	+290	-9	-9	-8	64	
	TL	+14	+300	+132	-3	-7	293	
12.12.73	Null	41,7	2,4	5,0	34,3	1,46	35	3
	80 m	+1	+8	-36	+6	-1	9	4
	10 m	+7	-29	+50	+3	-1	9	3
	TL	+4	+58	+30	-3	-1	17	4
	bei 40 cm TL	+15	+200	+96	-10	-10		7

Tabelle 5

Tiefenlockerung Pietling (383 m über NN; 1009 mm N)

Tiefe: 25-30 cm	Poren- Vol.	> 10 μ	Poren- \emptyset 10-0,2 μ	< 0,2 μ	Lagerungs- dichte	Kf cm/Tag	$K_{00} \mu^2$ (pF=2,5)
2.11.70 ungelockert	39,1	4,4	11,9	22,8	1,64	172	
Rabe gelockert	+23	+223	+45	-27	-13	259	
11.8.71 ungelockert	34,9	6,7	10,2	18,0	1,64	86	
Rabe gelockert	+30	+96	+56	-9	-9	146	
ungelockert	37,2	4,8	15,1	17,3	1,62	66	
Wipp gelockert	+6	+63	+10	-8	-2	51	
26.4.72 ungelockert	41,6	5,6	16,5	19,5	1,61	43	
Rabe gelockert	+12	+102	+35	-32	-10	78	
ungelockert	44,1	6,2	21,2	16,7	1,52	32	
Wipp gelockert	+4	+31	+1	-2	-2	342	
3.1.74 ungelockert	43,7	8,5	15,9	19,3	1,53	43	29
Rabe gelockert	-3	-27	-15	+19	+2	48	8
ungelockert	45,8	8,1	24,4	13,3	1,46	63	19
Wipp gelockert	-3	-25	-8	-3	+2	39	16

Tabelle 6

Tiefenlockerung Pietling (383 m über NN; 1009 mm N)

Tiefe: 45-50 cm		Poren- Vol.	Poren- ϕ		Lagerungs- dichte	Kf cm/Tag	K ₀₀ μ^2 (pF=2,5)
			> 10 μ	10-0,2 μ			
2.11.70	ungelockert	39,4	5,5	6,0	27,9	1,60	86
	Rabe gelockert	+28	+176	+180	-33	-16	432
	ungelockert	41,6	8,4	7,9	25,3	1,56	155
	Wipp gelockert	+19	+101	+58	-20	-13	345

11.8.71	ungelockert	34,1	5,5	8,3	20,3	1,63	51
	Rabe gelockert	+41	+180	+84	-14	-14	146
	ungelockert	37,5	5,9	15,2	16,4	1,60	207
	Wipp gelockert	+16	+102	+7	-7	-7	146

26.4.72	ungelockert	43,5	5,0	19,0	19,5	1,54	25
	Rabe gelockert	+10	+106	+27	-32	-8	48
	ungelockert	45,6	7,8	18,5	19,4	1,48	40
	Wipp gelockert	+3	+24	+17	-19	-4	136

3.1.74	ungelockert	46,1	7,6	11,1	27,4	1,63	17
	Rabe gelockert	+14	+109	+60	-32	-19	76
	ungelockert	45,9	10,1	14,8	21,0	1,47	26
	Wipp gelockert	+4	+28	+51	-40	-3	138

Unterschiede nach durchgeführter Melioration in der Durchlässigkeit für Luft und Wasser. Bisher hatte die Melioration vollen Erfolg, trotz hohen Wasserangebots bearbeitete der Bauer viel früher als sonst das Feld und erzielte eine sichere und gesteigerte Ernte.

Die beiden Lößlehme Grünenbeindt und Klimmach (Tabelle 7) wurden 1971 gelockert, Klimmach in Verbindung mit einer 11-m-Dränung. Während Grünenbeindt, eine Parabraunerde, einen Ackerstandort darstellt mit 26 % Ton und 56 % Schluff in 30 cm Tiefe, wie 27 % Ton und 44 % Schluff in 50 cm Tiefe, handelt es sich bei Klimmach, einem ausgeprägten Pseudogley, um Weideland mit 54 % Schluff in 30 cm Tiefe und 21 % Ton, der in 50 cm Tiefe auf 36 % ansteigt.

Entwicklungstendenzen lassen sich nach zwei Beobachtungsjahren erkennen: die anfänglichen hohen Werte des Gesamtporenvolumens gehen zurück und damit die Unterschiede in der Lagerungsdichte. Ebenso verringern sich die in erheblichem Maße bei der Lockerung entstandenen Luftporen zu Gunsten der mittleren Poren, also des pflanzenverfügbaren Wassers. Die Luftpermeabilität ist nur bei Klimmach zufriedenstellend aufgrund der die Lockerungswirkung unterstützenden Konkretionsbildungen, die auch die krassen Unterschiede in der Wasserdurchlässigkeit bedingen.

Zusammenfassend zeigen die Untersuchungsergebnisse, daß mit Dränung gekoppelte Tiefenlockerung Sauger ersetzen kann. Dabei sollte man den 75 cm-Abstand der Lockerungszüge nicht unterschreiten. Darüber hinaus wird eine je nach Standorteigenschaften unterschiedlich ausgeprägte Erhöhung der Wasserspeicherung erzielt, die in manchen Fällen vordringlich erstrebt wird. Dann ist der texturale Bodenaufbau und der Meliorationszeitpunkt besonders zu beachten.

Tabelle 7

Tiefenlockerung Grünenbaindt (460 m über NN; 857 mm N)

Tiefe 30-35 cm	Poren- Vol.	> 10 μ	Poren- ϕ 10-0,2 μ	< 0,2 μ	Lagerungs- dichte	Kf cm/Tag	K ₀₀ μ^2 (pF=2,5)
26.10.71 ungelockert	48,5	16,4	18,0	14,1	1,53	24	
gelockert	61,7	32,5	16,0	13,2	1,28	69	
ungelockert = 100	+27	+98	-11	-6	-16		

7.1.74 ungelockert	42,7	10,0	15,4	17,3	1,53	103	17
gelockert	43,2	9,9	21,6	11,7	1,51	35	11
ungelockert = 100	+1	-1	+40	-32	-1		

Tiefe: 50-55 cm							
7.1.74 ungelockert	42,7	8,9	10,8	23,0	1,52	77	13
gelockert	45,7	10,4	15,8	19,5	1,42	53	10
ungelockert = 100	+7	+17	+46	-15	-7		

<u>Tiefenlockerung Klimmach, 30-35 cm Tiefe (539 m über NN; 912 mm N)</u>							
26.10.71 ungelockert	40,7	9,7	16,8	14,2	1,60	43	
gelockert	52,4	25,3	12,5	14,6	1,29	596	
ungelockert = 100	+29	+161	-26	+3	-19		

7.1.74 ungelockert	41,2	8,2	11,0	22,0	1,55	9	8
gelockert	45,9	16,3	18,9	10,7	1,44	235	52
ungelockert = 100	+11	+99	+72	-50	-7		

LITERATUR

- Schmid, G. und H. Weigelt: Neue Wege bei der Aufwertung von Pseudogleyen. Mitteiln. Dtsch. Bodenkundl. Gesell. 10, 137-146 (1970)
- Rager, K. Th. und G. Schmid und H. Weigelt: Die dreistufige Melioration von Pseudogleyen - eine Fortentwicklung der konventionellen Volldränung. Wasser und Boden, 22. Jg., H. 10, 1970.
- Schmid, G. et al: Ein-, zwei- und dreistufige Meliorationen auf Pseudogleyen. Mitteiln. Dtsch. Bodenkundl. Gesellsch. 12, 1971.
- Borchert, H.: Änderung des Bodenwasserhaushaltes durch Melioration. Kongreß Ung. Hydrolog. Gesellsch. Budapest, August 1968.
- Graß, K.: Der Einfluß der Tiefenbearbeitung auf pseudo-vergleyten Parabraunerden und ihre Produktivität. Diss. Gießen, 1969.
- Borchert, H.: Über die Gefügeentwicklung verschiedener tiefgelockerter Böden. Symposium Tiefenbearbeitung, Gießen, 1969.
- Borchert, H.: Mehrjährige mikroskopische Beobachtungen von Hohlraumveränderungen meliorierter Böden und deren zugehörige physikalische Kennwerte. 3. Intern. Tag. Bodenmikromorphologie, Wrocław 1969.
- Rojahn, W.: Die Auswirkung von Tieflockern und Tiefpflügen auf physikalische Eigenschaften verschiedener Böden. Diss. Gießen, 1973.

Verbesserung des Wasserhaushaltes von Marschböden durch Unterboden-
mellioration

von
R. Kowald *)

Die Textur der Marschböden ist gekennzeichnet durch einen hohen Anteil kleiner Bodenteilchen und das fast vollständige Fehlen von Bodenteilchen 0,2 mm. Das hat zur Folge, daß diese Böden im unstrukturierten Zustand nur relativ feine Poren und damit eine geringe Wasserdurchlässigkeit besitzen.

Von größter Bedeutung für den Wasser- und Lufthaushalt der Marschböden ist daher ihre Struktur. Sie wiederum wird beeinflußt von den verschiedensten Faktoren (Tongehalt, Kationenbelegung, Anzahl und Intensität von Quellung und Schrumpfung usw.). Sehr große Bedeutung besitzt die mechanische Beanspruchung des Bodens durch die Bearbeitung, vor allem beim Pflügen bei hohem Feuchtigkeitsgehalt. Es entstehen dann die altbekannten Pflugsohlen. Diese Pflugsohlen beeinträchtigen je nach dem Grad ihrer Ausbildung die Wirkung einer Dränung in mehr oder weniger starkem Maße. Das Niederschlagswasser kann nicht in den Untergrund versickern, was zur Folge hat, daß eine Dränung mehr oder weniger wirkungslos ist. Wenn man bedenkt, daß fast alle Ackerflächen in der Marsch mit hohem finanziellen Aufwand gedränt worden sind, erkennt man die große Bedeutung, die den Pflugsohlen - vor allem in Marschgebieten - zukommt. In einer früheren Untersuchung wurde festgestellt, daß der größte Teil der Ackerflächen in diesen Gebieten eine mehr oder weniger stark ausgeprägte Pflugsohle aufweist.

Es sollte nun untersucht werden, mit welchen Mitteln die Pflugsohlen und genetisch bedingten Verdichtungshorizonte im oberen Profilbereich beseitigt und ihre Neubildung verhindert werden kann.

*) Prof. Dr. R. Kowald, Institut für Landeskultur, Fachbereich 21, 63 Gießen, Senckenbergstr. 3

Der erste Schritt mußte sein, die Verdichtungen mechanisch zu beseitigen. Dazu wurden folgende Geräte eingesetzt:

Untergrundlockerungs- und düngungsgerät
Spatenpflug

Darüber hinaus mußte versucht werden mit Hilfe geeigneter Maßnahmen die durch die genannten Geräte geschaffene Lockerung zu stabilisieren. Zu diesem Zweck wurden auf einer Parzelle 200 dz/ha Brandkalk oberflächlich ausgebracht und 40 cm tief eingearbeitet. Auf diese Weise konnte der Bereich der ehemaligen Pflugschle mit Kalk angereichert werden. Außerdem wurden 20 dz/ha Kalkstickstoff in einer Bodentiefe von 40 - 70 cm mittels Gebläse verteilt. Hierdurch sollte das Tiefenwachstum der Pflanzenwurzeln gesteigert und so eine Stabilisierung des mechanisch gelockerten Gefüges erreicht werden.

Es wurden entsprechende Versuchsfelder angelegt, von denen hier nur zwei erläutert werden sollen.

Bei dem 1. Versuchsfeld handelt es sich um einen extrem schlammigen Boden mit einem hohen Anteil an Grobschluff und Feinsand (20-200 μ), der insgesamt ca. 70 % beträgt. Der Boden wird als schwachlehmiger Schluff bezeichnet. Aufgrund der geringen Sorptionskapazität und des geringen Gehaltes an org. Substanz von 1,4 % in der Krume, neigt dieser Boden zur Verschlammung und damit zur Verdichtung und zu einer oberflächlichen Vernässung.

Es wurden folgende Versuchsvarianten angelegt:

1. 200 dz/ha Brandkalk wurden mit dem Spatenpflug 40 cm tief eingearbeitet, wobei gleichzeitig die Pflugschle zerstört wurde;
2. 20 dz/ha Kalkstickstoff wurden mit dem Untergrundlockerungs- und düngungsgerät in einer Bodentiefe von 40 - 70 cm ausgebracht, wobei gleichzeitig die Pflugschle und der darunter liegende Profilbereich parziell gelockert wurden,
3. wie 2., außerdem wurde der Boden 40 cm tief mit dem Spatenpflug bearbeitet, wodurch die Pflugschle vollständig zerstört wurde;
4. normale Bodenbearbeitung.

Nach Anlage des Versuches sollte mit Hilfe von Stechzylinderproben die Wasserdurchlässigkeit und die Porengrößenverteilung untersucht werden. Trotz einer großen Anzahl von Parallelen konnten keine statistisch gesicherten Unterschiede ermittelt werden. Die Ursache ist darin zu suchen, daß

1. durch die Lockerung ungleichmäßig verteilte Risse entstanden, die eine sehr starke Streuung der Werte verursachten und
2. durch den hohen Schluff- und geringen Humusgehalt es bei der Behandlung mit Wasser zu starken Erosionen in den Proben kam.

Die zunächst beobachtete Lockerung durch den Spatenpflug und das Untergrundlockerungsgerät konnte schon nach 1 1/2 Jahren mit Hilfe von Sondenmessungen nicht mehr nachgewiesen werden. Aus den Untersuchungen war zu schließen, daß es zu einer Wiederverdichtung des gelockerten Bodens gekommen war. Dies stimmt mit den Ergebnissen umfangreicher Untersuchungen über die Aggregatstabilität von Marschböden überein. Dieser Untersuchungen ergaben, daß die schluffreichen Böden allgemein eine geringere Aggregatstabilität besitzen. Sie wird durch Kalkzufuhr kaum oder gar nicht verbessert, wohl aber durch die Zufuhr org. Substanz. Damit dürfte eine Lockerung dieser Böden auch bei gleichzeitiger Kalkzufuhr nur zu einer zeitlich sehr begrenzten Verbesserung des Bodenwasserhaushaltes führen.

Beim 2. Versuchsfeld handelt es sich in der Krume um einen tonigen Lehm, im Unterboden um einen starklehmigen Ton mit einem Tongehalt von 39,2 bzw. 45,1 %. Es wurden mit einer Ausnahme die gleichen Versuchsvarianten angelegt, wie auf dem oben beschriebenen Feld.

1. 200 dz/ha Kalk wurden ausgebracht und mit dem Spatenpflug 40 cm tief eingearbeitet;
2. 20 dz/ha Kalkstickstoff wurden in einer Bodentiefe von 40 - 70 cm ausgebracht;
3. 40 cm tiefe Bearbeitung mit dem Spatenpflug ohne Kalkgabe;
4. normale Bodenbearbeitung.

Die Anlage des Versuches erfolgte im Frühjahr 1969. Die ersten Stechzylinderproben wurden im Herbst des gleichen Jahres entnommen. Im Bereich der Pflugsohlentiefe (30 - 35 cm) war auf der mit dem Spatenpflug bearbeiteten Parzelle gegenüber der Null-Parzelle das GVP um 3 - 4 % erhöht. Das Volumen der Poren $>10/\mu$ war um 2 - 4 % erhöht.

Das entspricht einer relativen Zunahme von 24 - 48 %.

Prozentuale Erhöhung der Poren

	>10 μ	>50 μ
Spatenpflug	48	49
Spatenpflug + Kalk	24	19

Eine Wiederholung dieses Versuchs wurde auf dem benachbarten Feld mit etwa gleichem Bodenaufbau durchgeführt und erbrachte ähnliche Ergebnisse.

Ein Jahr nach Anlage des Versuches wurden Sondenmessungen vorgenommen. Damit sollte die Lockerungswirkung der verschiedenen Meliorationsmaßnahmen ermittelt werden. Die Messungen ergaben, daß ab einer Tiefe von 10 cm der Eindringungswiderstand in der Nullparzelle in jedem Fall höher war, als auf den gelockerten Parzellen, wobei zwischen der "Spatenpflugparzelle ohne Kalk" und der "Spatenpflugparzelle mit Kalk" sich nur geringe Unterschiede ergaben.

Die Bestimmung der Wasserdurchlässigkeit mit Hilfe von Stechzylinderproben stieß auch hier auf Schwierigkeiten, da die mechanisch verursachten Bodenrisse so unregelmäßig verteilt sind, daß eine sehr hohe Anzahl von Proben erforderlich gewesen wäre.

Aus diesem Grunde wurde im Herbst 1972, d. h. 3 1/2 Jahre nach Anlage des Versuches, Doppelringinfiltrometer eingesetzt. Sie ermöglichen eine Messung auf dem Feld und erfassen einen wesentlich größeren Bodenteil als die Stechzylinder. Da sich eine Pflugsohle vor allem auf den Wasserhaushalt in der Krume auswirkt, wurden die Infiltrometer nach Abräumen einer 3 cm starken Schicht in die Krume gesetzt. Auf diese Weise wurde die Wasserbewegung in der Krume und im Bereich der Pflugsohle ermittelt.

Es ergaben sich folgende durchschnittliche Infiltrationsraten:

Nullparzelle	14,2 mm/Std.
Tieflockerung	17,8 mm/Std.
Spatenpflug	18,6 mm/Std.
Spatenpflug + Kalk	83,8 mm/Std.

Zwischen der Nullparzelle und der Parzelle "Spatenpflug ohne Kalk" bzw. "Tieflockerung" bestehen nur geringe Unterschiede bezüglich der Infiltrationsrate. Die Parzelle "Spatenpflug mit Kalk" weist dagegen wesentlich höhere Werte auf.

Auf dem benachbarten Versuchsfeld lagen die Infiltrationsraten insgesamt wesentlich niedriger. Jedoch lagen die gleichen Tendenzen vor.

Ertragsfeststellung

Eine Lockerung bzw. ein Aufreißen der Pflugschle führte in allen Fällen im Jahre 1969 zu einer Ertragssteigerung und zwar um durchschnittlich 150%.

Da im Jahre 1970 das Feld gebracht wurde, konnten keine Ertragsermittlungen durchgeführt werden.

Im Jahre 1971 lagen die Mehrererträge auf den Versuchspartellen bei Mais um 5 - 27 % höher als auf der Nullpartelle. Auffallend ist, daß die Partelle "Spatenpflug ohne Kalk" nur einen Mehrerertrag um 5 % aufweist. Im Jahre 1972 besaß nur die Partelle "Spatenpflug mit Kalk" noch einen gesicherten Mehrerertrag von 14 %, während die Partelle "Spatenpflug ohne Kalk" sogar einen Mindererertrag von 8 % gegenüber der Nullpartelle erbrachte.

R e l a t i v w e r t e

	1969	1970	1971	1972
	Gerste	Brache	Mais	Mais
Null-Partelle	100	--	100	100
Tieflockerungs- und düngungsgerät	240	--	126	101
Spatenpflug ohne Kalk	274	--	105	92
Spatenpflug mit Kalk	259	--	127	114

Die genannten Ergebnisse weisen darauf hin, daß eine rein mechanische Lockerung bzw. Beseitigung einer Pflugschle nur von zeitlich begrenzter Wirkung ist.

Zusammenfassung

Pflugschle in Marschböden wirken sich sehr ungünstig auf deren Wasserhaushalt aus.

Eine mechanische Auflockerung durch Spatenpflug oder Untergrundlockerungsgerät führt zu keiner dauerhaften Verbesserung. Eine Beseitigung der Pflugschle bei gleichzeitiger Einbringung von Kalk verbessert nachhaltig den Wasserhaushalt tonreicher Böden, nicht aber den schluff- und feinsandreicher Böden.

Auswirkungen der Gefüge-Melioration eines Acker-Pseudogley aus Löss
über Keuperton auf dessen Wasser- und Lufthaushalt

von

H.-P. Blume und C. Parasher *)

Die Auswirkungen einer Gefügemelioration auf Porung, Wasser- und Lufthaushalt eines Fahlerde-Pseudogley wurden von uns durch wiederholte Messung der Wassereinnahmen, Wassergehalte und O_2 -Diffusionsraten in den Jahren 1969 bis 1973 untersucht. Es handelte sich dabei um einen vom Regierungspräsidium Nordwürttemberg auf dem Platzhof bei Öhringen 1968/69 angelegten Feldversuch, bei dem die Art der Melioration (Tieflockerung (TL), Tiefumbruch (TP) und Dränung (D) bei gleichzeitig hoher Kalkung) variiert worden war. Nähere Einzelheiten zu den Bodeneigenschaften, zur Versuchsanstellung und erste Ergebnisse sind Bleich u.a. (1971) sowie Zwicker (1973) zu entnehmen.

Die Tiefenbearbeitung führte zu einer Erhöhung des Bodenvolumens um 15 bis 20 cm, die nach dem ersten Winter bei beiden Meliorationsformen noch 8 bis 9 cm betrug, nach zwei weiteren Wintern hingegen weitgehend durch Sackung aufgehoben worden war. TL und TP verbesserten während der Feuchtperioden Durchlüftung und O_2 -Gehalte generell, D hingegen nur in Drännähe. In Trockenperioden fielen die Gehalte an nutzbarem Wasser bei D wesentlich stärker ab als bei TL und vor allem bei TP. Die Tiefenbearbeitung erwies sich in den ersten Versuchsjahren mithin einer Dränung überlegen; was sich allerdings auf die Erträge kaum auswirkte, weil extreme Trocken- und Nässeperioden nur außerhalb der Vegetationszeit der Ackerfrüchte auftraten.

Eine ausführliche Darstellung der Ergebnisse soll demnächst in der Zeitschrift für Kulturtechnik und Flurbereinigung erfolgen.

*) Abteilung für Regionale Bodenkunde der Universität Hohenheim,
Stuttgart-Hohenheim

LITERATUR

BLEICH, K. E., BLUME, H.-P. u.a.:

Landschaften und Böden Baden-Württembergs.
Mitt. der Deutsch. Bodenkundl. Gesellsch. 14
(1971)

ZWICKER, W.:

Untersuchungen über die Melioration von pseudo-
vergleyten Parabraunerden und Pelosolen durch
Dränung, Maulwurfsdränung, Tieflockern und Tief-
pflügen; in Pseudogley und Gley: Verh. d. Komm.V
u. VI der Internat. Bodenkundl. Gesellschaft,
Verlag Chemie, Weinheim 1973.

Beeinflussung des oberflächennahen Bodenluft- und Wasserhaushaltes

- Interpretation vorläufiger Ergebnisse -

von

J. Richter *)

1. Einleitung

Unter den meliorativen Eingriffen nimmt die Bodenbearbeitung insofern eine Sonderstellung ein, als es sich dabei um im Jahresrhythmus wiederholte Eingriffe handelt, die zudem nicht so tiefgreifend und aufwendig sind wie die Meliorationen im engeren Sinne. Neben der Unkrautbekämpfung steht die "Strukturwirkung" der Bodenbearbeitung im Vordergrund des Interesses, d. h. also die Beeinflussung des Bodenluft- und Wasserhaushaltes, und zwar in erster Linie in der Nähe der Bodenoberfläche. Mit dem Aufkommen der Herbizide ist die Bodenbearbeitung zur Unkrautbekämpfung fragwürdig geworden. Zudem legen manche Untersuchungen zur Minimal-Bodenbearbeitung die Frage nahe, ob von der Bodenbearbeitung in jedem Falle nur positive Beeinflussungen des Bodenluft- und Wasserhaushaltes zu erwarten sind. Dabei drängen sich i. a. Probleme der Verdichtung und Verschmierung aufgrund wiederholter Befahrung und Bearbeitung (Sohlenbildung) auf, die oft bei ungünstigen Witterungs- und Bodenbedingungen durchgeführt werden.

Im folgenden soll über einige erste Ergebnisse an einem Bodenbearbeitungsversuch auf unterschiedlichen Böden in Baumschul-Gehölz-Kulturen berichtet werden, der vom Institut für Obstbau und Baumschulen der TU Hannover angelegt und gemeinsam mit dem Institut für Bodenkunde ausgewertet wird. Hier sollen speziell die Messungen zum Bodengashaushalt besprochen werden. Im Gegensatz zu früheren Untersuchungen (Richter, 1972) soll jetzt von den im Labor an Stechzylinder-Proben bestimmten scheinbaren

*) Institut für Bodenkunde der Technischen Universität Hannover,
3 Hannover, Herrenhäuser Str. 2

Gas-Diffusionskoeffizienten D_g ausgegangen werden, die in dem erwähnten Versuch bisher jedoch erst einmal, im Herbst des ersten Versuchsjahres, gemessen wurden.

Der direkte Vergleich der Diffusionskoeffizienten als strukturcharakteristischer Maße stellt einen Vorteil gegenüber der früheren Vorgehensweise dar, bei der in die Berechnung der Diffusionskoeffizienten die Unsicherheiten der Annahme zur Verteilung der biologischen Aktivität mit der Tiefe eingingen. Einige Untersuchungen zum Wasserhaushalt sollen die Ergebnisse der Lufthaushaltsuntersuchungen abrunden helfen. Zu betonen ist, daß nicht die direkte Lockerungswirkung des FräSENS in den obersten 4 - 5 cm interessiert, sondern die indirekten Wirkungen der Bearbeitung in der Tiefe zwischen 5 und 50 cm.

2. Material und Methoden

Die Böden und ihre Behandlung:

Bei den untersuchten Böden handelt es sich um

- a) eine Gartenerde aus Sand (Grasdorf)
- b) einen schluffig-tonigen Lehm (Müllingen) und
- c) eine Parabraunerde aus LÖß (Ruthe).

Alle Böden wurden mit den gleichen Baumschulgehölzen im Frühjahr 1973 bepflanzt und entweder unbearbeitet - nach einmaligem Pflügen vor sowie einmaligem FräSEN nach dem Pflanzen - mit Vor- bzw. Nachauflaufherbiziden behandelt oder aber verschiedenen Bodenbearbeitungen unterzogen. Hier werden nur die mit Vorauflauf-Herbizid Simazin, 2,5-3,5 kg/ha behandelten Parzellen und die gefräSTEN Parzellen (4 Wiederholungen) verglichen. GefräST wurde 6 bis 7mal im Verlaufe der Vegetationsperiode, und zwar jeweils einige Tage nach Niederschlägen. Die Bearbeitungstiefe betrug ca. 4 cm.

Physikalische Messungen:

Zusätzlich zu den Felduntersuchungen nach Richter, 1972 wurden im Spätherbst aus beiden Versuchsgliedern jedes Bodens aus zwei Wiederholungen je Bodentiefe drei Stechzylinderproben entnommen. Dabei wurde

das von Hartge und Becher (1971) angegebene Verfahren benutzt. Die Proben stammen aus den Tiefen 6 - 12 cm, 18 - 24 cm, 30 - 36 cm und 42 - 48 cm.

Die Gasdiffrusionskoeffizienten wurden in einem nichtstationären Verfahren beim Entnahme-Wassergehalt gemessen (siehe z. B. Bakker und Hidding, 1970). Als Meßgas diente CO_2 .

Wasserspannungsmessungen wurden mithilfe gewöhnlicher Felddensimeter (festinstalliert in 25 cm Tiefe) in einer Ausführung nach Großgebauer (unveröffentlicht) durchgeführt..

3. Ergebnisse und Diskussionen

Die Abb. 1 zeigt die gemessenen Diffusionskoeffizienten-Profile der drei Versuchsböden. In allen drei Böden ist als Folge der "Lockerung" in den Tiefen zwischen 5 und 25 cm scheinbar eine "Verdichtung" eingetreten, am wenigsten auffällig, wie zu erwarten, im Schluff. Die tatsächliche Lockerungswirkung in den obersten 4 - 5 cm wird durch die Messungen nicht erfaßt. Auffallend ist die Lockerungswirkung im Schluff- und im Lehmboden in größeren Tiefen, wobei beim Lehm dieser Effekt, wie aus anderen Messungen (hydraulische Leitfähigkeit) hervorgeht, in allen vier bearbeiteten Parzellen sich wiederholt, mit Sicherheit also auf die Bearbeitung zurückzuführen ist.

Aus der Veränderung des Diffusionskoeffizienten-Profiles aufgrund der Bearbeitung kann man auf eine Verdichtung nur im Sinne von "undurchlässiger" schließen, nicht aber von Dichtlagerung. Was ist nun die Ursache für diese "Verdichtung": eine Strukturänderung (die natürlich auch mit einer Lagerungsdichte-Änderung verbunden sein kann) - oder lediglich eine Veränderung des Wassergehaltes ?

Dazu ist zunächst zu bemerken, daß eine reine Strukturänderung - d. h. also ohne Rückwirkung auf den Wassergehalt über eine Veränderung des Wasserleit- und Speichervermögens - nicht denkbar ist. Nehmen wir als strukturcharakterisierenden Parameter die Lagerungsdichte ρ_L , so sehen wir, daß 1. die Werte von ρ_L in den größeren Tiefen durch die Bearbeitung praktisch nicht mehr verändert werden und 2. z. B. die Korrelation $\theta = \theta(\rho_L)$ (Abb. 2) stets Verschiebungen infolge der Boden-

bearbeitung zeigt, die wieder beim Schluff am geringsten sind. Es wird also, wenn wir in ρ_L die Bezugsgröße für den Struktureinfluß sehen, stets ein bestimmter Anteil Bodenwasser mitbestimmend sein.

Vergleichen wir nun die verschiedenen denkbaren Einflußgrößen in ihrem Einfluß auf den Diffusionskoeffizienten D_s anhand des Bestimmtheitsmaßes r^2 für lineare Korrelation, dann zeigt sich folgendes Bild (Tab.1):

Tabelle 1

Bestimmtheitsmaße für lineare Korrelation verschiedener Einflußgrößen mit dem Gas-Diffusionskoeffizienten D_s

Böden	r^2				
	$D_s(\rho_L)$	$D_s(\theta)$	$D_s(E_W)$	$D_s(E_L)$	$D_s\left(\frac{E_L}{E_W}\right)$
Sand, unbearb.	0,05	0,55	0,72	0,75	0,83
bearb.	0,05	0,00	0,30	0,64	0,65
1. Tiefe unb.	0,77	-	0,93	-	-
2. Tiefe bearb.					
Lehm, unbearb.	0,42	0,10	0,72	0,64	0,67
bearb.	0,25	0,07	0,09	0,12	0,12
Schluff, unb. ⁺	0,80	0,07	0,46	0,81	0,86
bearb.	0,75	0,02	0,88	0,78	0,76

+ ohne 1. Tiefe

Beim Sand wird, mit Ausnahme der 1. Tiefe "unbearbeitet" und der 2. Tiefe von "bearbeitet", D_s nicht von der Struktur (bzw. Lagerungsdichte ρ_L), sondern vom Wassergehalt θ bzw. genauer von der durch das Wasser gegebenen Raumerfüllung E_W bestimmt.

Noch besser korreliert i. a. aber D_s mit E_L , dem luftführenden Porenvolumenanteil, bzw. mit dem Verhältnis von E_L/E_W . In der obersten unbearbeiteten Schicht sowie in der zweiten, verdichteten Tiefe bei "bearbeitet" scheint jedoch D_s stark von der Struktur mitbestimmt zu sein.

Die bessere Korrelation von D_s mit ϕ_L , besonders beim unbearbeiteten schluffig-tonigen Lehm weist darauf hin, daß hier D_s stärker von der Struktur bestimmt ist als beim Sand. Diese Beziehung ist nach Bodenbearbeitung lockerer, aber immer noch dominant z. B. mit $D_s (E_W)$ oder $D_s (E_L)$.

Beim Schluff schließlich wird D_s von Struktur und Raumerfüllung durch Wasser zu etwa gleichen Teilen bestimmt. Auch wirkt sich die Bodenbearbeitung hier kaum aus.

Es zeigt sich überdies, daß sich nicht nur das Bestimmtheitsmaß r^2 (in das neben der Streuung auch die Kurvenneigungen eingehen) der linearen Beziehungen $D_s(g)$ verändert, sondern auch die Geradenneigung selbst. Dadurch wird deutlich, daß tatsächlich eine Strukturänderung stattgefunden hat. Als Beispiel seien die Korrelationen $D_s (E_L)$ (Abb. 3) angegeben, die gewöhnlich in der Form

$$\frac{D_s}{D_a} = A (E_L - B) \quad (1)$$

angegeben werden, worin D_a der Bezugs-Gasdiffusionskoeffizient in Luft ist, A eine bodenspezifische Konstante und B in Beziehung zum Volumen blockierter Poren gesetzt wird, das natürlich in nassen Böden größer ist als in trockenem. Dabei kann es sich jedoch nur um einen relativ losen Zusammenhang handeln, wie schon daraus hervorgehen mag, daß für den hier erfaßten Bereich dieser Achsenabschnitt $\frac{B}{A}$ mit Ausnahme von Ruthe unbearbeitet stets positiv herauskommt.

Die Neigungen der Geraden in Abb. 3 ergeben praktisch die effektiven Diffusionskoeffizienten D_B (gemäß van Bavel, 1952), die die tatsächlichen "Durchlüftungsverhältnisse" im Boden am treffendsten charakterisieren, weil sie sich auf die effektiven CO_2 -Konzentrationen $c_B = E_L \cdot c$ im Boden beziehen. Die praktisch gegebene Unabhängigkeit der D_B -Werte vom Luftporenvolumen E_L - lediglich beim Lehm ergibt sich eine relativ geringe Abhängigkeit im untersuchten E_L -Bereich - bedeutet, daß bei gleichen effektiven CO_2 -Konzentrationsgefällen und gleichen CO_2 -Produktionsprofilen in den unterschiedlichen Böden der Luftaustausch im Boden weitgehend unabhängig ist vom luftführenden Porenvolumen.

In diesem Zusammenhang sollte erwähnt werden, daß auch die Ergebnisse der Wasserleitfähigkeitsmessungen das hier gewonnene Bild unterstützen. In allen bearbeiteten Parzellen liegen die gesättigten Leitfähigkeitswerte in den obersten beiden Entnahmetiefen deutlich unter denen der Werte der unbearbeiteten Parzellen. Das scheint auch für die ungesättigten Leitfähigkeiten zuzutreffen. Auf alle Fälle zeigen die Wassergehaltsmessungen generell das Verhalten, das durch Abb. 4 skizziert ist: in Bewässerungsphasen wie in Trockenphasen zeigen alle unbearbeiteten Parzellen eine bessere Pufferung des Wassergehaltes. Dem entsprechen auch die anhand von Felddaten bestimmten Wasserspannungskurven in 25 cm Tiefe (als Korrelation $\Psi(\theta)$ ohne Berücksichtigung der Hysterese und Temperatur (Abb. 5): Stets zeigt die Kurve für "bearbeitet" den ungünstigeren flacheren Verlauf. Dabei ist noch zu beachten, daß die den (θ) -Kurven zugrundeliegenden Meßwerte über den Meßzeitraum verteilt sind, also auch aus Zeiten stammen, in denen die Bearbeitung erst einige Male durchgeführt war. Das PV blieb in dieser Tiefe von der Bearbeitung praktisch unbeeinflusst.

Zusammenfassend läßt sich sagen, daß im Hinblick auf den oberflächennahen Wasser- und Lufthaushalt die hier angewandte Bodenbearbeitung - fräsen nach Niederschlägen - bei allen untersuchten Böden ungünstige Wirkungen am Ende des ersten Versuchsjahres zeigte.

Zum Abschluß erscheint noch eine Bemerkung zur früher verwendeten Technik der Bestimmung von D_s anhand von Felddaten angebracht. Dazu wurde neben dem CO_2 -Konzentrationsprofil und der CO_2 -Oberflächenfluß-Messung auch eine Annahme bezüglich der CO_2 -Produktionsverteilung über die Tiefe (auf die Volumeneinheit bezogen) benötigt. Anhand dieser Daten konnte dann der Verlauf des Diffusionskoeffizienten über die Tiefe abgeschätzt werden. Verwendet man jetzt umgekehrt die gemessenen Diffusionskoeffizienten dazu, die CO_2 -Produktionsverteilung zu bestimmen, so zeigt sich, daß die früher angenommenen Verteilungen der biologischen Aktivität falsch waren. Abb. 6 zeigt eine so berechnete CO_2 -Produktionsverteilung über die Tiefe für die Parabraunerde. Da das CO_2 - und Wasserprofil sich nicht allzu schnell verändert und die gemessene CO_2 -Oberflächenproduktion etwa den Tagesmittelwert repräsentiert, können die CO_2 -Produktionsverteilungen ebenfalls als Tagesmittelwertskurven aufgefaßt werden.

Die biologische Aktivität beschränkt sich also - zumindest im Spätherbst - auf die obersten 10 cm des Bodens. Noch schärfer fällt die Verteilung beim gärtnerischen Sand und beim Lehmboden aus. Wie beim Schluff zeigen übrigens auch die anderen beiden Böden eine Tendenz zu verringerter CO₂-Produktion in den bearbeiteten Parzellen über den gesamten Beobachtungszeitraum.

Die hier beschriebenen Messungen sollen fortgesetzt werden und damit eine Bestimmung der Verteilung der biologischen Aktivität zu anderen Jahreszeiten erlauben. Aussagen darüber sind auch aus den Beziehungen zum Wassergehalt und zur mittleren Temperatur als den eigentlichen bestimmenden Größen der biologischen Aktivität zu erwarten.

LITERATUR

BAKKER, J. W., and HIDDING, A. P., 1970:

The influence of soil structure and air content on gas diffusion in soils.

Neth. J. agric. Sci. 18, 37-48

HARTGE, K. H. und BECHER, H. H., 1971:

Ein Entnahmeggerät für Stechzylinderproben.

Z. Kulturt. flurber. 12, 276-284

RICHTER, J., 1972: Zur Methodik des Bodengashaushaltes.
I. Ökologisches Modell.

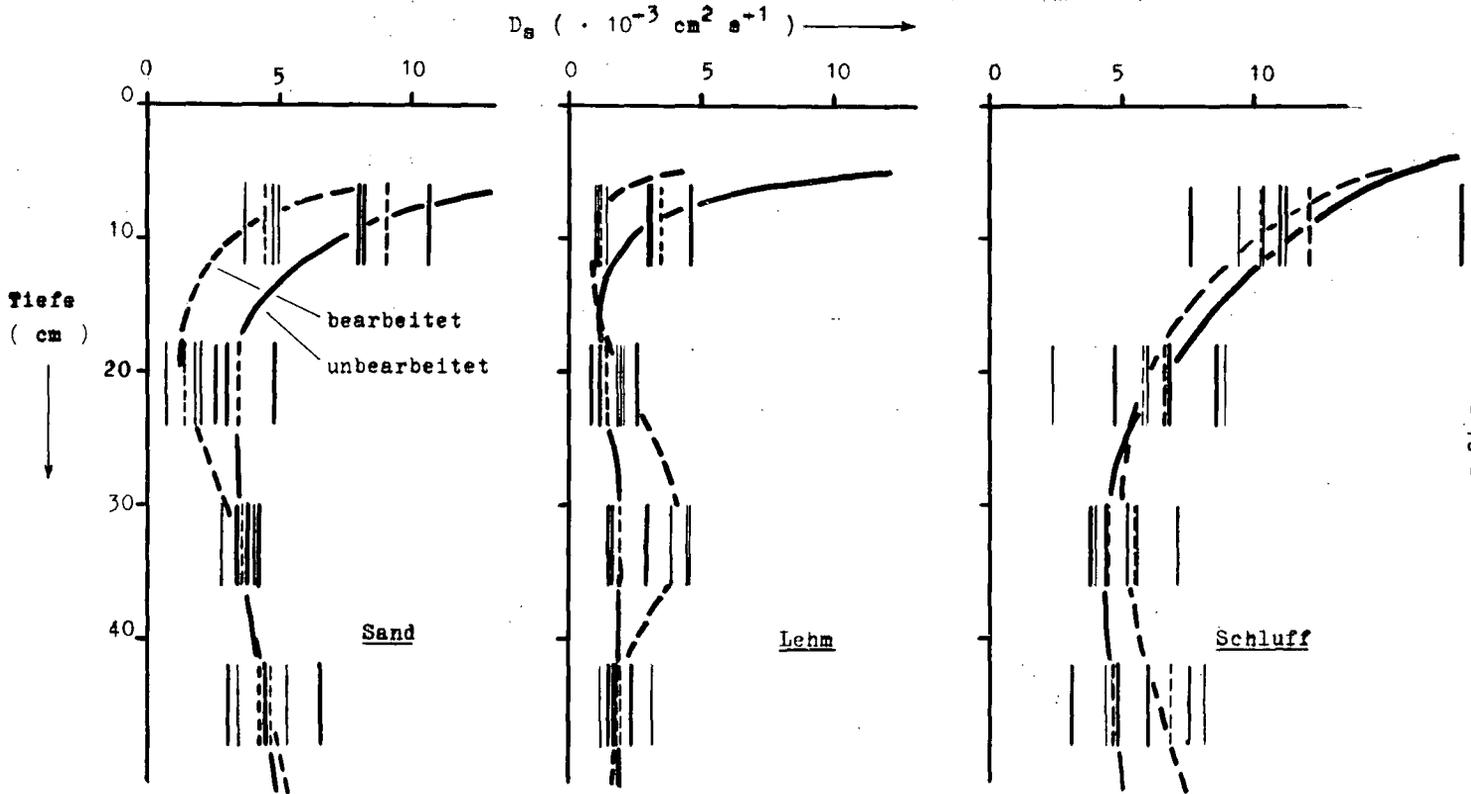
Z. Pflanzenern., Bodenkunde 132, 208-219

van BAVEL, C. H. M., 1952:

Gaseous diffusion in porous media.

Soil Sci. 73, 91-104

Abb. 1: Scheinbare Gasdiffusionskoeffizienten D_g beim Entnahme-
Wassergehalt, in Abhängigkeit von der Tiefe



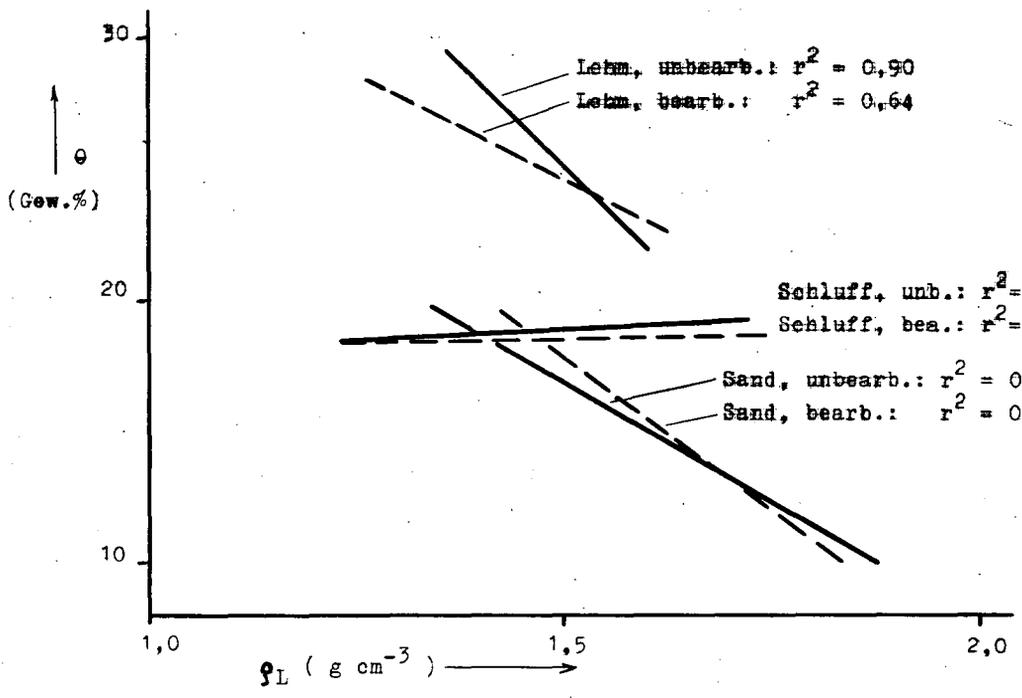


Abb.2: Der Wassergehalt θ (Gew.-%) in Abhängigkeit von der Lagerungsdichte ρ_L

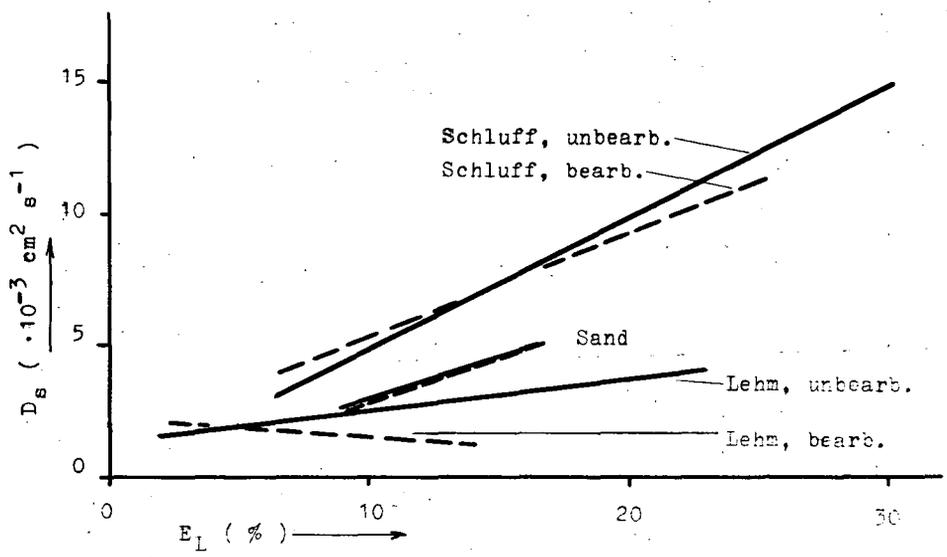


Abb.3: Lineare Korrelation zwischen scheinbarem Diffusionskoeffizienten und Luft-Porenanteil

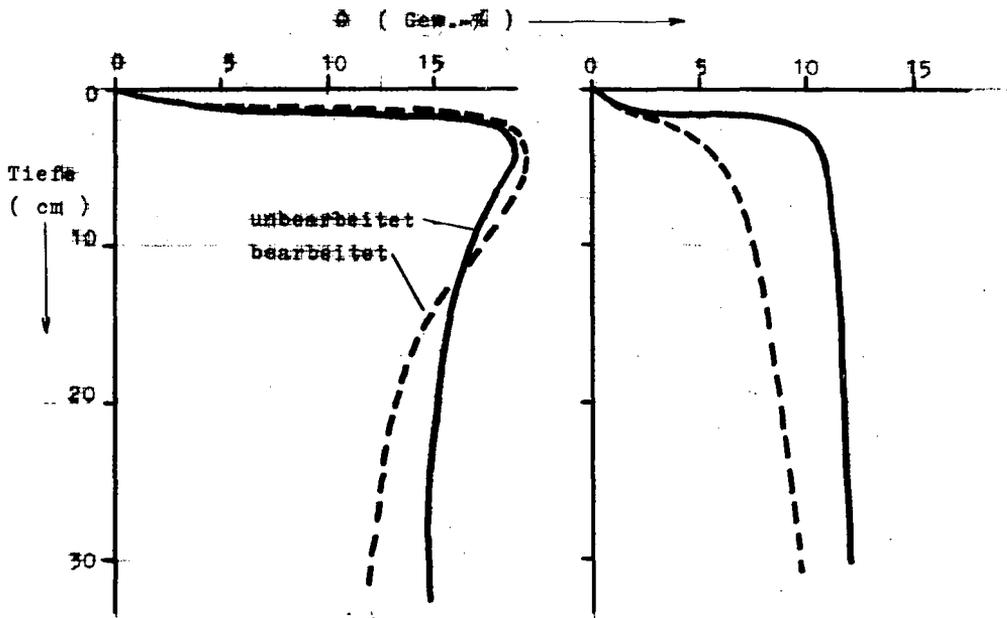


Abb.4: Feuchteprofil im Sand-Boden nach einem Niederschlag (links: 11.5.73) und während einer Trockenperiode (rechts: 10.8.73)

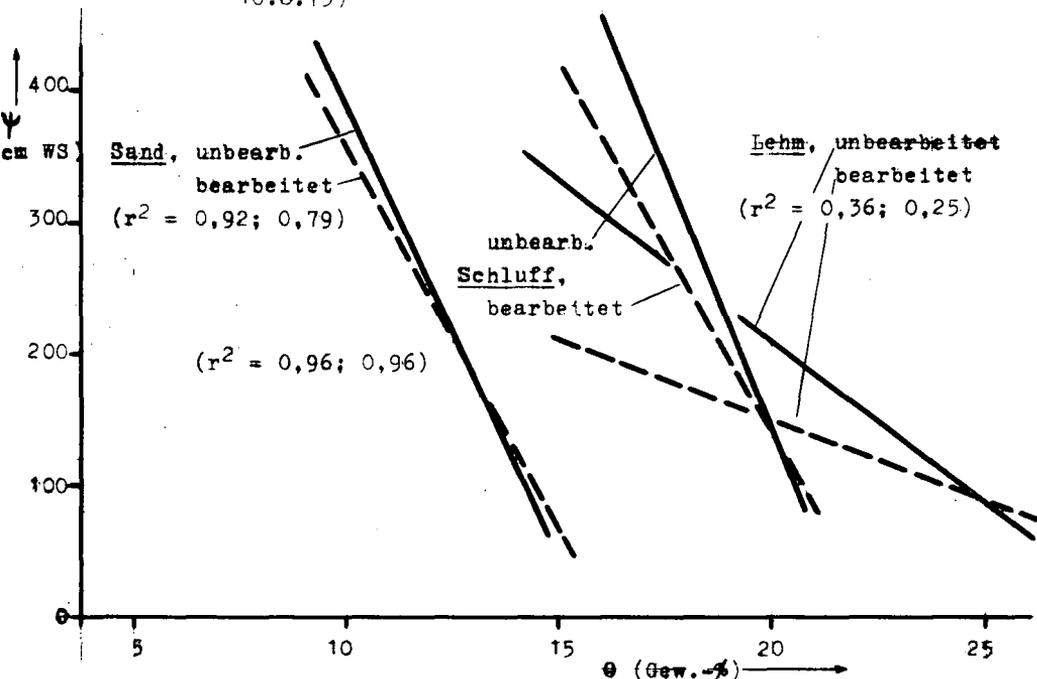


Abb.5: Mit Feldmethoden ermittelte Wasserspannungskuren

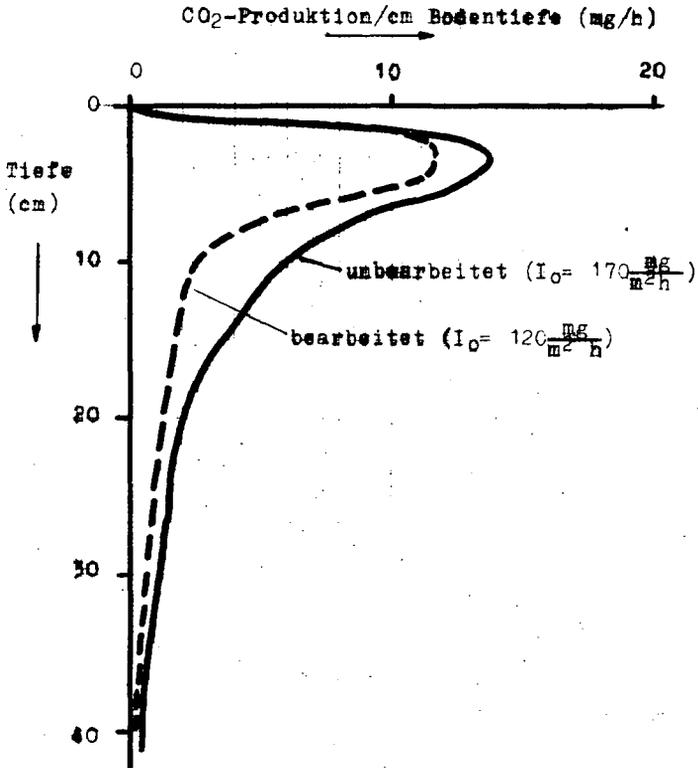


Abb. 6: CO₂-Produktionsprofil im Schluffboden (Oktober 1973)

Der Einfluß der Bodennutzung auf die physikalischen Eigenschaften und den Wasserhaushalt der Hildesheimer Feuchtschwarzerde

von
F. Beese *)

Mit diesem Beitrag soll gezeigt werden, welche Auswirkungen die Nutzungsänderung und damit verbundene Maßnahmen wie der Vorfluterausbau und die Anlage von Drainagen langfristig auf die physikalischen Eigenschaften und den Wasserhaushalt eines stauwasserbeeinflußten Standorts haben. Die Ergebnisse fußen auf dreijährigen Untersuchungen an 38 Acker- und 5 Waldstandorten im Verbreitungsgebiet der Hildesheimer Feuchtschwarzerde (2). Hier wurden im Zuge der Ausweitung des Zuckerrübenanbaus noch vorhandene Wälder bis auf kleine Reste gerodet. Um eine intensive ackerbauliche Nutzung zu gewährleisten, war der Ausbau der Vorfluter und die Anlage von Drainagen erforderlich. Im Untersuchungsareal sind die Drainagen zum Teil schon älter als 50 Jahre und in ihrer Funktion sehr stark beeinträchtigt. Durch die unterschiedliche Nutzung sind zwei in sich homogene Feuchtschwarzerdetypen entstanden ("Waldtyp", "Ackertyp"), die sich hinsichtlich ihrer physikalischen Eigenschaften und ihres Wasserhaushaltes deutlich voneinander abgrenzen lassen. Für die Homogenität des Ackertyps ist es dabei unerheblich, ob die Böden erst während der letzten 100 Jahre in Kultur genommen worden sind oder ob sie schon seit Jahrhunderten ackerbaulich genutzt werden.

Zuerst soll die Auswirkung der Nutzungsänderung auf die Porengrößenverteilung betrachtet werden, da aus den Mengenänderungen einzelner Porengrößenklassen bereits Kennwerte für den Luft- und Wasserhaushalt ermittelt werden können. In der Tabelle 1 sind für beide Feuchtschwarzerdetypen die arithmetischen Mittelwerte für das Gesamtporenvolumen und für einzelne Porengrößenklassen (Grob-, Mittel- und Feinporen) als Tiefenfunktion dargestellt. Darüber hinaus sind für das Gesamtporenvolumen und die einzelnen

*) Institut für Bodenkunde, 34 Göttingen, von-Siebold-Str. 4

Porengrößenklassen die Änderungen im Vergleich zum Waldtyp angegeben. Beim Bezug auf die Gewichtseinheit der festen Bodensubstanz ist ein unmittelbarer Vergleich der Änderungsbeträge einzelner Porengrößenbereiche möglich (3). Die Betrachtung der Gesamtporenvolumina zeigt, daß unter Ackernutzung im gesamten Profil eine Verdichtung stattgefunden hat (4).

In den oberen 40 cm beträgt die Volumenebnahme bis zu 20 Gew%, von denen ca. 50 % auf die Grobporen und jeweils 25 % auf Mittel- und Feinporen entfallen. Im Bereich 60 bis 140 cm geht die Abnahme des Gesamtporenvolumens kontinuierlich von 5 auf 0,5 Gew.% zurück. Die Grobporen weisen die größten Verluste in den oberen 60 cm auf. Unterhalb 60 cm ist ihr Anteil annähernd konstant. Auffällig ist die gleichmäßige Abnahme der Feinporen um ca. 5 Gew.% im A-Horizont. Als Ursache kann die starke Abnahme an organ.Substanz angesehen werden (1). Ein abweichendes Verhalten zeigen die Mittelporen, die in den oberen 20 cm um 4 Gew.% abnehmen, aber im Bereich 60 bis 100 cm einen Gewinn von ca. 2 - 3 Gew.% aufweisen. Im übrigen Profil ist ihr Anteil gleichbleibend.

Bezieht man die Porenanteile auf das Volumen, so kann festgestellt werden, daß die Summe der Grob- und Mittelporen über das gesamte Profil (140 cm) für beide Typen fast gleich ist (446 mm unter Wald, 439 mm unter Acker). Beim Ackertyp führte die Abnahme der Grobporen zu einem entsprechenden Anwachsen der Mittelporen.

Durch den stratigraphischen Aufbau des Gebietes (Kreideton im Untergrund) wird bei beiden Bodentypen ein nennenswerter Abfluß in Form von Sickerwasser verhindert. Überschüssiges Wasser kann in größeren Mengen nur lateral und ungespannt aus dem Gebiet abgeführt werden. Um den Einfluß der Ackernutzung auf die horizontale Wasserleitfähigkeit zu untersuchen, wurden unter Wald und Acker in vier Tiefen jeweils 18 Stechzylinder entnommen und im Labor die K_f -Werte bestimmt. Aus der Tabelle 2 ist zu entnehmen, daß im Bereich unter 30 cm keine gravierenden Unterschiede der K_f -Werte festzustellen sind. Die starke Abnahme im Bearbeitungsbereich des Ackertyps ist wohl auf eine Verminderung der Porenkontinuität zurückzuführen.

Diese Ergebnisse zeigen, daß die Ackernutzung zwar zu einer deutlichen Änderung der physikalischen Eigenschaften geführt hat, sie zeigen aber auch, daß allein aufgrund dieser Änderungen noch keine nennenswerten Änderungen des Wasserhaushaltes zu erwarten sind.

Tab. 1: GPV u. POREN-ANTEILE bei pF... bis pF... von FEUCHTSCHWARZERDEN
 A=ACKERNUTZUNG, W=WALDNUTZUNG und A-W; n(A)=76, n(W)=15 bzw. 10

TIEFE (cm)	TRD	GPV u. POREN-ANTEILE bei pF... bis pF... von FEUCHTSCHWARZERDEN																	
		GPV u. POREN - VOLUMEN %									GPV u. POREN-GEWICHTS %								
		GPV			Σ GP			Σ MP			Σ FP			GPV		Σ GP		Σ MP	
			< 2,5			2,5-4,2			> 4,2					< 2,5		2,5-4,2		> 4,2	
10	A	1,49	44,0	-12,3	10,0	-8,5	22,7	+0,3	11,3	-4,1	29,5	-19,0	6,7	-9,3	15,2	-4,1	7,6	-5,6	
	W	1,16	56,3		18,5		22,4		15,4		48,5		16,0		19,3		13,2		
20	A	1,50	43,3	-11,4	9,4	-6,9	21,8	-0,1	12,1	-4,4	28,9	-16,7	6,3	-7,3	14,5	-3,8	8,1	-5,6	
	W	1,20	54,7		16,3		21,9		16,5		45,6		13,6		18,3		13,7		
40	A	1,47	44,4	-8,4	10,7	-5,7	22,3	+2,3	11,4	-5,0	30,2	-12,0	7,3	-5,8	15,2	-0,8	7,7	-5,4	
	W	1,25	52,8		16,4		20,0		16,4		42,2		13,1		16,0		13,1		
60	A	1,46	44,5	-4,5	12,1	-3,0	21,4	-4,5	11,0	-6,0	30,5	-5,7	8,3	-2,9	14,7	+2,2	7,5	-5,1	
	W	1,35	49,0		15,1		16,9		17,0		36,3		11,2		12,5		12,6		
80	A	1,58	40,5	-2,7	6,9	-2,9	24,1	+6,2	9,5	-6,0	25,6	-3,0	4,4	-1,1	15,3	+3,4	5,9	-4,3	
	W	1,51	43,2		9,8		17,9		15,5		28,6		6,5		11,9		10,2		
100	A	1,64	38,6	-1,1	5,3	-0,3	24,4	+4,2	8,9	-5,0	23,5	-1,3	3,2	-0,3	14,9	+2,3	5,4	-3,3	
	W	1,60	39,7		5,6		20,2		13,9		24,8		3,5		12,6		8,7		
120	A	1,66	38,0	-0,6	6,8	+1,8	22,2	-0,6	9,0	-1,8	22,9	-0,8	4,1	+1,0	13,4	-0,6	5,4	-1,2	
	W	1,63	38,6		5,0		22,8		10,8		23,7		3,1		14,0		6,6		
140	A	1,65	37,8	-0,2	6,5	+0,3	22,5	-0,2	8,8	-0,3	22,9	-0,3	3,9	+0,1	13,7	-0,1	5,3	-0,3	
	W	1,64	38,0		6,2		22,7		9,1		23,2		3,8		13,8		5,6		

Tab. 2: K_f-WERTE (hor.) von FEUCHTSCHWARZERDEN

BODEN-TYP	Tiefe cm	K _f -WERTE		K _f Schwankungsber		Durchlässigkeit	
		cm/sec	cm/d	cm/sec			
FEUCHT-SCHWARZERDE	ACKER	25-30	6,3 x 10 ⁻³	550	8,1 x 10 ⁻²	1,8 x 10 ⁻⁴	mittel
		55-60	6,1 x 10 ⁻²	5300	8,9 x 10 ⁻²	3,1 x 10 ⁻³	stark
		85-90	4,8 x 10 ⁻³	420	3,6 x 10 ⁻³	7,4 x 10 ⁻⁴	mittel-schwach
		115-120	1,8 x 10 ⁻⁴	15	4,9 x 10 ⁻³	1,2 x 10 ⁻⁵	schwach-sehr schw.
	WALD	25-30	8,8 x 10 ⁻²	7500	8,6 x 10 ⁻¹	2,9 x 10 ⁻³	stark
		55-60	7,7 x 10 ⁻²	6700	1,7 x 10 ⁻¹	4,2 x 10 ⁻³	stark
		85-90	8,6 x 10 ⁻³	750	6,1 x 10 ⁻²	8,2 x 10 ⁻⁴	mittel
		115-120	2,5 x 10 ⁻⁴	20	7,1 x 10 ⁻³	6,8 x 10 ⁻⁵	schwach-sehr schw.
TON	>140	5,4 x 10 ⁻⁶	0,5	4,1 x 10 ⁻⁵	7,8 x 10 ⁻⁷	extrem schwach	

Wenn, wie im folgenden gezeigt werden wird, die Nutzungsänderung auch einen großen Einfluß auf den Wasserhaushalt dieser Bodentypen hat, so ist die Ursache dafür in den unterschiedlichen Wasseransprüchen einzelner Nutzungsarten zu sehen.

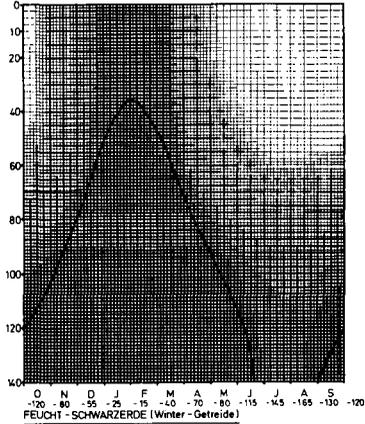
Die Ergebnisse der dreijährigen, im Abstand von 14 Tagen durchgeführten, Bodenwassergehaltsmessungen sind für das Niederschlags-Normaljahr in sogenannten Pedohydrogrammen zusammengefaßt worden (Abb. S. 83).

In den Pedohydrogrammen sind die Luft-Chronoisoplethen, d. h. die Flächen gleichen Luftfüllungszustandes dargestellt. Die Prozentangaben stellen gleichzeitig das Wassersättigungsdefizit in mm Wasserhöhe je 10 cm Bodenschicht gegenüber vollständiger Wassersättigung dar. Unter der Monatsabzisse finden sich in mm Wasserhöhe die jeweiligen Monats-Wasserdefizit-Beträge der 140 cm Bodendecke gegenüber vollständiger Sättigung. Die dicke, ausgezogene Linie gibt jeweils den Gang des Stauwasserspiegels wieder. Da sich die Änderungen des Wasser- und Luftgehaltes im Boden gegenläufig verhalten, soll sich die Betrachtung auf eine Größe - in diesem Fall auf den Luftgehalt - beschränken.

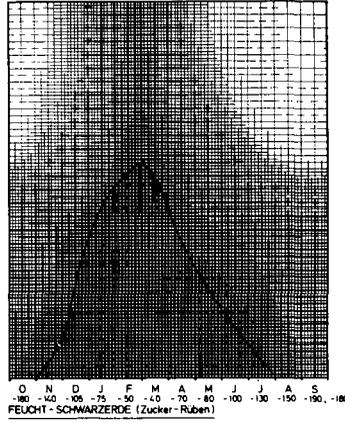
Zuerst sollen die Verhältnisse des Unterbodens - des Abschnittes unter 80 cm - betrachtet werden. Hier kann die Änderung allein auf den Evapotranspirationentzug zurückgeführt werden, da der Grabenabfluß im Mittel erst bei Grundwasserständen von 80 cm einsetzt. Im Zuge der sommerlichen Evapotranspiration dringt Luft in den Unterboden ein. Unter Wintergetreide macht das an der Basis nicht mehr als 2 - 3 Vol% aus und in 80 cm ca. 8 Vol%. Die stärker transpirierenden Zuckerrüben durchlüften den unteren Bereich besser. Der Luftgehalt an der Basis beträgt maximal 6 - 7 bzw. 10 - 11 Vol% in 80 cm Tiefe. Der Belüftungsgrad des Laub-Waldes wird jedoch nicht erreicht, da dieser im Sommer 12 - 13 bzw. 20 - 21 Vol% luftgefüllte Poren aufweist. Im Winter ist unterhalb des Stauwasserspiegels, dessen maximale Spiegelhöhe vom Wintergetreide über Zuckerrüben zum Wald hin sinkt, eine fast vollständige Wassersättigung gegeben. Nur in Bereichen stärkerer Austrocknung unter Ackernutzung und unter Wald treten Zonen mit eingeschlossener Luft auf. Ihr Anteil macht ca. 3 Vol% aus.

Größer als im Unterboden, sind die nutzungsbedingten Schwankungen des Luft- bzw. Wassergehaltes im Oberboden. Für das Niederschlags-Normaljahr ($N = 665$ mm) konnten für die Feuchtschwarzerden folgende Evapotranspirations- und Interceptionswerte (ETI) ermittelt werden. Wald = 665 mm,

Tiefe cm u.O.



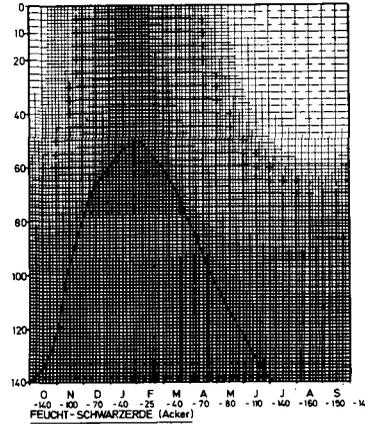
FEUCHT - SCHWARZERDE (Winter-Getreide)



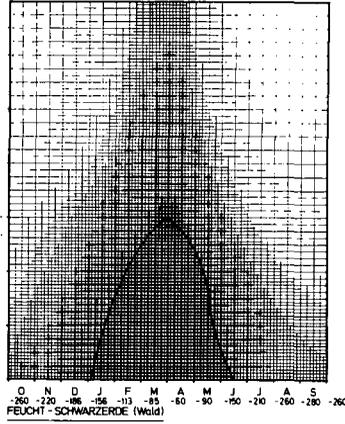
FEUCHT - SCHWARZERDE (Zucker-Ruben)

PEDOHYDROGAMME der
HILDESHEIMER -
FEUCHT-SCHWARZERDE

Tiefe cm u.O.

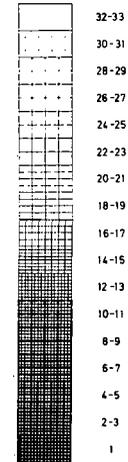


FEUCHT - SCHWARZERDE (Acker)



FEUCHT - SCHWARZERDE (Wald)

Vorrats-Defizit in Vol. %



Zuckerrüben = 580 mm und Wintergetreide = 520 mm. Entsprechend betrug der Grabenabfluß unter Wald = 0 mm, unter Zuckerrüben = 85 mm und unter Wintergetreide = 145 mm. Anteile des Grabenabflußwassers werden bei Acker-
nutzung zwischenzeitlich im A-Horizont gespeichert und führen dort zeit-
weilig zu fast völliger Wasseraufsättigung des Porenraumes. Legt man für
ein optimales Wurzelwachstum ein Luftvolumen von 8 Vol% zugrunde und
vergleicht die Luftgehalte in 60 und 10 cm Tiefe, so ergibt sich folgen-
des Bild. Die 8%-Grenze wird in 60 cm Tiefe unter W-Getreide für 5 Monate,
unter Z-Rüben für 6.5 Monate und unter Wald für 10 Monate überschritten.
Im 10 cm Bereich kann festgestellt werden, daß die Grenze unter W-Getreide
nur 4, unter Zuckerrüben nur 2 Monate nicht erreicht wird. Unter Wald
liegen die Werte immer über 8 Vol%.

Auch die Ganglinie des Stauwasserspiegels gibt die hohen Wassersättigungs-
grade des Porenraumes unter Ackernutzung wider. Bei Getreidenutzung ist
das Profil nur gut zwei Monate stauwasserfrei. Bereits im November ist
das 80 cm-Niveau erreicht, bei dem der Grabenabfluß einsetzt. Im Januar
wird mit 35 cm unter der Oberfläche ein Maximalwert erreicht. Unter
Zuckerrüben ist das Profil etwas länger frei von Stauwasser (3 Monate),
der Grabenabfluß setzt erst Anfang Januar ein und mit 60 cm u. O. wird
Ende Februar der Höchststand erlangt. Mehr als die Hälfte des Jahres
ist das Profil unter Wald frei von ungespanntem Wasser. Erst Anfang April
wird ein Niveau erreicht bei dem der Grabenabfluß einsetzen könnte, was
aber durch den einsetzenden Vegetationsentzug verhindert wird.

Zusammenfassend lassen sich folgende Ergebnisse festhalten:

1. Durch die Acker-nutzung ist das Gesamtporenvolumen in den oberen 80 cm
stark reduziert worden. Im oberen A-Horizont sind davon alle Poren-
größenklassen betroffen. Ursache dafür mag eine geringere biologische
Aktivität und Kompression durch Bearbeitung bei zu hohen Wassergehalten
sein. Die Abnahme der Feinporen im A-Horizont kann auf den starken
Rückgang der org. Substanz zurückgeführt werden. Eine echte Porenver-
teilung kann nur im unteren A-Horizont und im A/C-Bereich festgestellt
werden.
2. Die K_p -Werte haben nur im Bearbeitungsbereich der Acker-Fauchtschwarze
eine nennenswerte Veränderung erfahren.
3. Die starke Differenzierung des Wasserhaushaltes wird durch die stark
voneinander abweichende ETI der einzelnen Nutzungsarten hervorgerufen.

Die in der Reihenfolge Wald - Zuckerrüben - Wintergetreide abnehmende ETI führt zu zunehmender Vernässung des Bodens.

4. In Zukunft durchzuführende Meliorationsmaßnahmen müßten dazu führen den hohen Anstieg des Stauwassers zu vermeiden. Dieses würde zur Folge haben, daß auch in nassen Jahren immer eine ausreichende Belüftung gegeben ist, und daß die Bearbeitung unter günstigeren Bedingungen erfolgen könnte. Durch eine derartige Maßnahme wäre die optimale Wasserversorgung der Kulturpflanzen in keiner Weise gefährdet, da im Normaljahr unter Wintergetreide lediglich 38 Vol% und unter Zuckerrüben nur 45 Vol% der aktiven Speicherkapazität ($aSK = GPV - FP$) beansprucht werden.

LITERATUR

- (1) BAILLY, F. u. HARTGE, K.H. (1967):
Porenvolumen und Porengrößenverteilung in Löß-Parabraunerden im südl. Niedersachsen
Z. Pflanzenernährung u. Bodenkunde, Bd. 115, 17-28
- (2) BEESE, F. u. MEYER, B. (1972):
Der Wasserhaushalt von Feucht-Schwarzerde- und Griserde-Landschaften im niedersächsischen Löß-Vorland der Mitteldeutschen Schwelle.
Mitteilung I bis IV. Göttinger Bodenkundl. Ber. 22
- (3) EHLERS, W. (1973): Gesamtporenvolumen und Porengrößen-Verteilung in unbearbeiteten und bearbeiteten Lößböden.
Z. Pflanzenernährung u. Bodenkunde 134, 193-288
- (4) STREBEL, O. (1966): Beziehungen zwischen Bodengenese, Nutzungsart und Eigenschaften des Porensystems von Lößböden des Raumes Sarstedt.
Z. Pflanzenernährung und Bodenkunde, Bd. 112, 30-37

Bodenstruktur und Wasserhaushalt im bearbeitungsfreien Ackerbau aufLÖB-Parabraunerde

von
W. Ehlers *)

1. Bodenstruktur

Parabraunerden aus LÖB besitzen von Natur aus im A_p -Horizont kein Calciumcarbonat und verfügen bei einem hohen Schluffanteil über nur geringe Gehalte an Ton und Humus. Deshalb sind diese Böden sehr strukturlabil. Nach einer Bodenbearbeitung neigen die Böden bei starken Niederschlägen zur oberflächlichen Verschlammung durch Aggregatzerfall und Ton-Schluff-Segregation. Flächen am Hang zeigen häufig Bodenerosion, besonders wenn sie mit Früchten in weitem Reihenabstand bestellt sind.

Gewöhnlich kann man an der Grenze vom A_p - zum A_1 -Horizont eine durch Bodenbearbeitung entstandene Verdichtung nachweisen (5). Sie gibt sich durch Abnahme des Gesamtporenvolumens und der groben Poren $> 30 \mu$ zu erkennen.

Werden diese Böden nicht mehr mechanisch gelockert, sondern erfolgt der Anbau annueller Kulturpflanzen "bearbeitungsfrei" mit speziellen Anbauverfahren (2), wobei die Unkräuter und Zwischenfrüchte mit Herbiziden abgetötet werden, wird die Struktur des alten A_p -Horizontes dichter (4,5) und die Erntereste bilden eine oberflächliche Mulchsicht. Die in dieser Weise genutzten Ackerflächen sind strukturstabil und tragfähig (1), die Verschlammungsneigung ist erheblich reduziert. Nach einigen Jahren des bearbeitungsfreien Ackerbaus ist die durch frühere Bearbeitung entstandene Verdichtung nicht mehr nachzuweisen (5). Sie wird durch die biologische Aktivität von Pflanzenwurzeln und Regenwürmern wieder aufgelockert (5, 6, 10).

*) Institut für Pflanzenbau und Pflanzenzüchtung der Universität Göttingen, 34 Göttingen, von-Siebold-Str. 8

2. Infiltration

Trotz der dichteren Bodenstruktur in Oberflächennähe wird die Wasserinfiltration durch den bearbeitungsfreien Ackerbau gefördert. Bei Starkregen verläuft der Infiltrationsvorgang nämlich nicht wie bei dem bearbeiteten Boden nach dem "klassischen" Modell ab. Dieses Modell ist durch Ausbildung einer Sättigungs-, Transport- und Befeuchtungszone sowie einer Befeuchtungsfront im Bodenprofil gekennzeichnet. Beim unbearbeiteten Boden kann vielmehr das infiltrierende Wasser sehr schnell entgegen dem in der Bodenmatrix existierenden hydraulischen Gradienten in größere Bodentiefe abgeleitet werden. Diese Ableitung geschieht durch Regenwurmrohre, die bis an die Bodenoberfläche reichen und dort ungespanntes Wasser aufnehmen können (6). Messungen und Berechnungen zeigen, daß allein durch diese Regenwurmgänge Niederschläge von einer Intensität von über 1 mm pro Minute abgeführt werden können, obwohl die Gänge nur 0,2 % vom Gesamtvolumen ausmachen (6).

Durch Saugspannungsmessungen mit Tensiometern konnte nachgewiesen werden, daß auf den bearbeiteten Flächen neben der Verschlammungsschicht an der Bodenoberfläche die Verdichtungszone an der Grenze des A_p - zum A_1 -Horizont die Infiltration in den Unterboden verzögert bzw. hemmt (5).

Die unterschiedlichen Prozesse der Wasserinfiltration beeinflussen die Hystereseerscheinungen im Boden und die Profile der Matrix-Potentiale. Häufig konnten bei gleichen Wassergehalten in den Bodenprofilen beider Bearbeitungsvarianten auf dem unbearbeiteten Boden die höheren Matrix-Potentiale ($\hat{=}$ niedrigere Saugspannungen) gemessen werden.

3. Evaporation und Tiefensickerung

Eine von RENGGER u. a. (7) mitgeteilte Methode erlaubt es, auf brach gehaltenen Flächen die Evaporation und die Tiefenversickerung voneinander zu trennen. Die Methode ist an das Vorhandensein einer sogenannten "Wasserscheide" im Bodenprofil gebunden. In Höhe der Wasserscheide ist der hydraulische Gradient gleich Null. In Perioden ohne Niederschlag war eine solche Wasserscheide im Bodenprofil der Brache stets nachzuweisen, nicht aber in niederschlagsreichen Perioden, in deren Verlauf

sie häufig aufgelöst wurde. Für niederschlagsfreie Perioden des Sommerhalbjahres 1971 wurden die Evaporations- und Sickerraten berechnet. Große und eindeutige Unterschiede konnten zwischen den Bearbeitungsvarianten nicht gefunden werden. Die Evaporations- und Sickerraten sind von Mai bis Juli größer als von August bis November. Nach Niederschlägen sind die Evaporationsraten anfangs hoch, sinken dann nach einigen Tagen aber schnell ab. Auf beiden Bearbeitungsvarianten wurden im Durchschnitt 1,1 mm pro Tag evaporiert und 0,7 mm pro Tag gingen durch Tiefenversickerung aus dem untersuchten 2 m mächtigen Bodensolum verloren.

4. Ungesättigte hydraulische Leitfähigkeit

In Anlehnung an die Arbeiten von ROSE u. a. (8), van BAVEL u. a. (9) und RENGGER u. a. (7) wurde die ungesättigte hydraulische Leitfähigkeit für verschiedene Schichten der bearbeiteten und unbearbeiteten Brache kalkuliert. Werte im niedrigen Saugspannungsbereich wurden nach einer Methode von BENNECKE (mündliche Mitteilung) berechnet. In diesem niedrigen Saugspannungsbereich, d. h. bis ca. 100 cm H_2O , liegt die hydraulische Leitfähigkeit der Schichten 20 - 30 cm und 30 - 40 cm des unbearbeiteten Bodens deutlich höher als die des bearbeiteten Bodens.

Man kann daher feststellen, daß der seit mehreren Jahren nicht mehr bearbeitete Boden über ein effektives Grobporensystem verfügt, welches die Bodenoberfläche mit dem Unterboden ohne Unterbrechung verbindet und durch das Wasser im ungespannten Zustand abgeleitet werden kann (3, 6). Weiterhin kann man annehmen, daß auch jene Poren (größer als ca. 30 μ), in denen Wasser im gespannten Zustand durch die Bodenmatrix aufgrund hydraulischer Gradienten geleitet wird, auf dem unbearbeiteten Boden über eine größere Kontinuität verfügen.

LITERATUR

1. BAEUMER, K., PAPE, G.: Ergebnisse und Aussichten des Anbaus von Zuckerrüben im Ackerbausystem ohne Bodenbearbeitung.
Zucker 25, 711-718, 1972
2. BAEUMER, K., BAKERMANS, W.A.P.: Zero-tillage.
Adv. Agronomy 25, 77-123, 1973
3. DIXON, R. M., PETERSON, A. E.: Water infiltration control: A channel system concept.
Soil Sci.Soc.Amer.Proc. 35, 968-973, 1971
4. EHLERS, W.: Gesamtvolumen und Porengrößenverteilung in unbearbeiteten und bearbeiteten Lößböden.
Z. Pflanzenernähr. und Bodenkunde 134, 193-207, 1973
5. EHLERS, W.: Strukturzustand und zeitliche Änderung der Wasser- und Luftgehalte während einer Vegetationsperiode in unbearbeiteter und bearbeiteter Löß-Parabraunerde.
Z. Acker- u. Pflanzenbau 137, 213-232, 1973
6. EHLERS, W.: Observations on earthworm channels and infiltration in tilled and untilled loess soil.
Soil Sci. im Druck
7. RENGER, M., GIESEL, W., STREBEL, O., LORCH, S.: Erste Ergebnisse zur quantitativen Erfassung der Wasserhaushaltskomponenten in der ungesättigten Bodenzone.
Z. Pflanzenernähr. u. Bodenkde 126, 15-33, 1970
8. ROSE, C. W., STERN, W. R., DRUMMOND, J. E.: Determination of hydraulic conductivity as a function of depth and water content for soil in situ.
Aust. J. Soil Res. 3, 1-9, 1965
9. VAN BAVEL, C.H.M., STIRK, G. B., BRUST, K. J.: Hydraulic properties of a clay loam soil and the field measurement of water uptake by roots: I. Interpretation of water content and pressure profiles.
Soil Sci. Soc. Amer. Proc. 32, 310-317, 1968
10. VETTER, H., LICHTENSTEIN, H.: Die biologische Auflösung von Unterbodenverdichtungen.
Landw. Forsch., Sonderheft 22, 85-88, 1968

Die Bodenwertzahl als Hilfsmittel bei der Charakterisierung von
meliorationsbezogenen Bodenparametern

von
W. Czeratzki*)

I. Einleitung

Bodenmeliorationen verfolgen in der Regel das Ziel, den Wasserhaushalt des Bodens so zu beeinflussen, daß die nachteiligen Folgen eines Wasserüberschusses oder Wasserdefizits für die Pflanzenproduktion behoben werden.

Da für die Beurteilung der beiden Schadensfälle die Kenntnis der Grenzwerte der Bodenwasserspeicherung sowie der damit zusammenhängenden Porositätswerte erforderlich ist, besteht ein Bedarf an bereits vorhandenen, leicht interpretierbaren Unterlagen, die auch für den Landwirt oder seinen Berater leicht zu beschaffen sind.

So ist z. B. für die Planung und Einsatzlenkung von Beregnungsanlagen die Kenntnis von Feldkapazität, Welkepunkt und nutzbarer Kapazität auf der Beregnungsfläche erforderlich (1). Denn diese 3 Kennwerte bestimmen die vom Boden abhängige Beregnungsbedürftigkeit eines Anbaustandortes. Aber auch für die Planung von anderen meliorativen Maßnahmen sind diese Kennwerte von Bedeutung.

Für die Erarbeitung dieser Kennwerte in der Praxis entfallen aus verständlichen Gründen - auch wenn sie noch so einfach sind - Labormethoden oder Feldmethoden, die durch Laboruntersuchungen ergänzt werden müssen.

II. Bodenwertzahl und bodenphysikalische Kennwerte

a) Bodenwasserspeicherung auf Beregnungsstandorten

Bei der Beurteilung der Beregnungsbedürftigkeit führten diese Gründe zur Entwicklung von Methoden auf der Grundlage von korrelativen Zusammenhängen.

*) Institut für Pflanzenbau und Saatgutforschung, Forschungsanstalt für Landwirtschaft, Braunschweig-Völkenrode

Eine dieser Ersatzmethoden basiert auf dem relativ straffen Zusammenhang zwischen Bodenart und Feldkapazität sowie zwischen Bodenart und Welkepunkt.

Aufgrund dieses Einflusses konnten für das Berechnungsgebiet in der Lüneburger Heide relativ enge Beziehungen ($r = 0,98$) zwischen Feldkapazität und nutzbarer Kapazität gefunden werden:

$$y = 0,774x - 0,171 \text{ (Feldkapazität } x \text{ und nutzbare Kapazität } y \text{ als WG in Gew\%)} \quad (2).$$

Aus dieser Regressionsgleichung ergibt sich als grober Anhalt, daß im Untersuchungsgebiet auf den sandigen Böden bis zu Bodenwertzahlen von etwa 40 - 50 Punkten die pflanzennutzbare Kapazität ungefähr 75 % der Feldkapazität beträgt.

Die bisher geringe Anwendung auch dieses relativ einfachen Untersuchungsverfahrens in der Praxis führte zur Entwicklung des folgenden untersuchungsfreien Verfahrens.

Ausgangspunkt hierfür war die oben erwähnte enge Beziehung zwischen den Kennwerten des Bodenwasserhaushaltes und der Bodenart.

Die Bodenart ihrerseits ist aber auch der Primärfaktor für die Einstufung der Böden nach ihrer Fruchtbarkeit bei der Reichsbodenschätzung (3).

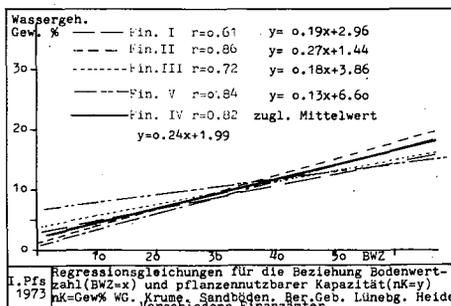
Aus diesem Grunde lag ein Zusammenhang zwischen den Bodenwertzahlen (BWZ) der Reichsbodenschätzung und den Kennwerten des Bodenwasserhaushaltes nahe.

Die Untersuchungen dieses Zusammenhanges wurden an Bodenstandorten durchgeführt, von denen neben den 3 Bodenkennwerten auch die Bodenwertzahlen der Reichsbodenschätzung *) vorlagen.

Da nicht anzunehmen war, daß in allen 5 Kreisfinanzämtern die gleichen Schätzungskommissionen tätig gewesen sind, und deshalb subjektive Abweichungen in den Schätzungsergebnissen zu vermuten waren, wurde die erste Regressionsanalyse getrennt nach den 5 Kreisfinanzämtern durchgeführt. Das Ergebnis dieser Regressionsanalyse ist in Abb. 1 enthalten.

*) Der Oberfinanzdirektion Hannover sowie den beteiligten Kreisfinanzämtern Burgdorf, Celle, Gifhorn, Peine, Braunschweig und Helmstedt sei an dieser Stelle für die Überlassung der Bodenwertzahlen der Untersuchungsstandorte gedankt.

Abb. 1



Wie hieraus ersichtlich, sind:

1. die Korrelationskoeffizienten (r) mit einer Ausnahme relativ gut.
Ihr Zahlenwert schwankt zwischen $r = 0,61$ bis $r = 0,82$;
2. die Regressionskoeffizienten mit Werten zwischen $b = 0,13$ bis $b = 0,27$ relativ einheitlich;
3. die Konstanten der Regressionsgleichungen im Zahlenwert, mit Ausnahme des Kreisfinanzamtes V, nicht sehr unterschiedlich.

Insgesamt zeigt die Regressionsanalyse, daß sich die Schätzungsergebnisse zwischen den 5 Finanzämtern nicht wesentlich voneinander unterscheiden, so daß ihre Ergebnisse zusammengefaßt werden konnten.

Beim nächsten Schritt wurden die Werte noch getrennt nach Sandböden und Sand + sandige Lehmböden ausgewertet. Da sich die Regressionsanalysen für diese beiden Bodenartenkollektive nur unwesentlich voneinander unterschieden, konnte auch die Trennung nach den Bodenarten bis etwa zu den sandigen Lehmen aufgegeben werden.

Für alle Standorte wurde die Feldkapazität durch Feldmessung als Wassergehalt in Gewichtsprozenten bestimmt. Bei Anwendung auf die Feldberechnung ist jedoch die Angabe in mm WH notwendig.

Da für die Umrechnung auf diesen Wert das Trockenraumgewicht (Volumengewicht) r_t des Bodens erforderlich ist, wurden an einer Auswahl von Standorten Stechzylinderproben aus der Krume, aus der Pflugschle und aus dem Unterboden entnommen. In diesen Proben wurden bestimmt: das Porenvolumen, der Wassergehalt bei 50 und 100 cm We Saugspannung, der permanente Welkepunkt und das Trockenraumgewicht.

Für das Trockenraumgewicht wurden Werte zwischen 1.54 bis 1.63 g/cm³ ermittelt. Aus diesen Werten ergaben sich ähnliche Regressionsgeraden, so daß die in Abb. 2 dargestellte Gerade für die Beziehung zwischen Bodenwertzahl und pflanzennutzbarer Kapazität berechnet werden konnte. Sie gilt bis zur Bodenart 1S = sandiger Lehm und etwa bis zur Bodenwertzahl 50 und streng genommen nur für das untersuchte Gebiet.

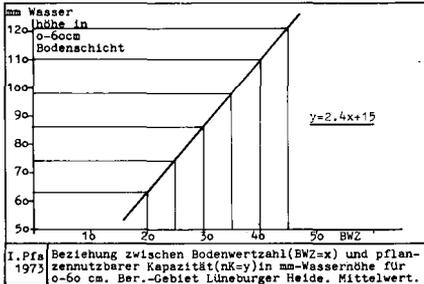


Abb. 2

Boden- ert	BWZ	n	Por.Vol.		Lu. Fk.		rt g/cm ³	
			Kr. U.Gr	U.Gr	Kr. U.Gr	U.Gr	Kr. U.Gr	U.Gr
S	23	22	40.7	41.5	20.6	27.6	1.56	1.58
S1	38	12	39.6	41.2	15.7	18.3	1.59	1.58
1S	43	15	40.9	40.6	11.6	17.3	1.57	1.51
SL+sL	57	10	41.5	39.2	6.2	11.2	1.54	1.63
L(Ls)	86	25	41.6	45.2	4.2	10.9	1.22	1.46
			Fk.Gew%		P.P.Gew%		nk Gew%	
S	23		12.9	8.8	3.2	1.6	9.7	7.2
S1	38		16.3	14.7	3.5	2.7	12.7	12.0
1S	43		15.4	14.2	3.9	2.7	14.5	11.5
SL+1S	57		22.2	17.2	5.2	4.3	17.6	12.9
L(Ls)	86		24.6	23.5	7.0	7.6	17.6	15.9

I. Pfs. 1974 Zusammenhang zwischen Bodenwertzahl (BWZ, und Porenvolumen, Luftgehalt bei Feldkapazität (LG.Fk.), Trockenraumgewicht (rt), Feldkapazität (FK), Welkepunkt (P.P) und nutzbarer Kapazität (nk)

Abb. 3

b) Porositätsverhältnisse

Desweiteren wurde für ausgewählte Standorte der Zusammenhang zwischen Bodenwertzahl und Porositätsparametern untersucht. In diese Untersuchungen wurden auch Lehmböden aus Löss einbezogen, deren Bodenwertzahl > 75 war.

Das Ergebnis ist in Abb. 3 enthalten. Wie aus den Werten ersichtlich, besteht bei den sandigen Bodenarten kein Zusammenhang zwischen der Bodenwertzahl und dem Gesamtporenvolumen oder dem Trockenraumgewicht des Bodens.

Beide Parameter bleiben vom Sand S bis zu den Bodenarten SL und 1S mit Porenvolumenwerten zwischen 39,2 - 41,6 Vol% bzw. Trockenraumgewichten von 1,54 - 1,63 g/cm³ sehr konstant.

Dagegen steht der Luftgehalt bei Feldkapazität als Komplementär des Wassergehaltes in umgekehrtem Verhältnis zur Bodenwertzahl. Nach Abb. 4 liegt für die sandigen Böden eine lineare Regression vor.

Wie aus den Werten in Abb. 3 hervorgeht, stehen die untersuchten Lehmböden aus Löss mit einer durchschnittlichen Bodenwertzahl von 86 in den Wasserspeicherungswerten des Unterbodens an der Spitze der Bodenreihe.

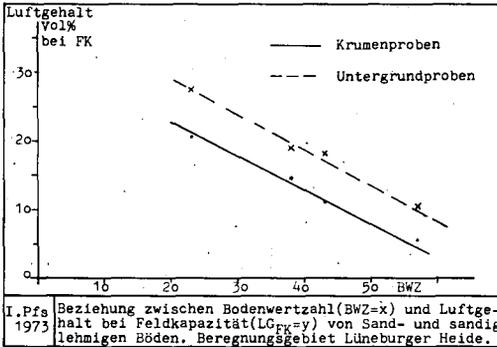


Abb. 4

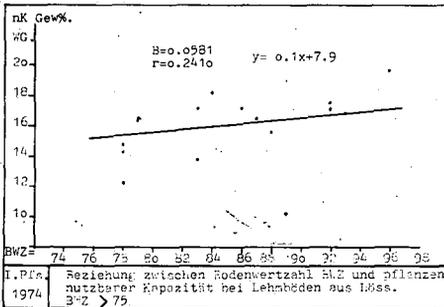


Abb. 5

$$97:17 = 5,7$$

$$76:15 = 5,1$$

Aber wie aus Abb. 5 ersichtlich, besteht bei dieser Bodengruppe nur eine sehr schwache Beziehung zwischen Bodenwertzahl und nutzbarer Kapazität. Bei der Schätzung dieser Böden wurden deshalb andere Kriterien als die Kenngrößen des Bodenwasserhaushaltes zugrunde gelegt, die sich für diese Bodenart im Optimum befinden.

Dieses Optimum ist auch bei den Porositätsverhältnissen vorhanden, sofern man zuerst einmal den Ap-Horizont einschließlich der Furchensohle außer acht läßt. Denn im Unterboden haben diese Böden bei einer durchschnittlichen BWZ von 86 ein Porenvolumen von 45 Vol%. Sie liegen damit im Optimalbereich für das Pflanzenwachstum (4).

c) Bodenverdichtungen

Auffallend ist hier der niedrige PV-Wert (41,6 Vol) dieser Böden in der Krume. Dieser Wert kann, da die Messungen auf Stoppelflächen durchgeführt worden sind, nur auf den Bodendruck des Fahrverkehrs zurückgeführt werden.

Dieser Faktor ist auch für die Bodenverdichtungen im Bereich der Furchensohle verantwortlich. Nur werden sie hier allein durch das Furchenrad des Schleppers beim Pflügen verursacht.

Dies beweist Abb. 6, in der PV-Messungen in der Furchensohle von 2 Tiefumbruchflächen zusammengestellt sind, die später konventionell auf ca. 27 cm gepflügt worden sind. Auf der Umbruchfläche Halchter wurde bis 1969 mit einem neben der Furche fahrenden Raupenschlepper gepflügt, so daß die Furchensohlenverdichtung später erfolgt ist als in Ohlendorf, wo von Anfang an mit einem Radschlepper gepflügt worden ist. Läßt man diese Verzögerung außer acht, so ist in beiden Fällen die Verdichtung innerhalb von 3 Jahren entstanden. Solche verdichteten Furchensohlen weisen, wie aus Abb. 7 hervorgeht, auch viele andere Lehmböden aus Löss auf. Die dargestellten 17 Standorte haben im Untergrund ein Porenvolumen von 45,8 Vol%, in der Furchensohle dagegen ein solches von 42,5 - also ein Minus von 3,3 Vol%.

Noch stärker ist der Abfall beim Luftgehalt bei 100 cm Ws von 12,3 auf 7,8 Vol = -4,5 Vol%.

Solche Furchensohlenverdichtungen treten, wie Abb. 8 zeigt, gerade auf Böden mit hohen BWZ auf. Hier konnten sie in fast 75 %, auf den Sandböden dagegen nur in 53 % der Fälle nachgewiesen werden.

(Abb. 6, 7, 8 siehe nächste Seite)

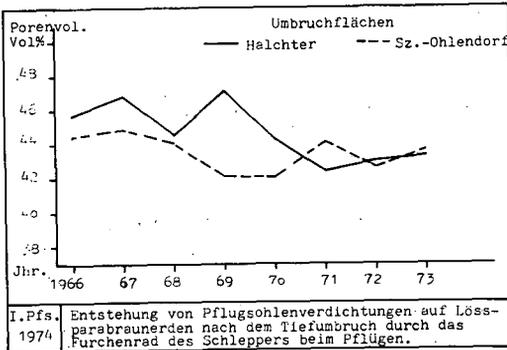


Abb. 6

Tiefe	Zahl	Porenvol. Vol%		Luftgehalt Vol% bei cm Ws			
			Dif.	50	Dif.	100	Dif.
Krume	17	41.6	-4.2	5.5	-4.0	6.8	-5.5
Furchensohle	17	42.5	-3.3	5.8	-3.7	7.8	-4.5
Unterboden	17	45.8	0	9.5	0	12.3	0

I. Pfs. 1974: Porositätsverhältnisse auf Ackerland mit Lehmböden aus Löss (Braunschweig-Hildesheim) Bodenwertzahlen >75 1966.

Abb. 7

Böden	Zahl	Davon
		Pflugsohlen
Lehmböden (Löss) Bodenwertz. >75	23	17 = 74%
Ackerbaubetriebe Südhanover	15	10 = 67%
Sandige Böden Nordhanover	51	27 = 53%
Untersuchungen v. Nitzsch 1936		36%

I. Pfs. 1974: Verbreitung von Pflugsohlenverdichtung >2 Vol% Porenvolumen. Messungen 1966-69

Abb. 8

d) Einfluß der Porosität auf Wasser- bzw. Luftgehalt bei Lehmböden aus Löss

Die relativ gute Homogenität der Untersuchungsergebnisse auf den Lehmböden aus Löss und auch die Einheitlichkeit der Bodenwertzahlen bot Gelegenheit zur Untersuchung des Einflusses der Bodenlockerung oder -verdichtung auf die Wasser- und Luftkapazität des Bodens. Diese Frage spielt bei der Bodenbearbeitung, ob konventionell oder meliorativ, sowie bei den Bodenverdichtungen durch den Bewirtschaftungsverkehr eine entscheidende Rolle. Dabei war die Beziehung zwischen dem Gesamtporenvolumen und dem Luftgehalt im Bereich der Feldkapazität von Interesse, da letzterer etwas über die Durchlüftungsverhältnisse des Bodens in diesem Sättigungszustand aussagt.

Da diese Aussage nicht ohne zusätzlichen Zeit- und Arbeitsaufwand möglich ist, stellt sich schon immer die Frage, ob nicht bereits aus dem Gesamtporenvolumen, das sowieso bestimmt werden muß, auf den Luftgehalt geschlossen werden kann.

Dieser Schluß ist durchaus möglich. Denn nach Abb. 9 besteht eine relativ straffe Korrelation zwischen dem Gesamtporenvolumen und den Luftgehaltswerten nach Entwässerung des Bodens bei 50 und 100 cm Ws Saugspannung, zwischen denen die Feldkapazität zu suchen ist.

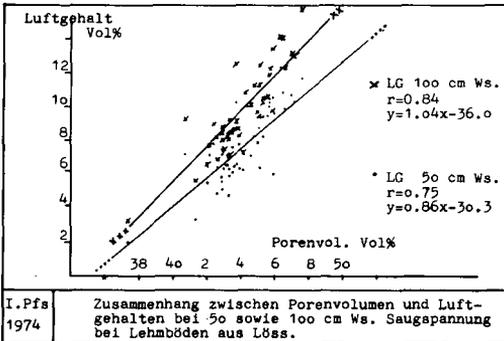


Abb. 9

Dabei genügt es, nur einen von beiden Werten zu messen und den anderen zu berechnen, da mit einem $r = 0,94$ eine sehr straffe Korrelation zwischen beiden Luftgehaltswerten besteht (Abb. 10).

Die Korrelationsanalyse zwischen PV und Luftgehalt wurde auch mit den Luftgehaltswerten anderer Saugspannungen durchgeführt. Hierfür wurden Einzelproben eines einzigen Standortes aus verschiedenen Jahren verwendet. Wie aus Abb. 11 links ersichtlich, wird die Regressionsgerade mit zunehmender Saugspannung steiler ($b = 0,8$ bei 15 cm Ws; $b = 1,37$ bei 300 cm Ws).

Damit nehmen mit ansteigenden Differenzen im Porenvolumen auch die Differenzen im Luftgehalt um einen zusätzlichen Betrag zu, wenn sich im Boden die Saugspannung vergrößert.

Da der Luftgehalt komplementär zum Wassergehalt in Vol% ist, verhalten sich die Regressionsgeraden für Wassergehalt auf Porenvolumen umgekehrt (Abb. 11 rechts); sie werden flacher mit zunehmender Saugspannung. Bemerkenswert ist, daß der Wassergehalt in Vol% bei der niedrigen Saugspannung (15 cm Ws) mit dem Porenvolumen ansteigt, bei den höheren Saugspannungen abfällt.

Deshalb hatte von Nitzsch mit seiner Wendepunktskurve, nämlich Verbesserung der Wasserhaltefähigkeit in Vol% durch Bodenlockerung nur für den Zustand einer sehr hohen Wassersättigung des Bodens, recht.

Dieser Zusammenhang gilt jedoch nicht für den Wassergehalt in Gewichtsprozenten. Wie aus Abb. 12 ersichtlich, steigt dieser Wassergehaltswert mit zunehmendem Porenvolumen an. Danach hat die Bodenlockerung einen positiven Einfluß auf die Wasserhaltefähigkeit in Gewichtsprozenten, der - wenn auch in abnehmendem Umfang - auch noch bei höheren Saugspannungen vorhanden ist.

(Abb. 10, 11, 12 siehe nächste Seite)

LITERATUR

1. Czeratzki, W.: Methoden zur Bestimmung von Bodenkennwerten und Einsatzzeitpunkten für die Beregnung. Wasser und Boden 18 (1966), S. 95-98
2. Czeratzki, W.: Korrelative Beziehungen zwischen Kennwerten des Bodenwasserhaushaltes von sandigen Böden der Lüneburger Heide. Bayer. Landw. Jahrbuch 44, Sonderheft 3/67.
3. Rothkegel, W.; Herzog, H.: Das Bodenschätzungsgesetz. Verlag Heymanns, Berlin (1935)
4. Czeratzki, W.: Die Ansprüche der Pflanzen an den physikalischen Bodenzustand. Landbauforsch. Völkenrode 22(1972), S.29-36.

Abb. 10

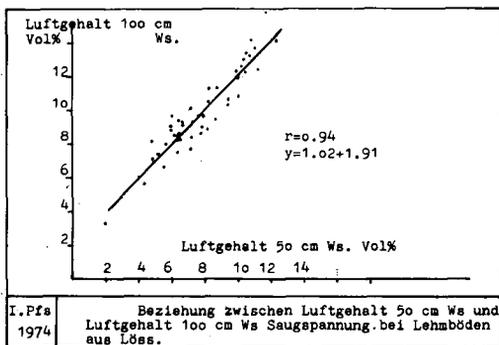


Abb. 11

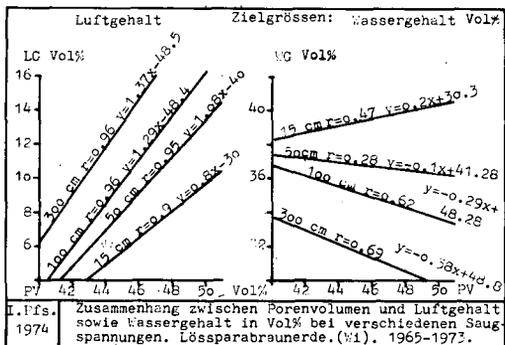
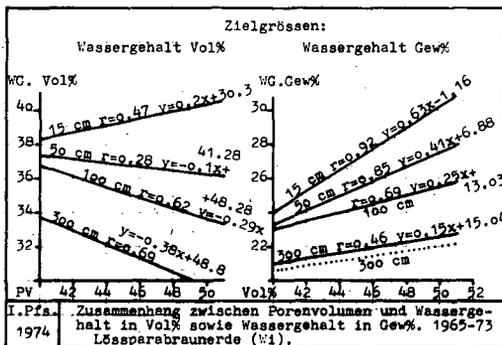


Abb. 12



Zur Ermittlung der ungesättigten Wasserleitfähigkeit unter
nichtstationären Bedingungen

von
H. H. Becher^{*)}

Da u. a. ein Vergleich zwischen Verdunstungs- und Doppelmembran-Druckapparat-Methode ergeben hatte, daß die k_u -Werte nach der Verdunstungsmethode um bis zu 2 Potenzen höher lagen bei gleichem Boden, wurde nach den Ursachen dieser Unterschiede gesucht.

Renger und Mitarb. (1972) haben inzwischen über ihre Ergebnisse berichtet. Im vorliegenden Bericht sollen die für die Verdunstungsmethode erhaltenen Ergebnisse dargelegt werden. Die entsprechenden k_u -Werte für die Doppelmembran-Methode liegen noch nicht vor.¹⁾

Zu der Untersuchung wurden gestörte Feinsand-, LÖB (A_1)- und Tonproben aus der Umgebung von Freising und ungestörte Mittelsand- und LÖB- (A_1 , B_t)-Proben aus der Umgebung von Hannover²⁾ verwendet (jeweils 3 Parallele). Zusätzlich zum üblichen Verfahren (Becher 1971) wurde in einem Mittelniveau ein weiteres Tensiometer eingebaut. Die pF -Kurve wurde ebenfalls an gestörten bzw. ungestörten Zylinderproben erstellt.

Die ungesättigte Wasserleitfähigkeit wurde für verschiedene Saugspannungen mit und ohne Berücksichtigung des Mittelniveaus für die Gesamtprobe, aber auch für den unteren Probenteil berechnet, in dem quasistationäre Meßbedingungen vorlagen. Ein Vergleich der geometrischen Mittel der aus eigenen Messungen erhaltenen k_u -Werte erbrachte, daß eine Berücksichtigung des Mittelniveaus bei der Berechnung zwar niedrigere Werte ergibt, die aber nicht signifikant verschieden von denen ohne Mittelniveauberücksichtigung sind.

*) Institut für Bodenkunde TU München, 805 Freising-Weihenstephan

1) Persönl. Mitteilung von Herrn Dr. M. Renger

2) Für die Bereitstellung der Proben sei an dieser Stelle Herrn Dr. M. Renger und dem Niedersächs. Landesamt f. Bodenforschung gedankt.

Dagegen lagen die k_u -Werte für den unteren Probesteil, die wegen der quasistationären Meßbedingungen als tatsächliche Wasserleitfähigkeiten anzusehen sind, z. T. erheblich niedriger als für die Gesamtprobe, so daß Korrekturfaktoren zur Minderung des Gesamt- k_u -Wertes auf den tatsächlichen k_u -Wert notwendig wurden. Mit dem Einsetzen nichtstationärer Meßbedingungen sind die Korrekturfaktoren zu berücksichtigen. Wie aus Tab. 1 zu entnehmen ist, sind für Sand- und Tonböden, bei diesen wegen der Schrumpfbildung, ab 100 cm WS Korrekturfaktoren $>1,5$ zu verwenden, die sich mit der Saugspannung erhöhen und ≥ 10 bei pf 3 sein können, während für Schluff- (Löß)böden ab 300 cm WS ein Korrekturfaktor berücksichtigt werden muß, der bei pf 3 ~ 4 beträgt. Bei Anwendung der Verdunstungsmethode im Gelände, z. B. Kraher (1973), sind nur während der Vegetationsperiode und dann nur im stark durchwurzelten Bodenraum nichtstationäre Meßbedingungen anzunehmen, die aber kleinere Korrekturfaktoren erfordern infolge langsamerer Saugspannungsänderung als im Labor.

Die Überschätzung der Wasserdurchsatzrate beträgt bei 100 cm WS 1,5-4 $l/m^2 \cdot d$, liegt aber innerhalb der Streubreite der k_u -Werte, während sie bei 1000 cm WS mit nur 0,002 - 0,065 $l/m^2 \cdot d$ trotzdem 300-1000% erreichen kann.

Tabelle 1

Von Saugspannung und Körnung abhängige Korrekturfaktoren für die verwendeten Proben

Saugspannung (cmWS)	Sand		Schluff		Ton	
	gestört	ungestört	gestört	ungestört	gestört	ungestört
100	1,9	(~6,5)	1,6	1,2	3,6	1,9
300	2,1	.	1,7	1,7	2,8	4,7
800	3,1	.	1,9	4,2	2,3	8,6
5 000	($\gg 7,0$)	.	4,2	.	3,6	.
15 000	.	.	9,5	.	10,6	.

Die Untersuchung hat also ergeben, daß je nach Bodenart ab einer bestimmten Saugspannung nichtstationäre Meßbedingungen vorliegen, die einen Minderungsfaktor > 2 für die Korrektur der k_u -Werte erforderlich machen, um Überschätzungen der Wasserdurchsatzrate um bis zu 1000 % zu vermeiden.

LITERATUR

- BECHER, H. H. (1971): Ein Verfahren zur Messung der ungesättigten Wasserleitfähigkeit.
Z. Pflanzenernährung, Bodenkunde 128, 1-12.
- KRAHMER, U. (1973) : Bestimmung der ungesättigten Wasserleitfähigkeit k_u an Grund- und Stauwasserböden in situ nach der Verdunstungsmethode mit der Neutronen-Gamma-Tiefen-sonde und mit Tensiometern.
Diss. Universität Bonn.
- RENGER, M., GIESEL, W. und STREBEL, O. (1972):
Der Einfluß des Übergangswiderstandes bei Wasserleitfähigkeitsmessungen an ungesättigten Bodenproben mit der Doppelmembran-Druckapparatur.
Z. Pflanzenernährung, Bodenkunde 133, 99-102.

Modellierung von Ökosystemen

von
B. Ulrich *)

1. Zu den Begriffen "System", "Ökosystem" und "Modell"

Die Begriffe "System" und "Modell" lassen sich bei Rückgriff auf die in der Mengenlehre entwickelte Terminologie streng definieren.

Ein System ist ein Verknüpfungsgebilde (V, Φ). Hierbei symbolisiert V die Menge der Systemelemente (in der Ökologie häufig als Zustandsvariable bezeichnet oder als Kompartimente dargestellt), Φ den die Systemelemente verknüpfenden Prozeß. In dynamischen Systemen ist dieser Prozeß zeitabhängig, er wird in Ökosystemen durch den Fluß von Energie oder Materie realisiert.

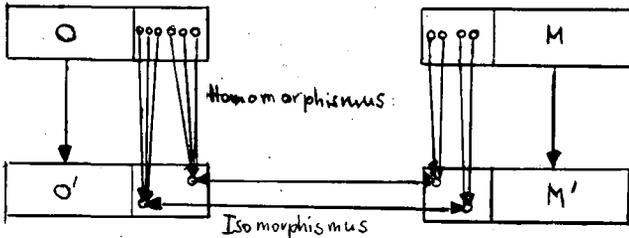
Der Begriff "Ökosystem" wurde 1935 von TANSLEY geprägt und ist deckungsgleich mit Begriffen wie Biogeocönose, Naturkomplex, Elementarlandschaft, Ökotoptop, Biochor, Holocön, Öpigen. In biologischer Sicht sind Ökosysteme definiert als Lebensgemeinschaften.

In thermodynamischer Sicht stellen Ökosysteme offene Systeme dar, da sie mit ihrer Umgebung Energie und Materie austauschen.

Unter einem "Modell" versteht man eine Abbildung des Originalsystems. An diese Abbildung sind Bedingungen zu stellen, die zu folgender Definition (aus KÄMMERER, 1971) führen:

"M heiÙe Modell des Originalsystems O, wenn es zu M ein homomorphes System M' und zu O ein homomorphes System O' gibt, so daÙ M' und O' zueinander isomorph sind":

*) Institut für Bodenkunde und Waldernährung
der Universität Göttingen, Büsgenweg 2



Zur Veranschaulichung kann man sich unter O' die Meßanordnung, unter M' den Satz von Meßdaten vorstellen. Beide Abbildungen, Homomorphismus und Isomorphismus, sind operationstreu. Eine Abbildung heißt operationstreu, wenn für alle A und B aus V gilt

$$f(A \circ B) = f(A) \circ f(B),$$

d. h. es sollte egal sein, ob das Ergebnis des Prozesses abgebildet wird oder die beiden durch den Prozeß verknüpften Systemelemente, wobei der Prozeß erst in der Abbildung (im Modell) durchgeführt ("simuliert") wird. Operationstreuere Abbildung des Ökosystems in der Meßanordnung ist also Voraussetzung für spätere Simulationsmodelle. Eine operationstreuere Abbildung heißt isomorph, wenn jedes Element der Definitionsmenge eindeutig in der Bildmenge abgebildet ist (vgl. Darstellung, bijektive Abbildung). Sie heißt homomorph, wenn verschiedene Elemente der Definitionsmenge in einem Element der Bildmenge abgebildet werden (surjektive Abbildung). Dies ist naturgemäß der Fall, wenn man versucht, ein komplexes System in einer Meßanordnung abzubilden. Werden nicht alle Elemente der Definitionsmenge in der Bildmenge abgebildet, so liegt keine Abbildung des Systems vor - es muß also die Meßanordnung so beschaffen sein, daß sie das System quasi vollständig erfaßt. Bei Ökosystemen ist diese Forderung wegen deren Komplexheit nicht allgemein, sondern nur im Hinblick auf bestimmte Fragestellungen annähernd erreichbar - auf diese engt sich dann auch die Aussagefähigkeit einer Untersuchung ein.

2. Mathematische Modelle als Forschungsmethode

In Abb. 1 ist in Form eines Regelkreises eine mögliche Forschungsstrategie dargestellt. Links stehen faktorielle Taktiken, mit denen einzelne Elemente oder Verknüpfungsprozesse des Systems experimentell untersucht und in statistischen oder - wenn möglich - naturgesetzlichen Modellen dargestellt werden. Naturgesetzliche Modelle sind allerdings weitgehend auf die Beschreibung physikalischer (einschl. chemischer) Prozesse beschränkt, kompliziertere biologische Prozesse entziehen sich einer solchen Abbildung.

Rechts stehen integrale Taktiken: die auf dem vorhandenen Wissen beruhende subjektive Erfahrung, die im Zentrum des Regelkreises steht, sowie Simulationsmodelle (zur Simulation des zeitlichen Verhaltens von Ökosystemen bei Eingriffen), Optimierungsmodelle (zur wirtschaftlichen Optimierung des Outputs von Ökosystemen) und Managementmodelle (zur Berücksichtigung sozialer und politischer Konsequenzen). Diese drei Modellierverfahren haben im wesentlichen die Aufgabe, die Ableitung von Schlußfolgerungen für Probleme der realen Welt in Teilschritte zu zerlegen und zu objektivieren. Objektivieren bedeutet nachvollziehbar machen. Ein aus der Erfahrung eines Subjekts (Individuum oder Gruppe) gezogener Schluß mag genial oder primitiv, richtig oder falsch sein - sein Zustandekommen ist von anderen im Einzelnen grundsätzlich nicht nachvollziehbar. Mathematische Simulationsmodelle erlauben die Interaktion nicht kompatibler Datenmengen (z. B. Daten aus verschiedenen Wissenschaften: meteorologische, bodenkundliche, biologische Daten). Durch Simulation kann das Verhalten eines Systems innerhalb des validierten Experimentier- raumes beliebig geprüft werden. Keines der angeführten mathematischen Modelle ersetzt oder verdrängt die (subjektive) Intuition, sondern sie sind Methoden, Intuitionen konkret zu formulieren.

Abb. 1

Mathematische Modelle als Forschungsmethode

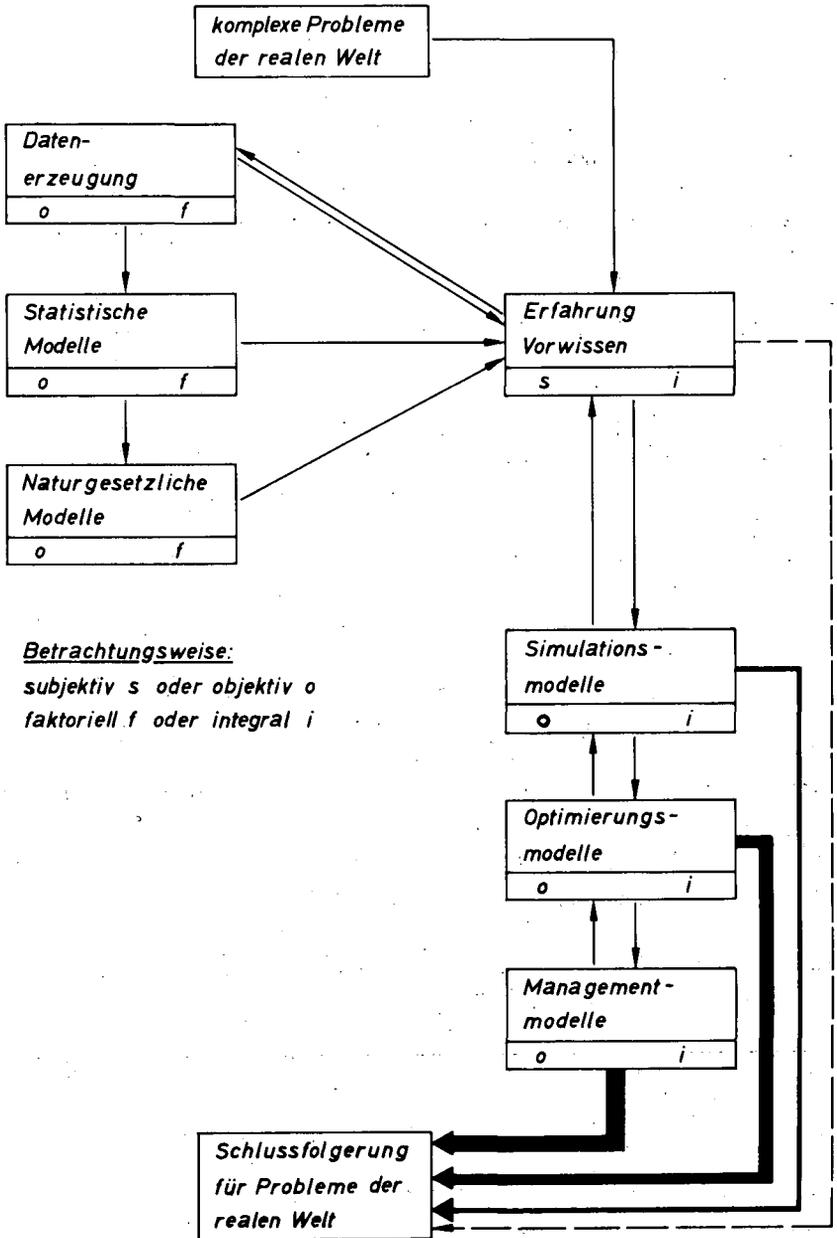
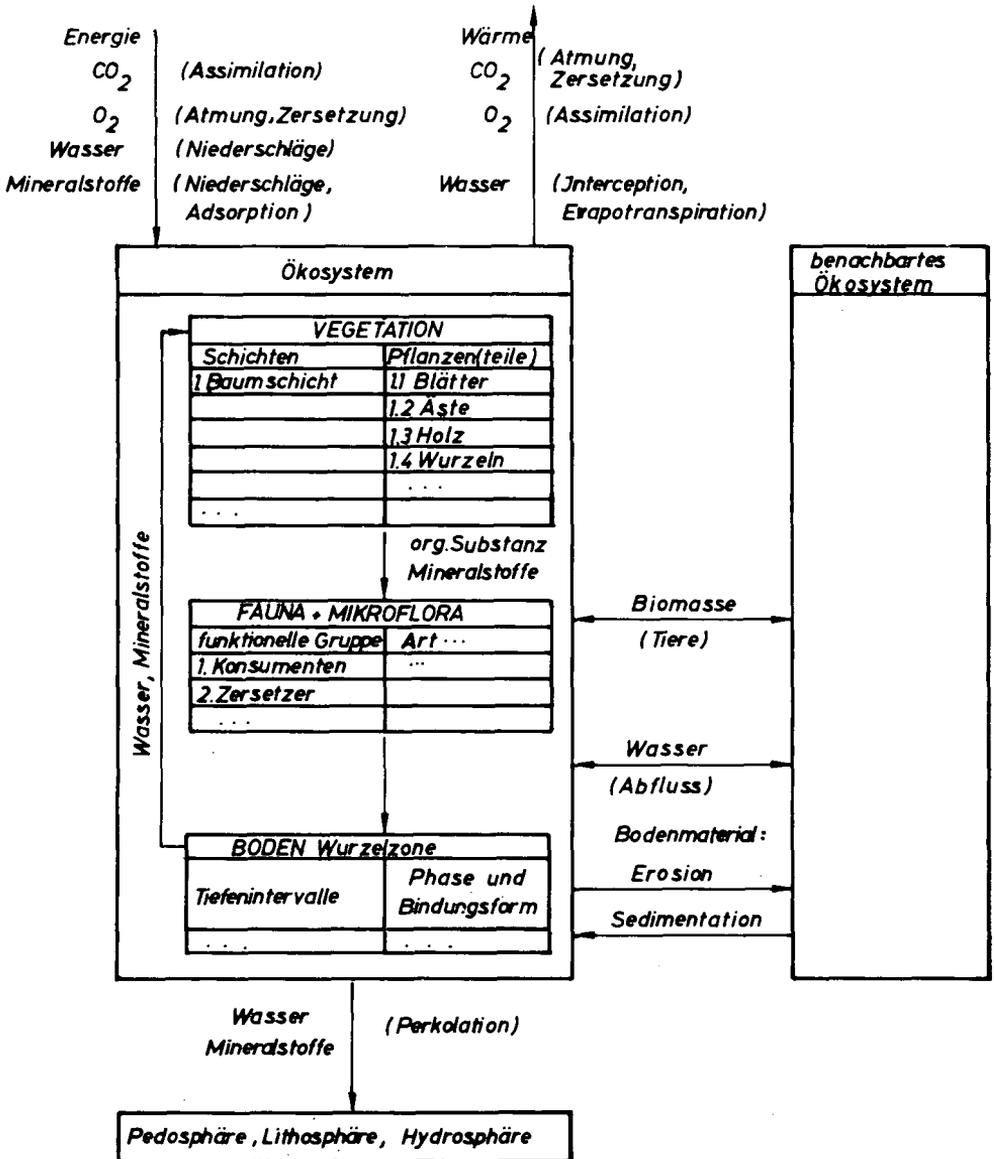


Abb.2
Teilsysteme eines Ökosystems



3. Abbildung von Ökosystemen in Input-Output-Modellen

Das in Abb. 2 dargestellte Ökosystem ist in die drei Teilsysteme Vegetation, Fauna und Boden unterteilt. Jedes dieser Teilsysteme kann, wie in der Abbildung angedeutet, weiter unterteilt werden. Eine solche Unterteilung kann im Prinzip beliebig erfolgen, man wird sie einesteils nach meßtechnischen Gesichtspunkten, andererseits im Hinblick auf die gewünschten Aussagen durchführen. Diese Kompartimente stellen die Systemelemente (V) dar. Wichtig ist, daß die Summe der Kompartimente im Rahmen der Meßgenauigkeit das System ergibt. Bei einem Modell des Bioelementhaushalts entsprechen die einzelnen Kompartimente den jeweiligen Bioelementvorräten, z. B. den Stickstoffvorräten. Wenn im Rahmen eines Ökosystems der N-Vorrat in der Fauna vernachlässigbar klein ist, so mag man im Hinblick auf viele Fragestellungen dieses Kompartiment vernachlässigen, d. h. gleich Null setzen.

Wie am Beispiel der drei Teilsysteme gezeigt sind die Kompartimente durch Flüsse miteinander verknüpft; im obigen Beispiel also durch den Transport von Stickstoff aus einem Kompartiment in das andere. Diese Flüsse werden durch Transportprozesse (o) hervorgerufen. Mineralstoffe werden entweder passiv transportiert (Massenfluß, Transportmedium: Luft, Wasser, lebende und tote Biomasse) oder verteilen sich aufgrund eines Konzentrationsgefälles durch Diffusion. Bei Modellen ganzer Ökosysteme kann in der Regel nur der durch Massenfluß erfolgende Ferntransport berücksichtigt werden, falls nicht diffusive Kurzstreckentransporte als geschwindigkeitsbegrenzende Schritte bekannt sind.

Als (thermodynamisch betrachtet) offenes System tauscht ein Ökosystem mit seiner Umgebung (Atmosphäre, benachbarte Ökosysteme, Pedosphäre) Materie und Energie aus. Auch diese Austauschvorgänge lassen sich als Flüsse (Input und Output) beschreiben.

Man kann ein Ökosystem deshalb relativ leicht und anschaulich in Input-Output-Modellen abbilden, wie sie in den ökonomischen Wissenschaften schon seit längerem mit Erfolg verwendet werden. In einem solchen Modell wird jedes einzelne Kompartiment wie das gesamte System bilanziert, wobei die Bilanz Rechenschaft über Eingänge und Ausgänge sowie die Vorratsänderungen innerhalb jedes Kompartiments gibt. Mathematischer Hintergrund ist die allgemeine Kontinuitätsgleichung:

$$\frac{\partial z_v}{\partial t} = q(Z) - \operatorname{div} \vec{J}_Z$$

Hierbei ist Z eine extensive Zustandsvariable (z. B. die Masse an Stickstoff). Der Index v zeigt an, daß diese Zustandsvariable auf ein Volumen (Kompartiment) bezogen ist. $q(Z)$ ist eine Quellfunktion (Erzeugung oder Verbrauch im Kompartiment), $\operatorname{div} \vec{J}_Z$ ein Flussvektor (Differenz zwischen Input und Output).

Die bilanzmäßige Betrachtung eines Ökosystems bestimmt die zu messenden Parameter und ist das Fundament der mathematischen Modellierung.

Abb. 3 zeigt ein allgemeines Kompartimentsmodell des Mineralstoffkreislaufs in Wäldern.

Von jedem der aufgeführten Kompartimente muß der Mineralstoffvorrat (z. B. N-Vorrat), ausgedrückt z. B. in kg/ha, aus Messungen, Schätzungen oder der Literatur bekannt sein. Ebenfalls muß für jeden der Pfeile für den dadurch repräsentierten Fluß eine Zahlenangabe zur Verfügung stehen (ausgedrückt z. B. in kg N pro ha und Jahr): das Kompartimentmodell, die Meßanordnung, die Meßdaten und das daraus zu erstellende mathematische Modell sind jeweils bijektive bzw. isomorphe Abbildungen voneinander!

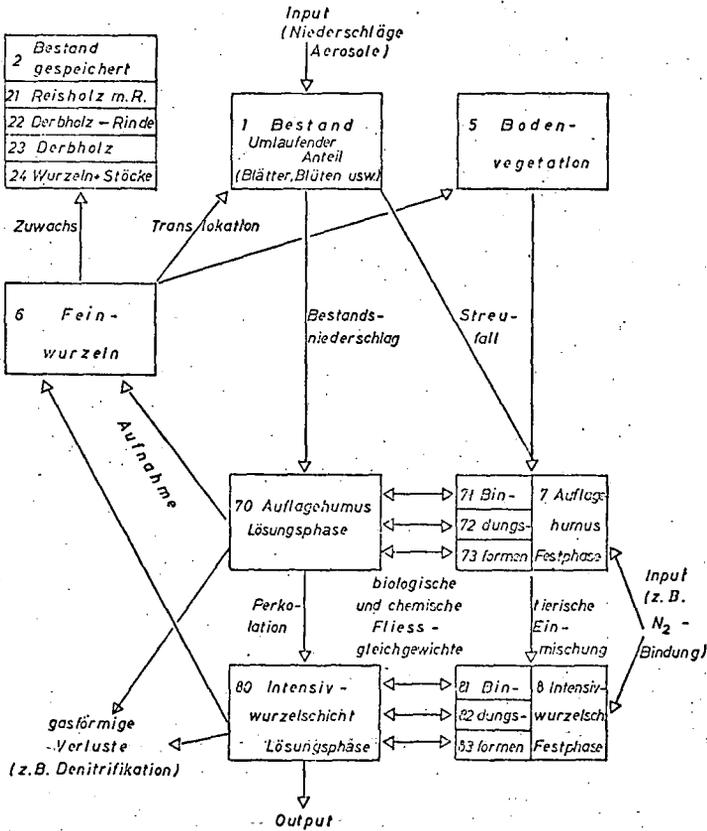
Man sieht aus dem Beispiel sehr klar, daß der Entwurf des Kompartimentmodells (oder der isomorphen Abbildungen: Transformationsmatrix, Wirkungsmatrix, Graph) am Beginn einer Untersuchung stehen: das Modell bestimmt die Meßanordnung, aus einem unvollständigen Datensatz läßt sich kein sinnvolles mathematisches Modell ableiten.

Die Struktur des Kompartimentmodells richtet sich primär nach dem Ziel der Untersuchung: In welchen Kompartimenten und Flüssen interessiert das Verhalten des Ökosystems und an welchen Kompartimenten oder Flüssen greifen Störungen oder Manipulationen an? Im Grunde gibt es so viele Modelle als es solche Fragestellungen gibt, auch wenn diese Modelle sehr nahe miteinander verwandt sein können.

Ein zweiter Gesichtspunkt, der in die Struktur des Kompartimentmodells eingreift, ist die Meßbarkeit. Es gibt Größen (in Abb. 3 z. B. den Input durch N_2 -Bindung oder den Output durch Denitrifikation), die nicht oder nicht mit tragbarem Aufwand gemessen werden können. Falsche Annahmen über solche Größen (z. B. Nullsetzung oder Adaption von Literaturwerten) können dazu führen, daß das Modell keine homomorphe Abbildung des Systems ist, also kein Modell dieses Systems ist - Simulationsergebnisse können dann irreführend sein.

Abb. 3

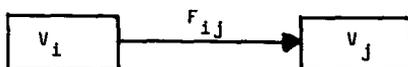
Kompartiment - Modell
des Mineralstoffkreislaufs in Wäldern



Beispiele für Meßanordnungen und Berechnung von Flüssen aus Kompartimentsbilanzen finden sich bei MAYER und ULRICH et al.

5. Mathematische Formulierung von Simulationsmodellen

Wir betrachten ein bilanziertes Input-Output-Modell, in der einfachsten Form:



Die Systemelemente V_i und V_j werden als Zustandsvariable bezeichnet und geben die Kompartimentinhalte (Dimension z. B. kg pro ha) zu Beginn des Simulationszeitraumes ($t = 0$) an. F_{ij} ist der Fluß von Kompartiment i zum Kompartiment j (Dimension z. B. kg pro ha und Jahr).

Die als Minimum aus Meß-, Literatur- oder Schätzwerten erforderliche Datenbasis ist durch die Kompartimentinhalte und die Flüsse festgelegt.

Liegen keine weiteren Daten (z. B. über die die Flüsse verursachenden Prozesse) vor, so kann bei einem stark rückgekoppelten System (ein solches ist z. B. das in Abb. 3 dargestellte Modell, wobei die Rückkoppelung über die Flüsse "Aufnahme" und "Translokation" erfolgt) unterstellt werden, daß die Flüsse dem Inhalt des Donorkompartiments proportional sind. Dieser Ansatz führt bei stark rückgekoppelten Systemen, aber auch nur bei solchen, erfahrungsgemäß zu einer in erster Annäherung ausreichenden Beschreibung des Systemverhaltens. Man benutzt also die Meßdaten, um in der Proportionalitätsgleichung

$$F_{ij} = A_{ij} \cdot V_i$$

die Proportionalitätskonstante A_{ij} zu berechnen. A_{ij} wird auch als Transferkoeffizient bezeichnet und gibt die Umsatzrate im Kompartiment i an. Der Kehrwert des Transferkoeffizienten gibt die Verweilzeit im Kompartiment i an (Beispiel: Für $V_i = 100$ und $F_{ij} = 50$ ist $A_{ij} = 0,5$ und die Verweilzeit = 2).

Der nächste Schritt besteht in der Aufstellung der Differentialgleichungen, die die zeitliche Veränderung des Systems beschreiben, im obigen Beispiel

$$\frac{dV_i}{dt} = - A_{ij} \cdot V_i(t=0)$$

$$\frac{dV_j}{dt} = \frac{dV_i}{dt}$$

Für die Berechnung der Änderungen von V_i als Funktion der Zeit bedient man sich fast ausschließlich Computerprogrammen zur numerischen Integration (z. B. IBM, De ANGELIS).

Man kann natürlich statt dem gewählten Ansatz, die Flüsse dem Inhalt des Donorkompartiments proportional zu machen, auch andere Ansätze wählen, z.B.:

$$F_{ij} = A_{ij} \cdot V_j$$

oder

$$F_{ij} = A_{ij} \cdot V_i \cdot V_j$$

oder

$$F_{ij} = A_{ij} \cdot \frac{1}{V_i} \quad \text{usw. (s. auch PATTEN).}$$

Solche Ansätze können allerdings dazu führen, daß das System bei einer Simulation um den Ausgangszustand zu schwingen beginnt. Man wählt deshalb solche Ansätze nur, wenn sie von der Kenntnis des Systems her gerechtfertigt sind, wobei unerwartete Simulationsergebnisse zu einem besseren Verständnis des Systems führen können.

Die verfügbaren Computerprogramme für Simulationsmodelle bieten in der Regel noch eine ganze Reihe von Möglichkeiten, um z. B. Transferkoeffizienten selbst als Zeitfunktion einzubauen oder Flüsse von außen (also durch Prozesse, die entsprechend mathematisch formuliert sind) zu steuern. Die sich heute hier bietenden Möglichkeiten werden auch anspruchsvollen Benutzern gerecht.

Beispiele für die Modellierung von Prozessen geben De WIT et al.

Beispiele für die Modellierung des Bioelementkreislaufs in einem Buchenwald finden sich bei ULRICH et al.

So beeindruckend die in Simulationsprachen oder Simulationsprogrammen gegebenen Möglichkeiten auch sind, so begrenzt sind sie andererseits in ihrem Umfang (z. B. in der Zahl der Zustandsvariablen oder Kompartimente).

Auch dies macht deutlich, daß wir nicht etwa Ökosysteme per se modellieren können, sondern nur unter außerordentlicher Abstraktion genau bestimmte Verhaltensweisen.

LITERATUR

- De Angelis, D.: A general code for ecosystem models.
Göttinger Bodenkundl. Ber. 29, 55-92 (1973)
- International Business Machines Corporation IBM):
System/360 Continuous System Modeling Program
User's Manual (1972)
- Kämmerer, W.: Einführung in mathematische Methoden der Kybernetik.
Akademie-Verlag Berlin (1971)
- Mayer, R.: Bioelement-Transport im Niederschlagswasser und in
der Bodenlösung eines Wald-Ökosystems.
Göttinger Bodenkundl. Ber. 19, 1-119 (1971)
- Patten, B. C. : A primer for ecological modeling and simulation with
analog and digital computers
in B. C. Patten: Systems Analysis and Simulation in
Ecology, Academic Press New York, 4-121 (1971)
- Ulrich, B., Mayer, R., Khanna, P.K. and Prenzel, I.: Modelling of bioelement
cycling in a beech forest of Solling district.
Göttinger Bodenkundl. Ber. 29, 1-54 (1973)
- De Wit, C. T. and J. Goudriaan: Simulation of ecological processes.
PUDOC Wageningen (1974)

Arbeitsmodelle für Strömungsprobleme in Böden und ihre mathematische Formulierung

P. Benecke *)

Die nachfolgenden Ausführungen beschränken sich auf einen Teil - gewissermaßen ein Subsystem - des Ökosystems, von dem ULRICH (1974) in der vorausgehenden Arbeit eine umfassende und allgemeine Beschreibung gibt. Sie sind darüber hinaus zu sehen im Zusammenhang mit der nachfolgenden Arbeit VAN DER PLOEG (1974), in der Lösungswege für die hier aufgezeigten fundamentalen Gleichungen gezeigt werden.

Es geht um eine elementare Darlegung der Art und Weise, in der im Boden Strömungs- und Transportvorgänge mit Vorratänderungen verknüpft sind. Für diese Betrachtung bietet sich die Verwendung von Kompartimentmodellen an, da sich an ihnen in überschaubarer Weise die genannten Zusammenhänge demonstrieren lassen. Sie haben darüber hinaus den Vorteil, daß sie für die Herleitung der mathematischen Ansätze zur Lösung des Problems ebenfalls benutzt werden können. Tatsächlich werden die hier gezeigten Zusammenhänge der Behandlung theoretischer Probleme in der bodenphysikalischen Literatur stets als bekannt vorausgesetzt. Die rasche Entwicklung der Bodenphysik in den letzten 20 Jahren, die ihren Ausdruck insbesondere in einer starken Betonung der "Theoretisation" findet, hat wachsende Anforderungen an die Vorkenntnisse der in diesem Gebiet Tätigen gestellt. Da die Vermittlung der entsprechenden mathematischen und physikalischen Lehrinhalte häufig nicht Bestandteil der Studiengänge war (und ist!), aus denen sich Bodenkundler rekrutieren, ist der Interessierte darauf angewiesen, sich die erforderlichen Kenntnisse etwa in Form eines berufs begleitenden Studiums selbst anzueignen. Etwa vor diesem Hintergrund ist dieser Beitrag zu sehen. Es soll die Differentialgleichung abgeleitet und erläutert werden, die am häufigsten für die Beschreibung dynamischer Systeme benutzt wird. Sie stellt ein "Grenzwertproblem" dar, d.h. ihre jeweilige Lösung ist abhän-

*) Institut für Bodenkunde und Waldernährung der Universität Göttingen
34 Göttingen, Eüsgenweg 2

gig von den "Grenzbedingungen". Darüber hinaus ist sie von sog. System-Parametern abhängig.

"Dynamik" ist der Teil der Mechanik, der sich mit Bewegung und den sie verursachenden Kräften beschäftigt. Bewegung hat mit Veränderung zu tun: z.B. äußert sich die Bewegung eines Teilchens in einer Änderung seines Aufenthaltsortes in der Zeit. Solche Änderungen können als Unterschied zwischen "vorher" und "nachher" gesehen werden, d.h. sie können quantitativ als Differenz ausgedrückt werden. Im soeben gebrauchten Beispiel wäre diese Differenz der Unterschied zwischen den zurückgelegten Wegstrecken vor und nach einem bestimmten Zeitintervall. Läßt man dieses Zeitintervall auf einen unmeßbar kleinen Betrag schrumpfen, so würde auch der zugehörige Änderungsbetrag des Weges auf einen unmeßbar kleinen Wert schrumpfen. Man spricht dann nicht mehr von Differenzen, sondern von Differentialen. Differentiale treten immer paarweise auf und geben im einfachsten Falle an, in welchem Verhältnis die Änderung einer abhängigen Größe zu derjenigen einer unabhängigen Größe steht.

Das Kennzeichen dynamischer Systeme ist es nun, daß sich in ihnen fortlaufend Veränderungen abspielen. Der Zusammenhang zwischen diesen Veränderungen wird durch Differentialgleichungen beschrieben, wo bei der gleichungsmäßigen Verknüpfung ein für diesen Zusammenhang als gültig erkanntes Naturgesetz zugrunde liegen kann oder auch eine bloße Annahme, wenn ein solches Gesetz nicht oder nicht sicher bekannt ist.

Um nun diese allgemeinen Bemerkungen auf den hier interessierenden Fall anzuwenden, soll zunächst ein vertikaler Landschaftsschnitt betrachtet werden.

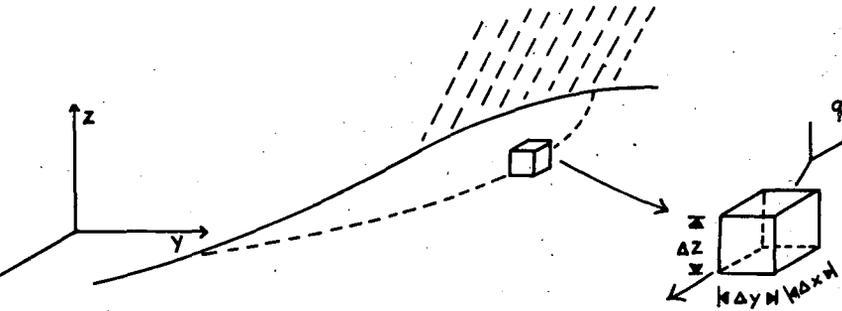


Abb. 1: Vertikaler Schnitt durch einen Hang mit Darstellung eines Kompartimentes.

Dargestellt ist ein Hang. Zur Zeit der Betrachtung möge es regnen. Der Niederschlag soll in den Boden eindringen (infiltrieren). Hierbei werden zwei Prozesse ausgelöst: das bereits im Boden befindliche "Bodenwasser" wird entweder von dem eindringenden Wasser verdrängt, oder der Wassergehalt des Bodens erhöht sich an der Stelle des Eintrittes. Meistens laufen beide Prozesse gleichzeitig ab, d.h. ein Teil des eindringenden Bodenwassers verdrängt einen ebenso großen Teil des bereits im Boden befindlichen Wassers, während ein weiterer Teil des eindringenden Wassers zur Wassergehaltserhöhung beiträgt. Die Richtung der Verdrängung folgt dem im Boden vorliegenden Druckgefälle, und zwar genau in der Richtung, in der dieses Druckgefälle seinen maximalen Wert aufweist. Im angenommenen Fall soll die eingezeichnete Linie den Verlauf des größten Druckgefälles repräsentieren. Es wird angenommen, daß die Größe wie auch die Richtung der in Gang gesetzten Wasserbewegung von Punkt zu Punkt unterschiedlich ist. Ein be-

liebigen, im Vergleich zur gesamten Strömungsregion sehr kleines Volumenelement auf dieser Linie wird gewählt. Man kann es als "Kompartiment" bezeichnen und sich die gesamte Strömungsregion als aus solchen Kompartimenten zusammengesetzt denken. Findet man nun für dieses zufällig herausgegriffene Kompartiment, in welcher Weise Austauschvorgänge mit den benachbarten Kompartimenten ablaufen und wie sich diese auf den Wasservorrat in dem betrachteten Kompartiment auswirken, so hätte man die gesuchte Beziehung, die die dynamischen Vorgänge des Systems miteinander verknüpft.

Um das betrachtete Kompartiment räumlich identifizieren zu können, wird ein dreiachsiges Koordinatensystem eingeführt mit den Achsen x , y und z . Die Lage jedes Punktes innerhalb der Strömungsregion ist nun durch seine Position relativ zu diesem Koordinatensystem festgelegt. Zur besseren Veranschaulichung sei das herausgegriffene Elementarkompartiment vergrößert (rechts in der Abb.). Es stellt einen Quader dar mit den Seitenlängen Δx , Δy und Δz . Der durch den Niederschlag in Gang gesetzte Bodenwasserstrom soll durch die Variable q symbolisiert werden.

$$(1) \quad q = \frac{Q}{\Delta t A}$$

q ist die innerhalb eines Zeitintervalls durch eine senkrecht zur Bewegungsrichtung gedachte Querschnittsfläche A tretende Wassermenge Q . q ist ein Vektor, d.h. diese Variable ist durch eine Richtung und eine Größe definiert. Die Größe ist die in Gl. 1 definierte Geschwindigkeit der Wasserbewegung. Diese Bewegung erfolgt stets in einer bestimmten Richtung, die von Punkt zu Punkt verschieden sein kann. Um sie trotzdem mit Hilfe des Koordinatensystems erfassen zu können, ist es erforderlich, den Vektor q in seine Komponenten q_x , q_y und q_z zu zerlegen. Jede dieser Komponenten gibt an, welcher Anteil der Bewegung auf jede der drei Achsen entfällt. Z.B. läßt sich Abb. 1 so interpretieren, daß ein Bodenwasserstrom q_x von der rückwärtigen Seite auf das Kompartiment trifft. Die in der Zeitspanne Δt eindringende Menge ist dann $q_x \Delta y \Delta z \Delta t$.

Wie groß ist nun die auf der gegenüberliegenden vorderen Fläche wieder austretende Wassermenge? Sie ist naturgemäß deshalb von Interesse, weil sich aus dem Unterschied zwischen eintretender und austretender Wassermenge die Vorratsänderung ergibt, genauso wie sich aus dem Unterschied zwischen Einnahmen und Ausgaben der Gewinn oder der Verlust eines Geschäftes errechnet. Dieser Unterschiedsbetrag zwischen der eintretenden und der austretenden Wassermenge muß auch deswegen interessieren, weil mit der austretenden Wassermenge zugleich die Eintrittsmenge in das nächste Kompartiment gegeben ist. Auf diese Weise würden sich alle Kompartimente der Strömungsregion untereinander verknüpfen lassen. Es kommt also darauf an, jetzt nach Informationen zu suchen, die es gestatten, aus dem Eingangswert den Ausgangswert zu errechnen. Mit diesem Gedanken ist ein zentraler Punkt der ganzen Überlegung angeschnitten. Eine Hilfsbetrachtung soll zur näheren Erläuterung dienen.

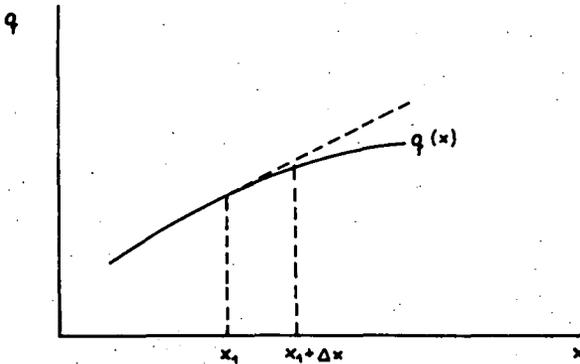


Abb. 2: Änderung der Filtergeschwindigkeit q_x entlang der x -Richtung

Dargestellt ist, in welcher Weise sich q_x entlang der Richtung x ändern könnte. Angenommen, bei x_1 sei die Rückseite unseres Kompartimentes und bei $x_1 + \Delta x$ sei die Vorderseite. Der Wert $q(x_1)$ ist bekannt. Man sieht, daß q auf dem Wege von x_1 nach $x_1 + \Delta x$

sich fortlaufend ändert. Der dargestellte Fall zeigt eine beschleunigte Bewegung, d.h. q nimmt entlang dem Streckenintervall Δx kontinuierlich zu. Dieser Sachverhalt kann in mathematischer Schreibweise durch einen Differenzenquotienten ausgedrückt werden: $\Delta q / \Delta x > 0$. Er besagt, daß q um einen bestimmten Betrag wächst, wenn x sich um einen Betrag vergrößert. Nun zeigt die Zeichnung jedoch, daß diese Schreibweise den dargestellten Sachverhalt nicht präzise wiedergibt, da die Änderungsbeträge von q entlang der Strecke x kontinuierlich immer geringer werden. Die Schreibweise als Differenzenquotient dagegen berücksichtigt diese Änderung der Beschleunigung von q nicht, sondern bringt zum Ausdruck, daß q über das Streckenintervall Δx sich gleichmäßig (linear) ändert. Man kann sich jedoch leicht vorstellen, daß der Differenzenquotient den tatsächlichen Sachverhalt um so genauer wiedergibt, je kleiner Δx gewählt wird. Würde man beispielsweise an die dargestellte Kurve in einen beliebigen Punkt - z.B. bei x_1 - eine Tangente legen (gestrichelte Linie), so würde die Steigung dieser Tangenten durch den soeben angegebenen Differenzenquotienten genau definiert sein. Die Tangente berührt die Funktion im strikten Sinne jedoch nur in einem einzigen Punkte, dessen Ausdehnung unmeßbar gering ist. D.h. der Differenzenquotient gilt für die Funktion $q(x)$ nur für ein unmeßbar kleines Streckenintervall entlang der Richtung x . Dieser Sachverhalt wird dadurch zum Ausdruck gebracht, daß man für die Steigung der Funktion $q(x)$ im Punkte x_1 an Stelle des Differenzenquotienten den Differentialquotienten $\partial q / \partial x$ benutzt. (Anmerkung: die Schreibweise mit dem "runden" ∂ bedeutet, daß q nicht nur von einer unabhängigen Variablen, sondern von mehreren unabhängigen Variablen abhängig ist. In unserem allgemeinen Fall ist q von den unabhängigen Variablen x, y, z und t abhängig. Man spricht dann von "partiellen" Differentialen).

Für unseren Fall nehmen wir an, ^{daß} $\partial q / \partial x$ für x_1 bekannt ist. Man sieht auch, daß man von $q(x_1)$ nach $q(x_1 + \Delta x)$ gelangt, indem man zu $q(x_1)$ alle Änderungsbeträge hinzuaddiert, die die Funktion $q(x)$ entlang dem Streckenintervall Δx erfährt. Den genauen

Wert von $q(x_1 + \Delta x)$ würde man durch den Ausdruck

$$(2) \quad q(x_1 + \Delta x) = q(x_1) + \int_{x_1}^{x_1 + \Delta x} \frac{\partial q}{\partial x} dx$$

erhalten. Seine Anwendung würde allerdings voraussetzen, daß $\partial q / \partial x$ als Funktion von x bekannt ist. Aber selbst wenn dies nicht der Fall ist, so läßt sich doch näherungsweise der gesuchte Wert $q(x_1 + \Delta x)$ finden, und zwar durch die Summe

$$(3) \quad q(x_1) + \left. \frac{\partial q}{\partial x} \right|_{x_1} \Delta x$$

Hier ist einfach die durch die Tangente an der Stelle x_1 definierte Steigung $(\partial q / \partial x)_{x_1}$ als für den ganzen Bereich Δx zutreffend angesehen worden. Diese eigentlich nur für das unendlich kleine Streckenelement ∂x geltende Änderung ∂q wird durch Multiplikation mit Δx für das ganze Intervall von x_1 bis $x_1 + \Delta x$ genommen. Der dabei auftretende Fehler wird aus Abb. 2 ersichtlich aus dem Betrag der Abweichung der Tangenten von der Funktion $q(x)$ im Punkte $x_1 + \Delta x$. Man bezeichnet deswegen das soeben geschilderte Vorgehen als Näherungslösung, wobei unmittelbar ersichtlich ist, daß die Näherung um so besser wird, je kleiner man Δx wählt. Sie wird "exakt", wenn " Δx gegen 0 geht", d.h., aus dem Δx ein ∂x geworden ist.

Nach dieser Zwischenbetrachtung existiert ein Ansatz, um die auf der Vorderseite des in Abb. 1 dargestellten Kompartimentes austretende Wassermenge näherungsweise zu bestimmen. Sie beträgt:

$$q(x_1) \Delta y \Delta Z \Delta t + \left(\left. \frac{\partial q}{\partial x} \right|_{x_1} \Delta x \right) \Delta y \Delta Z \Delta t$$

oder, in allgemeinerer Schreibweise

$$\left(q_x + \frac{\partial q}{\partial x} \Delta x \right) \Delta y \Delta Z \Delta t$$

Um die Vorratsänderung zu bestimmen, die aufgrund der Strömungskomponente entlang der x -Achse in dem Kompartiment auftritt, wird die Differenz aus eintretender und austretender Wassermenge gebildet.

$$(4) \quad q_x \Delta y \Delta z \Delta t - \left(q_x \Delta y \Delta z \Delta t + \frac{\partial q}{\partial x} \Delta x \right) \Delta y \Delta z \Delta t \\ = - \frac{\partial q}{\partial x} \Delta x \Delta y \Delta z \Delta t$$

In genau analoger Weise können die Vorratsänderungen bestimmt werden, die aufgrund der Strömungskomponenten in der y- und der z-Richtung zustande kommen. Die Gesamtänderung des Wasservorrates in dem Kompartiment ergibt sich dann als Summe aller drei Änderungen:

$$(5) \quad \Delta Q = - \left(\frac{\partial q}{\partial x} + \frac{\partial q}{\partial y} + \frac{\partial q}{\partial z} \right) \Delta x \Delta y \Delta z \Delta t$$

Nun ist ΔQ noch eine unbequeme Größe, weil sie auf das zwar kleine, im übrigen aber beliebige Volumen des Kompartimentes bezogen ist. Durch Division dieser Größe durch das Volumen $\Delta x \Delta y \Delta z$ des Kompartimentes bekommt man einen vergleichbaren, auf die Volumeneinheit 1 bezogenen Wassergehalt. Der Wassergehalt des Einheitsvolumens wird häufig mit θ bezeichnet.

$$(6) \quad \Delta \theta = \frac{\Delta Q}{\Delta x \Delta y \Delta z}$$

Wird nun die Gleichung (5) auf beiden Seiten durch das Volumen $\Delta x \Delta y \Delta z$ dividiert, so erhält man

$$(7) \quad \Delta \theta = - \left(\frac{\partial q}{\partial x} + \frac{\partial q}{\partial y} + \frac{\partial q}{\partial z} \right) \Delta t$$

Wenn jetzt noch auf beiden Seiten der Gleichung durch Δt dividiert wird und $\Delta t \rightarrow 0$, so resultiert die Kontinuitätsgleichung:

$$(8) \quad \frac{\partial \theta}{\partial t} = - \left(\frac{\partial q}{\partial x} + \frac{\partial q}{\partial y} + \frac{\partial q}{\partial z} \right)$$

Sie verknüpft die Änderung der Fließgeschwindigkeit mit der Änderung des Bodenwassergehaltes an einem beliebigen Punkte eines Bodens, in dem sich das Bodenwasser in Bewegung befindet. Da das die entscheidende Beziehung zur Beschreibung der Dynamik des Systems Boden : Bodenwasser ist, muß die Kontinuitätsgleichung als fundamentale Beziehung angesehen werden. Sie gilt auch für den Fall, daß $\partial \theta / \partial t = 0$ wird. Sie wird dann als Laplace-Gleichung bezeichnet.

Allerdings wird die vorstehende Gleichung meist noch etwas umgewandelt, um sie zur Lösung von Strömungsproblemen des Bodenwassers zu benutzen. Häufig soll die Gleichung nach θ aufgelöst werden. Dies erfordert, daß für die auf der anderen Seite der Gleichung stehenden Differentiale eine Bestimmungsmöglichkeit gefunden werden muß. Einen Ansatz bietet die DARCY-Gleichung.

$$(9) \quad q = - k(\theta) \frac{\partial \phi}{\partial s}$$

Sie besagt, daß die pro Zeiteinheit durch die Einheit des Flächenquerschnittes (senkrecht zur Strömungsrichtung) hindurchtretende Wassermenge proportional dem Gefälle des hydraulischen Potentials ϕ ist. Das hydraulische Gefälle - oder der hydraulische Gradient - ist die Änderung des hydraulischen Potentials entlang einer beliebigen Strecke, hier durch "s" gekennzeichnet. Die Proportionalitätskonstante k ist als "Durchlässigkeit" oder "Permeabilität", "hydraulische Leitfähigkeit" und unter weiteren Bezeichnungen bekannt. Sie ist substratspezifisch und ihrerseits vom Wassergehalt abhängig. Das negative Vorzeichen besagt, daß die Wasserbewegung in Richtung abnehmender Potentiale erfolgt.

In der soeben dargestellten Form läßt sich jedoch auch das DARCY-Gesetz noch nicht unmittelbar verwenden, da das hydraulische Potential ϕ sich aus zwei Komponenten zusammensetzt.

$$(10) \quad \phi = \psi + z$$

wobei ψ für das Matrixpotential und Z für das Gravitationspotential steht. Diese beiden Größen lassen sich nun relativ leicht bestimmen, und zwar das Matrixpotential ψ mit Hilfe von Tensiometern, während das Gravitationspotential Z durch den vertikalen Abstand des Meßpunktes von einer beliebigen horizontalen Bezugsebene definiert ist. Diese horizontale Bezugsebene kann beispielsweise durch den Nullpunkt des Koordinatensystems festgelegt sein. Das DARCY-Gesetz nimmt dann folgende Form an:

$$(11) \quad q = -k \frac{\partial(\psi+Z)}{\partial s} = -\left(k \frac{\partial\psi}{\partial s} + k \frac{\partial Z}{\partial s}\right)$$

Es ist jetzt zweckmäßig, das DARCY-Gesetz in der Form zu schreiben, in der es für die drei Richtungen des Koordinatensystems gilt:

$$(12a) \quad q_x = -k \frac{\partial\psi}{\partial x}$$

$$(12b) \quad q_y = -k \frac{\partial\psi}{\partial y}$$

$$(12c) \quad q_z = -k \frac{\partial\psi}{\partial z} - k$$

Hierbei ist angenommen, daß der Durchlässigkeitskoeffizient k in allen drei Richtungen den gleichen Wert hat. Ist dies nicht der Fall, so müßte man das in der vorliegenden Schreibweise durch Angabe eines Index beim k berücksichtigen (Anisotropie der Durchlässigkeit). Für k gilt weiter - wie bereits betont - daß es vom jeweiligen Wassergehalt abhängig ist. In Richtung der x - und der y -Achse hat die DARCY-Gleichung eine andere Form als in Richtung der vertikalen z -Achse. Der Grund hierfür besteht darin, daß bei horizontaler Wasserbewegung keine Änderung des Gravitationspotentials auftritt, d.h. $\partial Z/\partial x$ und $\partial Z/\partial y$ sind Null und können weggelassen werden. Entlang der z -Achse dagegen ändert sich das Gravitationspotential stets um den gleichen Betrag wie die z -Koordinate selbst, so daß $\partial Z/\partial z$ konstant

ist und den Wert 1 annimmt, wenn das Potential in cm WS angegeben wird.

Durch Einsetzen der Gleichungen (12a, b u. c) in die Gleichung (8) resultiert die eigentliche Arbeitsgleichung, die die Wasserbewegung und Wassergehaltsänderungen in einem im Vergleich zur gesamten Strömungsregion sehr kleinem Kompartiment des durchströmten Bodens beschreibt.

$$(13) \quad \frac{\partial \theta}{\partial t} = \frac{\partial}{\partial x} \left(k \frac{\partial \psi}{\partial x} \right) + \frac{\partial}{\partial y} \left(k \frac{\partial \psi}{\partial y} \right) + \frac{\partial}{\partial z} \left(\frac{\partial \psi}{\partial z} \right) + \frac{\partial k}{\partial z}$$

Diese Gleichung wird häufig als FOKKER-PLANCK-Gleichung bezeichnet. Für eindimensionale, namentlich horizontale Strömungsprobleme existieren eine Reihe von "analytischen" Lösungen, die jedoch häufig eine vorherige Umwandlung dieser Gleichung erfordern, so daß sie die Form einer Diffusionsgleichung (2. Ficksches Gesetz) erhält. Diese Umwandlung läßt sich durch folgende Gleichung bewerkstelligen:

$$(14) \quad k \frac{\partial \psi}{\partial x} = k \frac{\partial \psi}{\partial \theta} \frac{\partial \theta}{\partial x} = D \frac{\partial \theta}{\partial x}, \quad D = k \frac{\partial \psi}{\partial \theta}$$

D ist die "Diffusivität" des Bodenwassers. Für den eindimensionalen horizontalen Fall würde die Gleichung (13) dann übergehen in folgende Form

$$(15) \quad \frac{\partial \theta}{\partial t} = \frac{\partial}{\partial x} \left(D \frac{\partial \theta}{\partial x} \right) \quad \text{bzw} \quad D \frac{\partial^2 \theta}{\partial x^2}$$

wobei die zuletzt genannte Form nur unter der Voraussetzung gilt, daß die Diffusivität D konstant ist, während dies für den zuerst genannten Term auf der rechten Seite der Gleichung nicht vorausgesetzt wird.

Analytische Lösungen erfordern auch für einfache Grenzbedingungen in der Regel komplizierte und langwierige mathematische Prozeduren, die relativ hohe Anforderungen an die Kenntnisse des Bearbeiters stellen. Für die mathematische Simulation natürlicher Systeme wie z.B. des Bodenwasserhaushaltes eines Standortes,

existieren im allgemeinen keine analytischen Lösungen. Man muß Näherungsverfahren verwenden. Hier sei auf folgende Unterscheidung aufmerksam gemacht. "Exakt" im mathematischen Sinne heißt, daß ein Problem mit Hilfe einer analytischen Lösung gelöst wird. Dieser Weg erfordert in vielen Fällen eine Idealisierung der Grenzbedingungen. Je stärker diese Idealisierung sein muß, um so weniger "exakt" wird die Simulation im physikalischen Sinne. Andererseits erlaubt eine Lösung, die im mathematischen Sinne als "Näherungslösung" bezeichnet wird, die physikalische Natur des Untersuchungsobjektes besser zu simulieren. Da die Abweichung einer Näherungslösung (im mathematischen Sinne) von der "exakten" Lösung bei entsprechendem Rechenaufwand sehr klein gehalten werden kann, sollte der Ausdruck "Näherungslösung" nicht zu der Vorstellung einer groben Unexaktheit führen.

Das Prinzip einer Näherungslösung unter Verwendung endlicher Differenzen anstelle von Differentialen läßt sich mit Hilfe der Gleichungen (8) und (13) erläutern für den einfachen Fall einer horizontalen Wasserbewegung in x-Richtung:

$$(16) \quad \frac{\partial \theta}{\partial t} = - \frac{\partial}{\partial x} (k(\theta) \frac{\partial \psi}{\partial x}) = - \frac{\partial q}{\partial x}$$

Als Differenzen geschrieben wird aus dem linken und dem rechten Ausdruck:

$$(17) \quad \frac{\Delta \theta}{\Delta t} = - \frac{\Delta q}{\Delta x}$$

Die Wassergehaltsänderung $\Delta \theta$ in dem Zeitintervall Δt läßt sich bestimmen, wenn Δq gefunden werden kann. Hierzu betrachte man 3 aufeinanderfolgende Kompartimente, deren jedes das Einheitsvolumen aufweisen soll (Abb. 3)

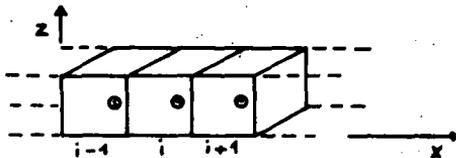


Abb. 3: 3 aufeinanderfolgende Kompartimente einer eindimensionalen, horizontalen Strömungsregion

Zur Zeit $t = 0$ sind Wassergehalt und Saugspannung in allen Kompartimenten bekannt (Anfangsbedingung!). Für diesen Zeitpunkt läßt sich mithin der momentane Fluss vom Kompartiment $i-1$ nach dem Kompartiment i bestimmen ebenso wie der Fluss von Kompart. i nach dem Kompart. $i+1$:

$$(18a) \quad q_{i-1,i} = - \frac{k(\theta_{i-1}) + k(\theta_i)}{2} \cdot \frac{\psi_i - \psi_{i-1}}{\Delta x} \quad , \text{Fluss vom linken ins mittlere Kompart.}$$

$$(18b) \quad q_{i,i+1} = - \frac{k(\theta_i) + k(\theta_{i+1})}{2} \cdot \frac{\psi_{i+1} - \psi_i}{\Delta x} \quad , \text{Fluss vom mittleren ins rechte Kompart.}$$

Da der Wassergehalt θ entlang der Strecke x wechselt, ändert sich auch die Durchlässigkeit k , die unter wasserungesättigten Bedingungen von θ abhängt. Deshalb wird ein mittlerer Durchlässigkeitswert errechnet (s. Gl. 18a und b).

Die weitere Näherung besteht nun darin, daß die Gleichungen (18a) und (18b) während des Zeitraumes Δt unverändert als gültig angesehen werden. Eingesetzt in Gl. (17) ergibt sich:

$$(19) \quad \frac{\Delta \theta}{\Delta t} = - \frac{1}{\Delta x} (q_{i,i+1} - q_{i-1,i}) \\ = - \frac{1}{(\Delta x)^2} \left(\frac{k(\theta_{i-1}) + k(\theta_i)}{2} (\psi_i - \psi_{i-1}) - \frac{k(\theta_i) + k(\theta_{i+1})}{2} (\psi_{i+1} - \psi_i) \right)$$

Auf diese Weise lassen sich die Wassergehaltsänderungen in allen Kompartimenten der Strömungsregion während des ersten Zeitschrittes Δt errechnen, so daß am Ende des ersten Zeitschrittes die neuen Wassergehalte durch Addition der Nettoänderung zum ursprünglichen Wassergehalt bestimmt werden können. Damit kann der zweite Zeitschritt in Angriff genommen werden usw. Eine besondere Behandlung erfordern bei diesem Vorgehen die ersten und letzten Kompartimente, da sie jeweils nur ein Nachbarkompartiment besitzen. Das jeweils fehlende Kompartiment wird durch die "Randbedingungen" gewissermaßen ersetzt. Die dort gegebenen Informationen werden in prinzipiell gleicher Weise, wie soeben geschildert, in den Rechengang einbezogen. VAN DER PLOEG (1974) bringt in der nachfolgenden Arbeit Beispiele, in denen das Vorgehen für einige Fälle beschrieben wird.

TRANSPORT GELÖSTER STOFFE DURCH DEN BODEN

Grundsätzlich ähnliche Überlegungen wie für die bloße Bewegung des Bodenwassers gelten auch für den Transport von im Bodenwasser gelösten Stoffen. Hier kommt es allerdings sehr darauf an, von wieviel und welchen Parametern der Transport dieser Stoffe abhängig ist, und ob sogenannte "Quellen" oder "Senken" in der Transportregion vorhanden sind. Unter "Quellen" versteht man hierbei das zusätzliche Auftreten des transportierten Stoffes z.B. aufgrund von Verwitterungs- oder Zerfallsprozessen oder auch von Austauschvorgängen. "Senken" sind das Gegenteil, nämlich das "Verschwinden" des transportierten Stoffes aufgrund von Ausfällungen, Bintauschvorgängen, Aufnahme durch die Pflanze und dergl. mehr.

Die Behandlung dieser in der englischsprachigen Literatur als MISCIBLE DISPLACEMENT bezeichneten Vorgänge, bei denen eine den Boden infiltrierende Wassermenge eine andere Lösungsfracht aufweist als die bereits im Boden befindliche und diese gleichzeitig verdrängt und sich mit ihr mischt, ist naturgemäß von komplexerer Form als die bloße Wasserbewegung. Hier soll nur ein einfacher, idealisierter Fall betrachtet werden, der zu einer prinzipiellen Erläuterung der Betrachtungsweise dient.

Man veranschaulicht sich die Vorgänge zweckmäßigerweise wieder anhand von Abb. 1. Für den Transport der im Bodenwasser gelösten Stoffe sollen hier nur zwei Prozesse betrachtet werden:

1. Massenfluß
2. molekulare Diffusion

In Gleichung (1) wurde die pro Zeiteinheit durch den Flächenquerschnitt tretende Wassermenge mit q bezeichnet. Hier wird die Masse des gelösten Stoffes betrachtet, die pro Zeiteinheit durch den Einheitsquerschnitt transportiert wird. Bezeichnet man diese Menge mit u und geht von der gleichen Überlegung aus, nämlich daß sich innerhalb des Kompartimentes eine Gehaltsänderung einstellen muß, wenn eine größere Menge des transportierten Stoffes

in das Kompartiment hineinfließt als herausfließt - oder umgekehrt - , so kann man die ganze in den Gleichungen (1) bis (13) dargelegten Überlegungen wiederholen, nur mit dem Unterschied, daß man anstelle von q jetzt u benutzt und anstelle von θ jetzt das Symbol C einfügt (C steht für Konzentration des gelösten Stoffes, d.h. Menge des gelösten Stoffes pro Volumeneinheit).

Analog Gleichung (6) würde die Kontinuitätsgleichung jetzt folgendermaßen aussehen:

$$(20) \quad \frac{\partial C}{\partial t} = - \left(\frac{\partial u}{\partial x} + \frac{\partial u}{\partial y} + \frac{\partial u}{\partial z} \right)$$

Der Einfachheit halber soll weiterhin nur der eindimensionale horizontale Fall behandelt werden, also z.B. eine Bewegung parallel zur x-Achse:

$$(21) \quad \frac{\partial C}{\partial t} = - \frac{\partial u}{\partial x}$$

In diese Gleichung wird nun - genau wie vorher beim Wasser das q - das u substituiert, nachdem für u zunächst die entsprechenden Transportgleichungen aufgestellt worden sind.

$$(22) \quad \text{M a s s e n f l u ß} = v_x C$$

v_x = mittlere "Porengeschwindigkeit" des Bodenwassers (unter günstigen Bedingungen $\approx q/P_e$)

q = "DARCY-Geschwindigkeit" (Gl.9)

P_e = "effektive" Porosität

Mit der "mittleren Porengeschwindigkeit v_x " soll die tatsächliche Geschwindigkeit erfaßt werden, mit der sich das Wasser durch die Bodenporen bewegt. Sie ist größer als die "DARCY-Geschwindigkeit" q , da ja im Boden das Wasser sich nur im Porenraum bewegen kann, soweit dieser mit Wasser gefüllt ist und das Wasser nicht allzu großen Anziehungskräften durch die Matrix unterliegt.

2. Die molekulare Diffusion wird durch das Ficksche Gesetz be-

geschrieben.

$$(23) \quad u' = -D \frac{\partial C}{\partial x}$$

Die Gesamtbewegung der gelösten Substanz setzt sich zusammen aus dem Betrag aufgrund des Massenflusses und dem Betrag aufgrund der molekularen Diffusion.

$$(24) \quad u_x = -D \frac{\partial C}{\partial x} + v_x C$$

Durch Substitution in Gleichung (21) ergibt sich

$$(25) \quad \frac{\partial C}{\partial t} = -\frac{\partial}{\partial x} \left(-D \frac{\partial C}{\partial x} + v_x C \right)$$

unter der Voraussetzung, daß $D = \text{konstant}$ und $v_x = \text{konstant}$ ergibt sich weiter

$$(26) \quad \frac{\partial C}{\partial t} = D \frac{\partial^2 C}{\partial x^2} - v_x \frac{\partial C}{\partial x}$$

Aus dieser Gleichung kann mit Hilfe eines analytischen oder numerischen Lösungsverfahrens für die jeweiligen Grenzbedingungen eine Lösung der allgemeinsten Form

$$(27) \quad C = f(x, t)$$

gefunden werden. Die Konzentration des gelösten Stoffes kann für jeden beliebigen Ort der Strömungsregion und zu jeder beliebigen Zeit des Beobachtungszeitraumes bestimmt werden.

Um dem Einwand zu begegnen, daß die hier gegebene Ableitung von zu stark idealisierten Bedingungen ausgehe, sei ein Beispiel aus der Literatur gezeigt (NIELSEN e.a., 1962)

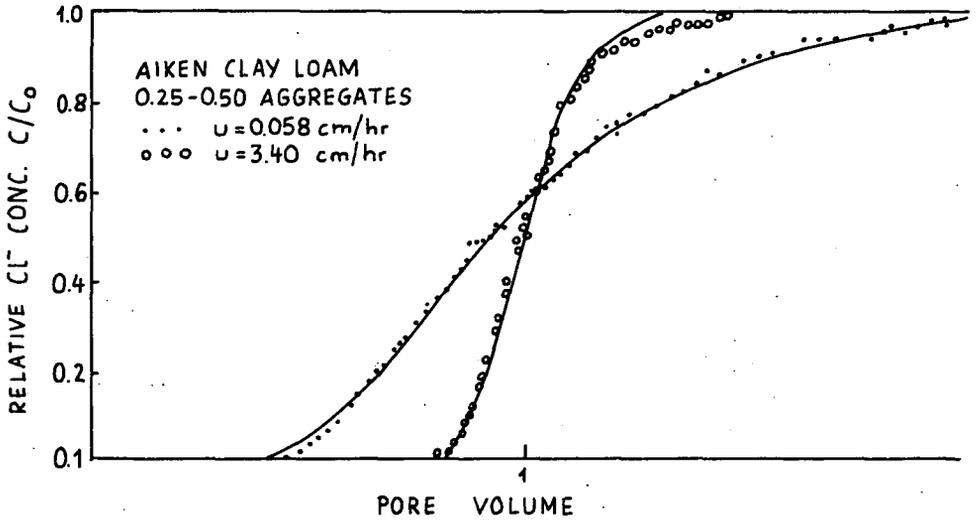


Abb. 4: Berechnete (ausgezogene Linien) und gemessene Ergebnisse einer Durchbruchkurve für Cl^-

Dargestellt ist die sogenannte Durchbruchkurve von mit dem sich bewegenden Bodenwasser transportierten Cl^- -Ionen. Der Porenraum einer Bodensäule war ursprünglich nur mit Wasser gefüllt. Zum Zeitpunkt $t = 0$ wurde der Bodensäule Wasser mit einer bestimmten Chloridfracht zugeführt, das das im Boden befindliche Wasser verdrängte. Gleichzeitig begannen Chloridionen in das verdrängte Wasser hineinzudiffundieren. Die Menge und die Konzentration der in der verdrängenden Lösung befindlichen Chloridionen wurde am anderen Ende der Bodensäule vom Zeitpunkt 0 an gemessen. Als Volumeneinheit wurde die "effektive Porosität" des Bodens genommen, d.h., die Marke 1 der Abszisse bedeutet, daß an der Stelle genau die Menge Wasser aus der Bodensäule ausgetreten ist, die ursprünglich zum Zeitpunkt $t = 0$ sich in ihr befunden hatte. Man erkennt, daß aufgrund der Diffusion ein Teil der in der verdrängenden Lösung befindlichen Chloridionen rascher gewandert ist als die Verdrängungslösung, während umgekehrt ein Teil des verdrängten

Bodenwassers in die verdrängende Lösung hinein gelangt ist. Auf diese Weise konnte sich die volle Konzentration der Cl^- -Ionen in der verdrängenden Lösung erst einstellen, nachdem mehr Wasser aus der Bodenlösung verdrängt war als ursprünglich in ihr vorhanden gewesen ist. Der Versuch ist bei zwei verschiedenen Strömungsgeschwindigkeiten des Wassers durchgeführt worden (volle und offene Markierungen in Abb. 4), und man sieht deutlich, daß bei der geringeren Strömungsgeschwindigkeit die Diffusion eine größere Rolle spielt als bei der größeren Strömungsgeschwindigkeit.

Tatsächlich handelt es sich hier um einen idealisierten Fall. Es gibt eine ganze Reihe von Komplikationen, die je nach Lage der Dinge zusätzlich in Betracht gezogen werden müssen. Einige seien hier aufgelistet:

Diffusionskoeffizient D ist nicht konstant;
Porengeschwindigkeit v_x ist nicht konstant;
Austauschvorgänge;
Quellen und Senken in der Strömungsregion;
Haftwassereinfluß;
unterschiedliche Viskosität.

ZUSAMMENFASSUNG

Die Kontinuitätsgleichung wird hergeleitet und erläutert als grundlegende Beziehung zur Beschreibung dynamischer Strömungs- und Stofftransportvorgänge im Boden, namentlich unter wasserungesättigten Bedingungen. Aus ihr lassen sich unter Verwendung der DARCY-Gleichung und ggfs. der Diffusivität des Bodenwassers die Gleichungen (mathematische Modelle) gewinnen, die für problemspezifische Grenzbedingungen (Anfangs- und Randbedingungen) analytisch oder numerisch zu lösen sind. Das Prinzip einer numerischen Lösung wird erläutert. Ferner werden einige physikalische Beziehungen behandelt, die für eine mathematische Modellierung des Transportes gelöster Stoffe mit dem sich bewegenden Bodenwasser eine Rolle spielen. Ein solches Modell wird für einen einfachen Fall aufgestellt.

L i t e r a t u r

CHILDS, E.C., 1969: An Introduction to the physical basis of soil water phenomena. Wiley Interscience, New York

KIRKHAM, Don and W.L. POWERS, 1972: Advanced soil Physics. Wiley-Interscience, New York

NIELSEN, D.R. and I.W. BIGGAR, 1962: Miscible displacement: III. Theoretical considerations. Soil Sci. Soc. Am. Proc. 26: 216-221

ULRICH, B., 1974: Modellierung von Ökosystemen. Mitteilgn. Deutsche Bodenkundl. Gesellsch. (in diesem Band)

VAN DER PLOEG, R.R., 1974: Use of soil physical principles in hydrological models. Mitteilgn. Deutsche Bodenkundl. Gesellsch. (in diesem Band)

USE OF SOIL PHYSICAL PRINCIPLES IN HYDROLOGICAL MODELS

von
R. R. van der Ploeg^{*)}

SUMMARY

In this paper the use of soil physical principles in hydrological models is discussed. First a brief review about the historical development of hydrology and soil physics is given. Then some of the accomplishments of the rational analysis in soil hydrology are discussed. Analytical methods for solving soil moisture flow equations are discussed and the correctness of the physical model is demonstrated. Next some numerical solutions for complicated soil moisture problems are compared with experimental data. Finally a new simple method (CSMP) for solving soil flow problems is discussed in detail and an example is given where CSMP has been used in an hydrological model, in which soil physical principles were applied. It is shown that the simple CSMP computer program is an attractive alternative for lysimeter experiments in the field.

HISTORICAL DEVELOPMENTS OF HYDROLOGY AND SOIL PHYSICS

A hydrological model, like models in other fields of science and engineering is a manageable, simplified image of a complex physical reality. The model supposedly reflexes some understanding of the nature of the process under study and its applicability needs to be checked by observations. Eventually the model should reflect reality in such a way that it provides useful, practical information with a minimum of effort and experimentation. A properly functioning model

*) Institut für Bodenkunde und Waldernährung der Universität Göttingen, Göttingen, Büsgenweg 2

can help man to improve his control over his environment and to develop in an efficient way his limited resources.

To study hydrological processes many approaches are practiced: one can make observations in the field, for small areas and for large ones, one can make experiments in the field and in the laboratory, one can look for analytical or empirical relations, for deterministic or stochastic properties of hydrological phenomena. In order to construct a useful model, the results of each of those approaches can be combined. The advantages and the disadvantages of each approach should be realized during the data collecting, the analysis and the synthesis of the model. During the process of the model building continuous interplay between data collecting, analysis and synthesis, is necessary in order to come to a model that will yield practical results.

In recent years one can notice a strong tendency for model building in all fields of science and engineering. After many years of data collecting and analysis also in hydrology an urge is felt for synthesizing and modeling complex hydrological processes. The history of hydrology is a long one, and during its development many periods of a characteristic approach towards hydrology can be distinguished.

One of the great hydrologists of this time, Ven Te Chow, gives in his Handbook of Hydrology (Ven Te Chow, 1964) an interesting review on the historical developments of hydrology.

Table 1 summarizes this review of Chow. Especially the development during the last 100 years is notable.

In the last hundred years we also note the development of a new field in soil science, soil physics. As one of the founders of soil physics Ewald Wollny from München may be considered. Soil physicists since Wollny have made important contributions to hydrology, especially in the field of soil hydrology. The historical development of soil physics since Wollny runs parallel to the one of hydrology as listed by Chow. However for soil physics and soil hydrology the developments in different parts of the world did not occur with the same speed.

Historische Entwicklung der Hydrologie

1. Periode der Überlegungen (-1400)
Philosophische Betrachtungen über den hydrologischen Kreislauf.
2. Periode der Beobachtungen (1400 -1600)
Prinzip des hydrologischen Kreislaufs angegeben aufgrund von Beobachtungen
3. Periode der Messungen (1600 -1700)
Durchführung von Messungen zur Prüfung der Existenz des hydrologischen Kreislaufs
4. Periode des Experimentierens (1700 -1800)
Entwicklung vieler neuer Meßgeräte. Anfang der quantitativen Hydrologie
5. Periode der Modernisierung (1800 -1900)
Zeit des Experimentierens vor allem in der Grundwasserhydrologie. Darcy's Gesetz und die Laplace-Gleichung formuliert
6. Periode des Empiricismus (1900 -1930)
Empirische Lösung von praktischen Problemen. Vorstellungen der physikalischen Gesetze noch nicht entwickelt
7. Periode der rationalen Analyse (1930 -1950)
Rationale Analyse statt Empiricismus für die Lösung von praktischen Problemen. Physikalische Grundsätze für hydrologische Phänomene gesucht
8. Periode der Theoretisierung (1950 - heute)
Mathematische Analyse der rationellen hydrologischen Prinzipien. Anwendung von Elektronenrechnern

Table 1: Historical development of and characteristic approach towards hydrology. After Chow (1964).

Especially in countries like the USA, Australia, Engeland, Holland, and in recent years also in Israel the developments in soil physics and soil hydrology (that is the rational analysis and the theoretization), are most pronounced. At the institutions of higher educations in the just mentioned countries soil physics, with soils, physics and mathematical physics as major constituents has become an independent but integrated discipline of soil science. In countries where this did not happen, the approach to soil physics and soil hydrology took a different course, often in such a way that many of the accomplishments of the rational analysis and the theoretization remained unappreciated.

In the next section we will discuss briefly some of the achievements of the rational analysis and the theoretization that do have relevance to soil hydrology, and later on in this paper we will show how these achievements can be used in practical problems.

SOME ACHIEVEMENTS OF THE RATIONALE ANALYSE AND THE THEORETIZATION FOR SOIL HYDROLOGY

Many of the flow processes that occur in soil have been analysed and they can be treated now in a quantitative way on sound physical principles. As far as water flow is concerned one can distinguish between moisture flow below the water table (saturated flow) and flow above the water table (unsaturated flow). Also the analysis of the simultaneous transport of solutes with soil moisture (under saturated conditions as well as under unsaturated conditions) has received much attention from soil physicist and engineers in the last 15 years. This process is generally known as hydrodynamic dispersion.

An excellent work on the basic physics of soil water phenomena is given by Childs (1969). More advanced theory can be found in De Wiest (1969). Both works deal with saturated as well as unsaturated soils. Two differential equations are commonly used to describe soil moisture movement: the Laplace equation for moisture flow in saturated soils, and a nonlinear Fokker-Planck equation for unsaturated soils. A discussion of both equations is given by Benecke (1974). Both equations can be

derived with the use of Darcy's law and an equation of continuity. A discussion of Darcy's law as a consequence of basic physics of fluid flow can be found in Childs (1969, p. 164). Besides Darcy's law and the equation of continuity, which lead to the Laplace equation or a nonlinear Fokker-Planck equation, the controversial Dupuit-Forchheimer assumptions have been used frequently in solving (saturated) soil moisture problems. Childs (1969) discusses the Dupuit-Forchheimer assumptions, but does not provide a physical explanation. Kirkham (1967) who uses the Dupuit-Forchheimer assumptions often in his works, has given an acceptable physical explanation for the Dupuit-Forchheimer approximations. A very general differential equation describing the transport of solutes through soil is also given by Benecke (1974). A treatise on the physical basis of solute transport is given by Bear (1969).

Solutions to the just mentioned differential equations usually yield the moisture content or the total hydraulic potential for moisture flow problems, and the concentration of a solute for solute transport in soil, each as a function of space and/or time. The solutions to these differential equations can be subdivided in two classes: analytical or numerical. An analytical solution is a solution obtained through careful mathematical analysis. The solution is exact, concise and in general terms of the relevant parameters. A high-speed computer is usually not required for numerical calculations with the solution. Some quasi-analytical solutions require at the most a simple desk calculator.

On the other hand all those solutions that do require a high-speed computer can be denoted as numerical solutions. These solutions are approximate, are provided in the form of an algorithm and are specific for one set of parameters.

Quite often the exact analytical solution for a soil moisture flow problem is obtainable only after the physical description of the problem has been simplified. Although such a solution is exact in the mathematical sense, it is approximate in the physical sense. The reverse can be said about solutions of flow problems that are obtained by approximate numerical methods: the physical model for these approximate solutions is usual more exact. The analytical solutions however are invaluable since they form the foundations on which the numerical solutions are built.

Philip (1969) reviews some of the analytical and quasianalytical solutions of the unsaturated flow equation, as the one-dimensional series solution, the one-dimensional asymptotic solution, linearized solutions and delta-function solutions. In Kirkham and Powers (1972) many analytical techniques for solving saturated flow problems can be found. They are presented in great detail, for example the general solution to Laplace's equation obtained by the method of separation of variables (Fourier method), the Gram-Schmidt method, and conformal mapping (Schwarz-Christoffel transformation, hodograph method and Richmond's method).

Numerical methods of solution of soil hydrological differential equations are treated in Remson et al. (1971). Many finite-difference methods are discussed, like the explicit approximation, the implicit approximation, the Crank-Nicolson approximation and the Alternate Direction Implicit method. Also an introduction into the finite element method, using variational calculus, is given by Remson et al.

Methods for solving dispersion equations are discussed by Fried and Combarrous (1971). They deal with analytical solutions as well as with numerical solutions. They discuss for example the explicit approximation, the implicit approximation and the Crank-Nicolson approximation methods for solving dispersion equations. Also the method of characteristics, not often used in soil studies, is presented as a possible means for solving dispersion problems.

SOME EXACT ANALYTICAL SOLUTIONS AND THE EXPERIMENTAL VERIFICATION

The differential equations that have been proposed to describe soil moisture flow and hydrodynamic dispersion do have their limits of applicability. In their derivation it is usually assumed that the soil is homogeneous and isotropic, that Darcy's law holds, that averaged quantities like suction, conductivity, moisture content, solute concentration, which are measurable at a very large scale as compared to the actual conditions at the molecular or even the soil pore level, are useful parameters, that hysteresis and entrapped air phenomena either can be neglected or that they are physically understandable and mathematically treatable quantities. It is clear that

MOISTURE CONTENT - (fractional volume)

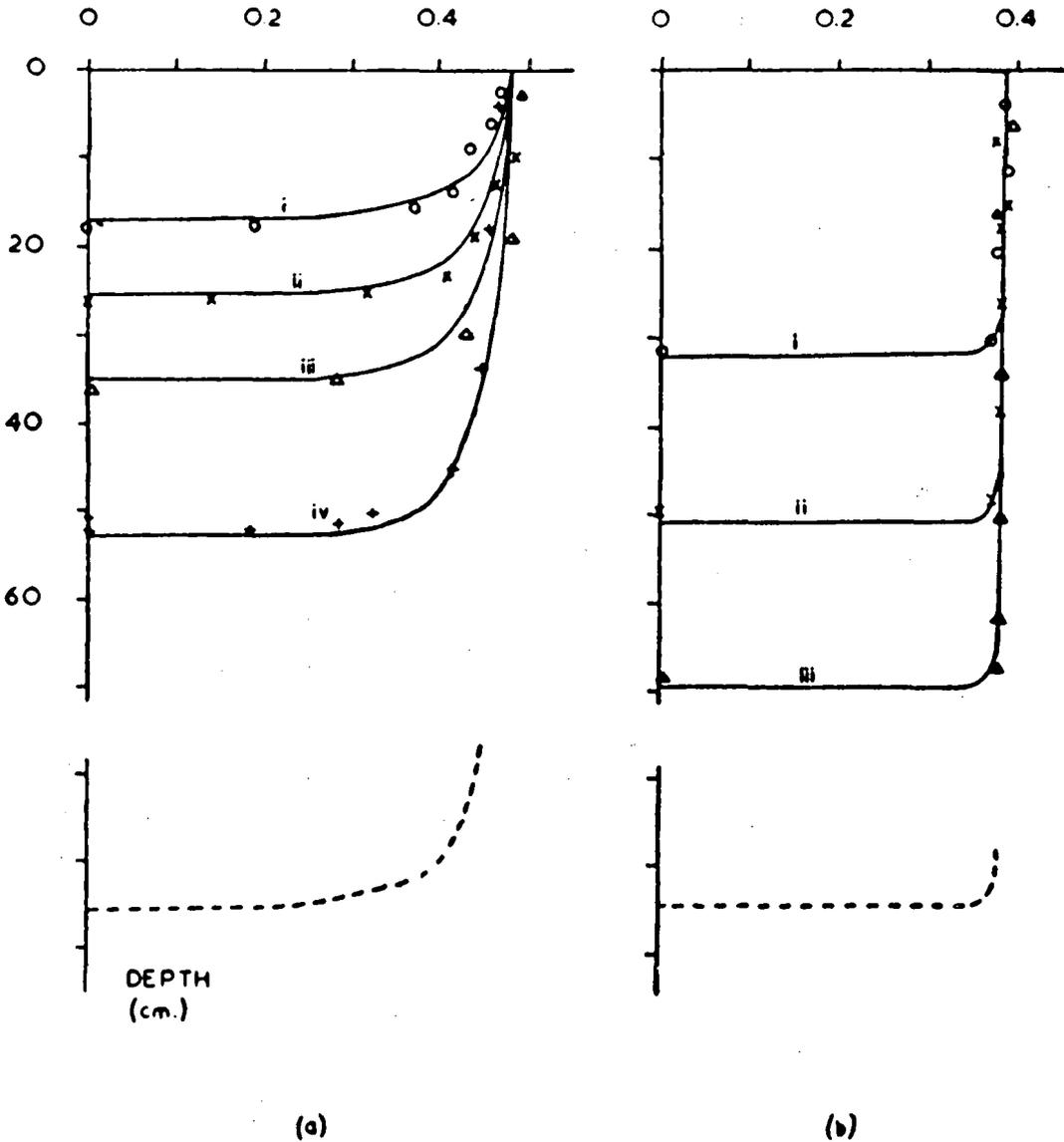


Fig. 1: Theoretical and experimental moisture profiles for unsaturated, one-dimensional infiltration, at different times, for (a) glass beads, (b) slate dust. After Youngs (1957).

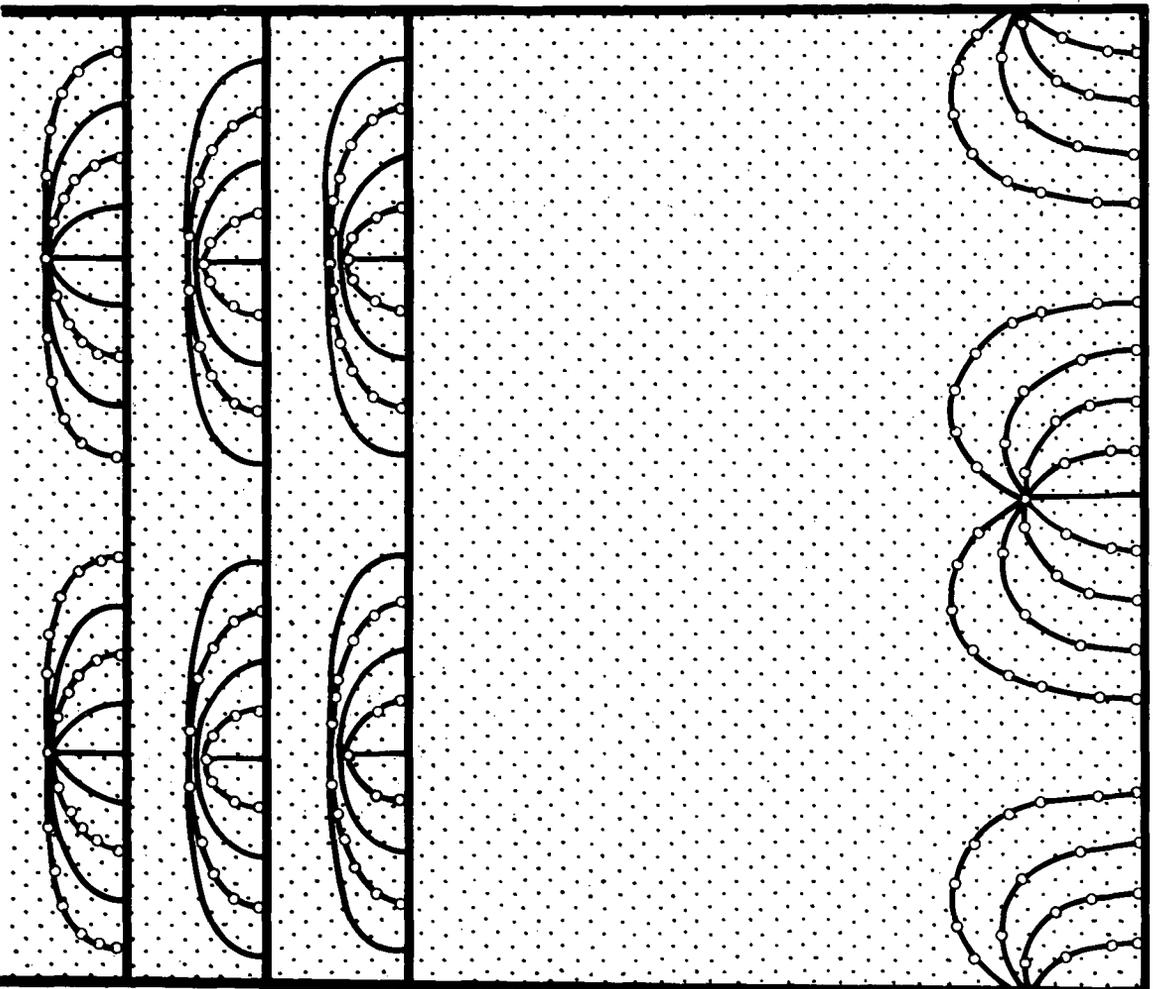


Fig. 2: Theoretical and experimental streamlines for saturated two-dimensional moisture flow towards tilled. After Katchan (1940).

that real field soils or even packed soil columns only do approximate such prerequisites.

That for ideal porous media, like glass beads or sorted sands, these equation indeed do describe the predicted behaviour, has been shown many times.

Fig. 1 shows the graphical solution of the unsaturated moisture equation as derived analytically by Philip (1957). These solid curves show the moisture content as a function of depth for different times. Philip's theory was tested by Youngs (1957) for some ideal "soils". Youngs experimental data are also shown in Fig. 1, and one can see that theory and experiment agree quite well. The two soils that were used by Youngs were a slate dust (0.04-0.125 mm), and commercial glass beads (< 0.1 mm diameter).

Fig. 2 shows again a comparison between theory and experiment. This time a two-dimensional saturated flow problem is studied. Kirkham (1940) solved the Laplace equation for the boundary conditions as given by the problem, and he compared his calculated streamlines with those of a sand tank experiment.

Fig. 3 shows that even real soils in the field can behave ideally. Results from a field experiment on soil drainage by Kirkham and De Zeeuw (1952) are compared with the theoretical results of Kirkham (1958). In his theoretical model Kirkham used potential flow theory (Laplace equation).

Fig. 4 shows a comparison between theory and experiment for a dispersion problem. Nielsen and Biggar (1962) analysed chloride break through curves for clay loam aggregates of a California soil (Aiken). The experimental results agree quite well with the analytical solution of the dispersion equation.

The above four examples are only few of the many tests that have been made (in laboratory soil columns and tanks, or on field plots) that have shown the correctness of the physical models. As mentioned earlier,

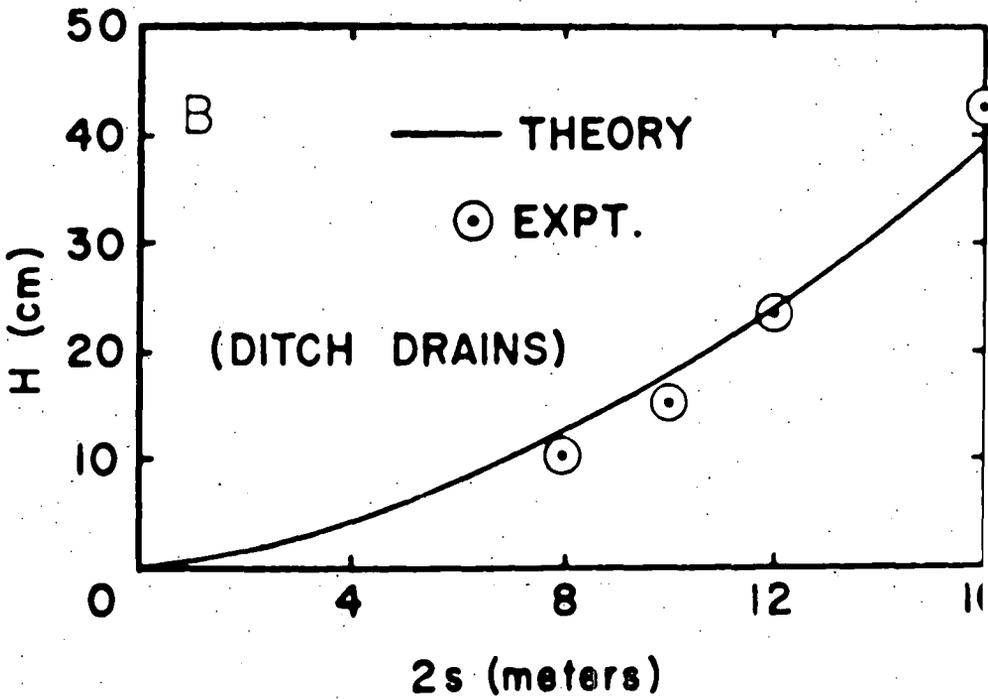
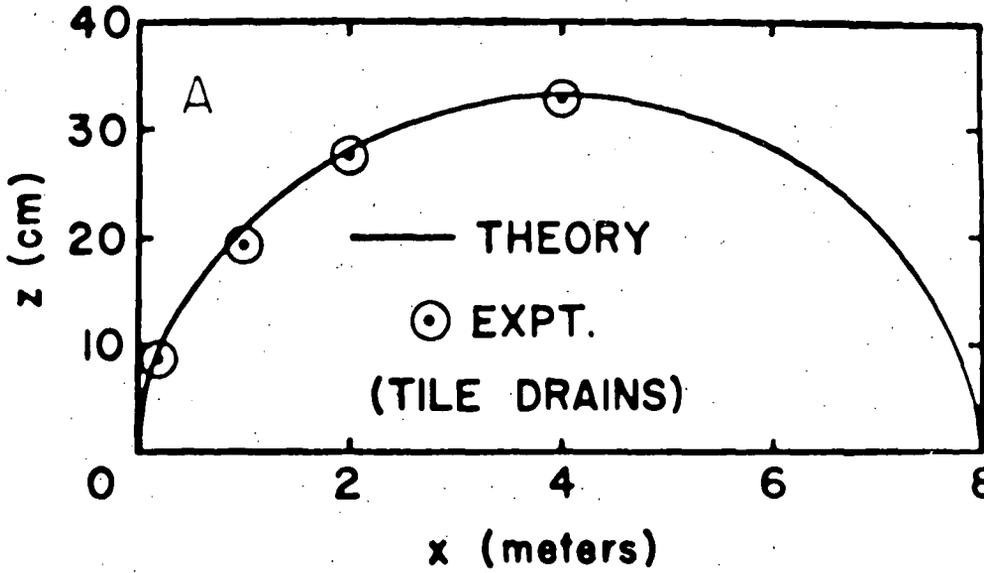


Fig. 3: Theoretical results and experimental field data for a drainage problem: (top) height of water table z versus distance x from tile line, (bottom) midpoint height H of water table versus ditch spacing $2s$, Kirkham (1958).

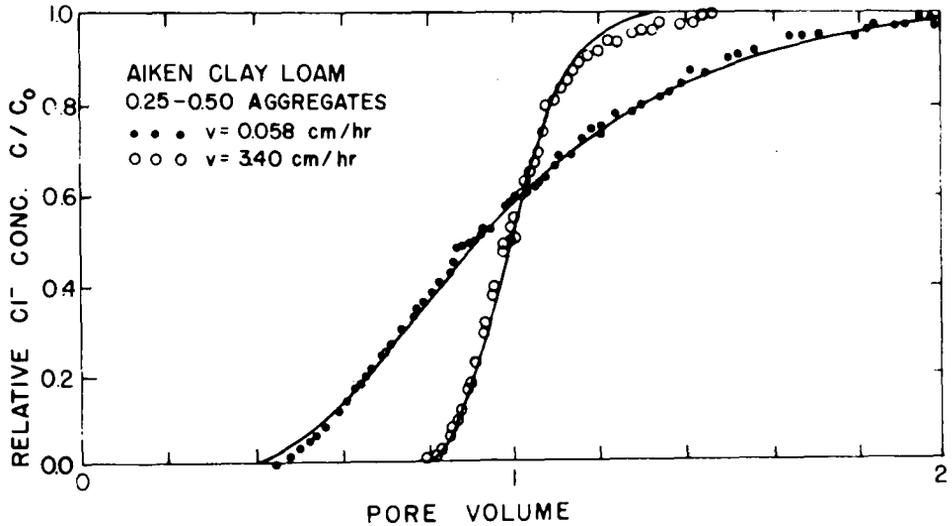


Fig. 4: Theoretical results (solid lines) and experimental data for chloride breakthrough curves for a soil column with Aiken clay loam aggregates. Nielsen and Biggar (1962).

these physical models were chosen on purpose rather simple, so that they could be handled by mathematical analysis. For more complicated problems, that cannot or only with great effort be solved analytically, numerical methods of solution may be used. New numerical methods of solution have been invented simultaneously with the development of high speed computers. Not only numerical methods of solution for soil flow problems are developed however, also new analytical procedures are being worked out continuously.

APPROXIMATE CHARACTER OF NUMERICAL SOLUTIONS

In this section a simple differential equation is solved with the use of a numerical procedure as to illustrate the approximate character of numerical solutions of differential equations in general. The results of the numerical method of solution of the sample equation are compared with the analytical solution.

Suppose the following differential equation needs to be solved

$$dy/dx = 2x \quad \text{for } x \geq 0 \quad (1)$$

As an initial condition the following additional information is given

$$y = 2 \quad \text{for } x = 0$$

The analytical solution of the differential equation (which can be checked by differentiation) is found as

$$y = x^2 + 2$$

With the use of Fig. 5 it will be illustrated how a numerical approximate solution for equation 1 can be found. For the sake of discussion part of the curve $y = x^2 + 2$ (the analytical solution which has to be approximated) is drawn. In general terms now an approximate numerical method of solution could work as follows: consider a point x and assume that the solution of equation 1 for this point is known (the only point for which this is actually the case is $x=0$; here $y=2$). Call this value $y(x)$. One now has to determine a new value of y for a value $x + \Delta x$, where Δx is a small increment. The value $x + \Delta x$ is thus only slightly larger than the value x itself. We now want to determine $y(x + \Delta x)$ as close as possible. For this purpose the definition of the slope of the curve, dy/dx at point x is used. This slope $dy(x)/dx$ is defined as

$$\frac{dy(x)}{dx} = \lim_{\Delta x \rightarrow 0} \frac{\Delta y}{\Delta x} \quad (2)$$

where Δy and Δx are quantities illustrated in Fig. 5. As long as Δx is finite one can write instead of equation 2 the following:

$$\frac{\Delta y}{\Delta x} - \frac{dy(x)}{dx} = \epsilon \quad (3)$$

in which ϵ is a small quantity which goes to zero, when Δx goes to zero. Rewriting equation 3 yields

$$\frac{\Delta y}{\Delta x} = \frac{dy(x)}{dx} + \epsilon \quad \text{or} \quad \Delta y = \frac{dy(x)}{dx} \Delta x + \epsilon \cdot \Delta x \quad (4)$$

Both quantities on the right hand side of equation 4 are indicated in Fig. 5. The term $(dy(x)/dx)\Delta x$ is the change in y along the tangent line to y in point x .

An approximation to equation 4 would be to say

$$\Delta y \approx \frac{dy(x)}{dx} \Delta x \quad (5)$$

thus neglecting the term $\epsilon \cdot \Delta x$. The smaller one takes Δx , the better will be the approximation of equation 5. One thus could approximate y at point $x + \Delta x$ as

$$y(x + \Delta x) = y(x) + dy(x)/dx \cdot \Delta x \quad (6)$$

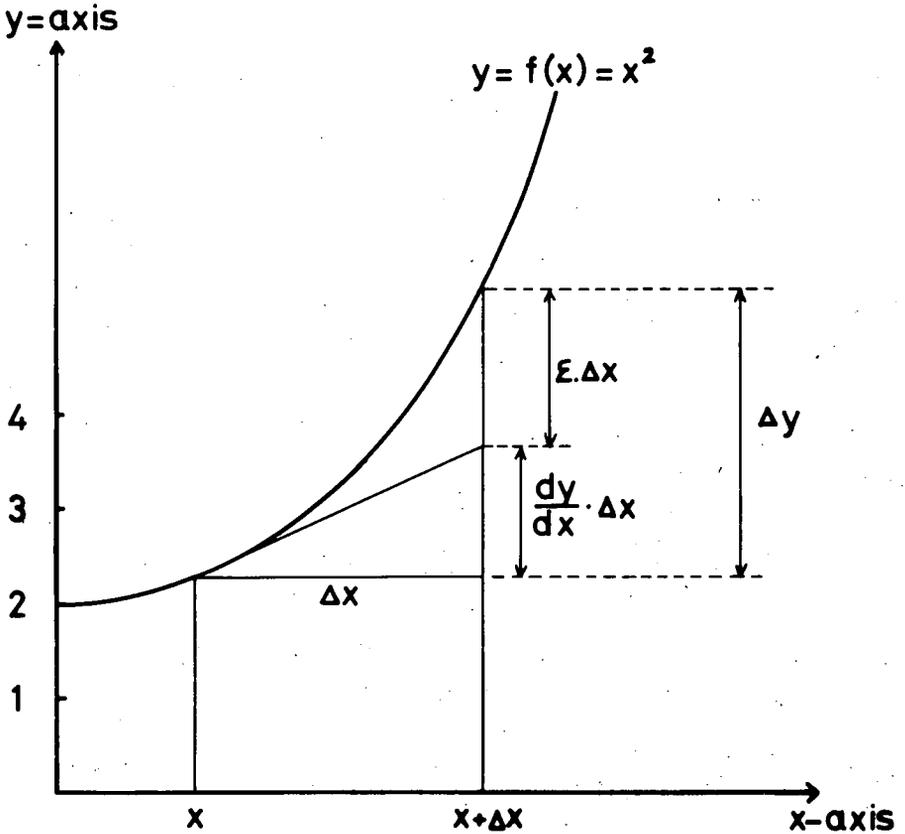
Starting now at $x=0$, at which $y(x) = 2$ one can find a value for $y(0 + \Delta x)$ by use of equation 6 which can be rewritten as

$$\begin{aligned} y(x + \Delta x) &= y(x) + 2x \cdot \Delta x, \text{ or as} \\ y(0 + \Delta x) &= 2 + (2)(0) \cdot \Delta x = 2 \end{aligned} \quad (7)$$

Thus a value for y at $0 + \Delta x$ is found, and this value can be used again in calculating y at $x=0+2 \cdot \Delta x$, and so on. In general terms the algorithm of equation 6 can be given as

$$y(x_{i+1}) = y(x_i) + 2x_i \cdot \Delta x \quad i = 0, 1, 2, \dots \quad (8)$$

Table 2 shows some calculation done with equation 8 to approximate a solution for equation 1. One time Δx is taken as $x=0.1$, another time $\Delta x=1.0$. As a comparison also the analytical values are given. One sees that for $\Delta x=0.1$ a much better approximation is obtained than for $\Delta x=1.0$. One should realize though that for $\Delta x=0.1$ ten times as many calculations have to be performed as compared with $\Delta x=1.0$. The above example illustrates quite well the approximate nature of a numerical method in general, also of the numerical method of CSMP that will be discussed in a later section.



DIFFERENTIAL GLEICHUNG: $\frac{dy}{dx} = 2x$

ANFANGSBEDINGUNG : $y = 2$, für $x = 0$

Fig. 5: Illustration of a numerical method for solving the differential equation $dy/dx = 2x$, $y(x = 0) = 2$.

x	$y^2 + 2$	numerisch: $y(X_{i+1}) = y(X_i) + 2X_i \cdot \Delta X$	
		$\Delta X = 0.1$	$\Delta X = 1.0$
0	2	2	2
1	3	2.90	2
2	6	5.80	4
3	11	10.70	8
4	18	17.60	14
5	27	26.50	22
6	38	37.40	32
7	51	50.30	44
8	66	65.20	58
9	83	82.10	74
10	102	101.00	92
11	123	121.90	112
12	146	144.80	134
13	171	169.70	158
14	198	196.60	184
15	227	225.50	212
16	258	256.40	242
17	291	289.30	274
18	324	324.20	308
19	363	361.10	344
20	402	400.00	382

Table 2: Comparison of results obtained by analytical and numerical method of solution for the differential equation $dy/dx = 2x$, $y(x=0) = 2$.

SOME APPROXIMATE NUMERICAL SOLUTIONS AND THE EXPERIMENTAL VERIFICATION

Many soil physical and soil hydrological phenomena have been physically analysed. Theory has been provided and solutions for ideal physical conditions have been obtained. Many careful laboratory experiments, carried out under controlled conditions have shown that these theories indeed do apply. In plot studies in the field it has been shown many times that the theories also approximately apply for field conditions. By use of numerical methods rather complicated problems that cannot be solved analytically still can be solved. Examples of such numerical work are in Giesel et al. (1973) and Nimah and Hanks (1973) given below.

Fig. 6 shows a complicated relation between the suction and the capillary conductivity for a soil, which infiltration characteristics were studied by Giesel et al. The phenomenon depicted by Fig. 6 is hysteresis. Using these hysteresis curves Giesel et al. (1973) calculated with a numerical, finite-difference method the soil suction profile of a sand column during infiltration.

Fig. 7 shows a comparison between the theoretically calculated curves and the experimental observations. One can notice that the theory describes well the unsaturated moisture flow behavior.

Fig. 8 is taken from Nimah and Hanks (1973). It shows a comparison between theory and field experiment results. A plot of oats received irrigation water or natural precipitation and subsequently moisture redistribution and evapotranspiration of the plot was allowed. The curves show moisture content of the soil profile as a function of depth, 1, 3, 5 and 9 days after the observations started. Again theory (the unsaturated soil moisture flow equation with an additional root extraction term was numerically solved) and observations agree well. Even the osmotic potential of the irrigation water which usually is ignored, was included in the model. Both Giesel et al. (1973) and Nimah and Hanks (1973) used finite difference methods to solve the unsaturated moisture flow equation. Although these numerical methods, as used by Giesel et al. (1973) and Nimah and Hanks (1973) require only knowledge of linear algebra, and no integral- and differential

Fig. 6: Relation between soil suction and soil moisture content θ , showing hysteresis, and relation between the capillary conductivity k and θ , used in numerical work by Giesel et al. (1973).

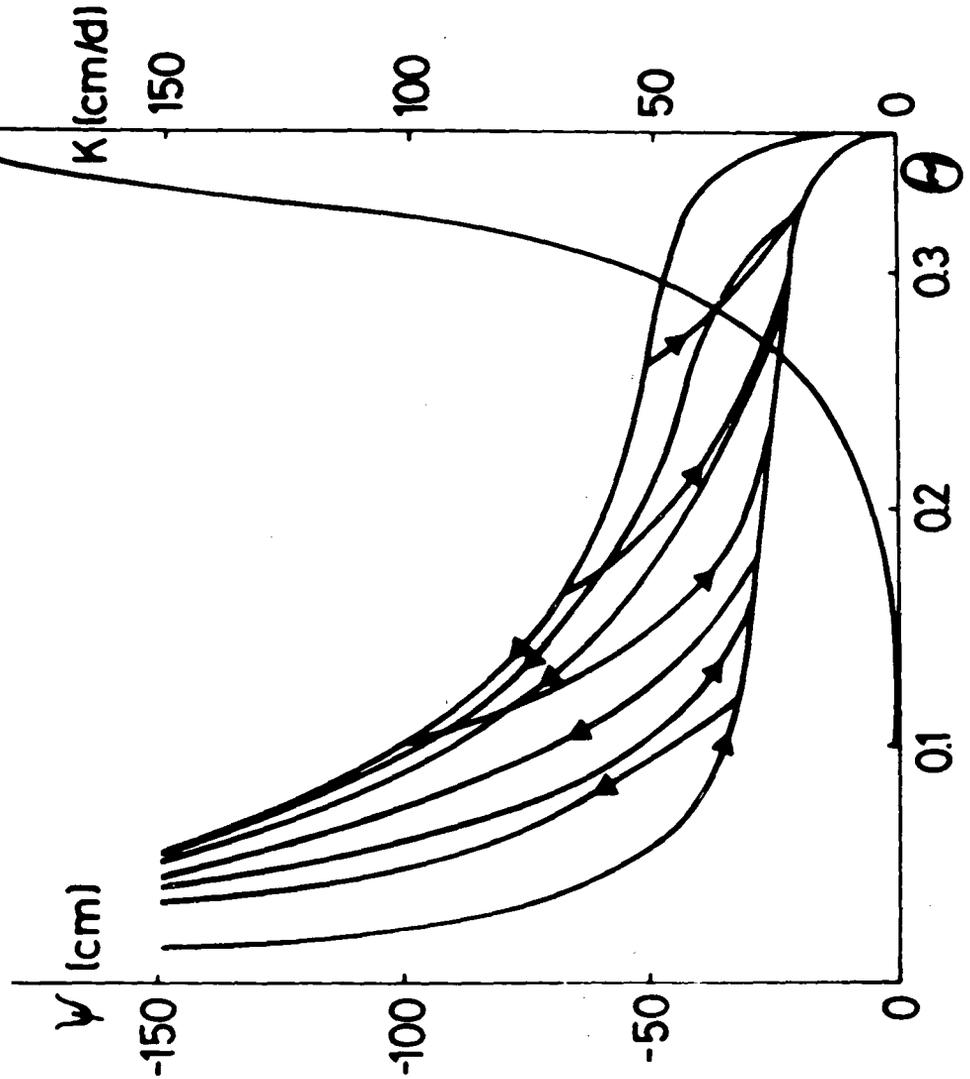
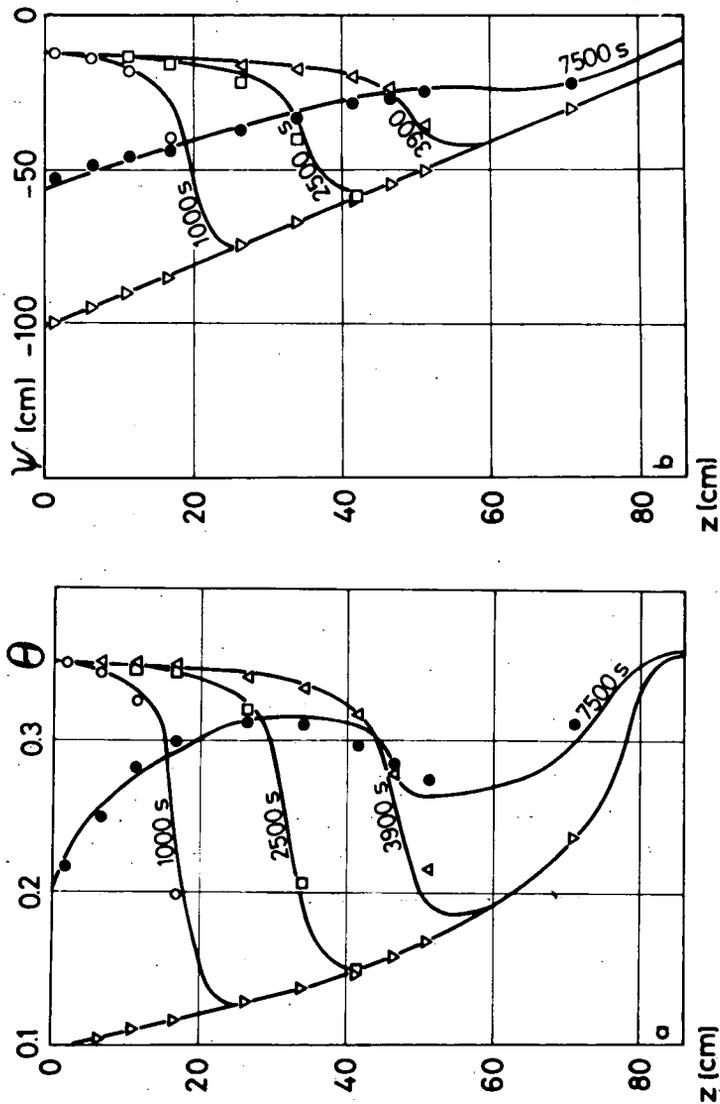


Fig 7: Theoretical and experimental moisture profiles for one-dimensional infiltration for a sand, characterized by the data of Fig. 6. After Giesel et al. (1973).



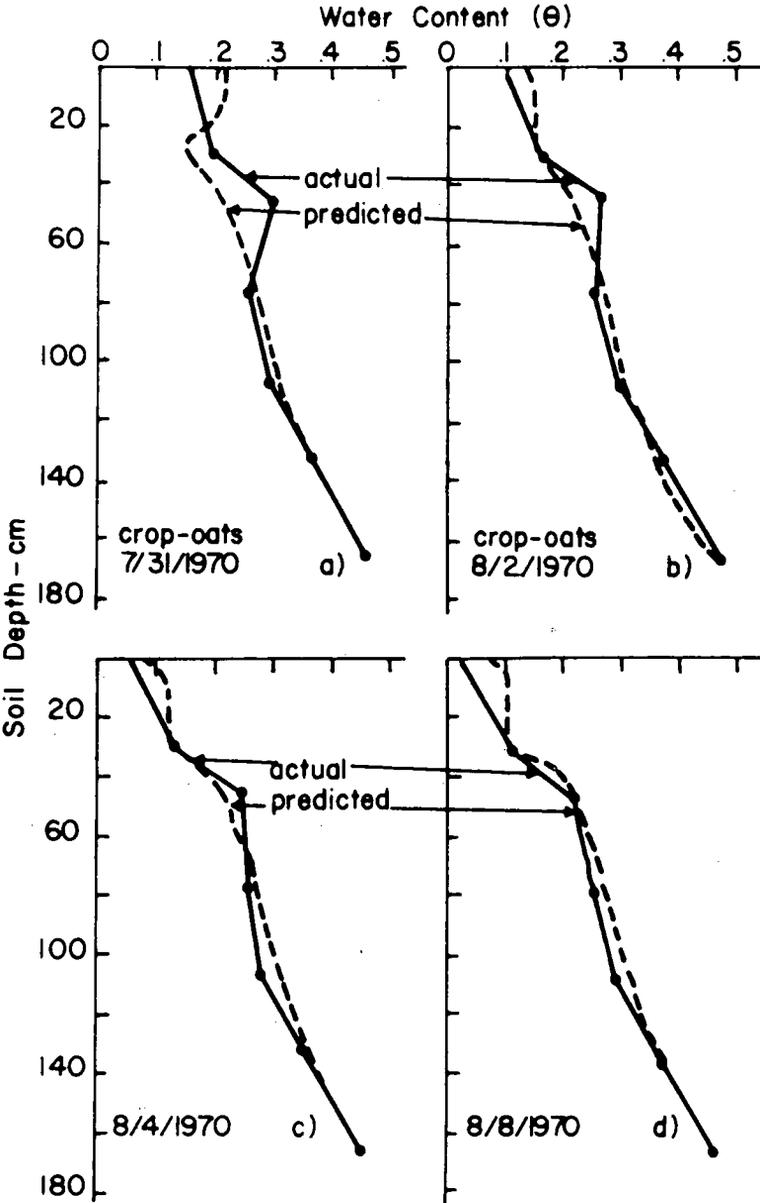


Fig. 8: Theoretical and experimental moisture profiles under an oats plot, with irrigation, rain and evapotranspiration after 1 day, 3 days, 5 days and 9 days of modeling. Nimah and Hanks (1973).

calculus as do analytical methods, also most of these numerical methods require a solid background in mathematics.

For those soil scientists, hydrologists or ecologists that do not have such a background in mathematics, even these numerical methods are unattractive.

Recent developments in computer science have provided numerical methods of solutions for many soil flow problems that are much simpler than existing numerical methods. No or almost no mathematical background of the user is required.

The Continuous System Modeling Program (CSMP) developed for IBM computers is one such development in computer science. Many flow processes that occur in soil can be modeled with CSMP. Also other problems of interest to soil scientists and ecologists can be conveniently handled with CSMP, see Ulrich (1974).

To simulate unsteady, unsaturated moisture flow in soil CSMP is particularly suited. The CSMP method of solution works essentially just the same as the method that leads to equation 8. Simplicity and accuracy of CSMP-solutions for unsaturated moisture flow problems are illustrated in Van der Ploeg (1974), Van der Ploeg and Benecke (1974a) and Van der Ploeg and Benecke (1974b). These authors compared CSMP-solutions for unsaturated flow problems with exact mathematical theory and with other numerical work, and they found that the results of the simple CSMP program compared quite well with other methods of solution. In the next section we will illustrate how CSMP can be used to solve soil flow problems.

A NEW, SIMPLE, APPROXIMATE, NUMERICAL METHOD FOR SOLVING SOIL FLOW PROBLEMS

To show how one can use CSMP for a soil flow problem we will solve the partial differential equation:

$$\frac{\partial T}{\partial t} = \frac{K}{\rho c} \cdot \frac{\partial^2 T}{\partial x^2} \quad (9)$$

which describes one-dimensional heat flow through soil.

In equation 9 the use of the symbols is as follows:

T = temperature, degree Celsius

t = time, minutes

K = thermal conductivity, calories min⁻¹cm⁻¹degree⁻¹centigrade

ρC = volumetric heat capacity, calorie gram⁻¹degree⁻¹centigrade

x = depth in the soil, cm

Let us assume that we have a soil column of 50 cm length and of 0°C temperature. One end of the soil is insulated. The other end of the soil column (say soil surface) will be held at a constant temperature of 20°C. How does the heat penetrate the soil? A solution to equation 9 will yield the temperature T for any location x in the soil column at any time t. Equation 9 is of a form that can be solved analytically with the Fourier method. Details on the Fourier method and also a derivation of equation 9 can be found in Kirkham and Powers (1972, p. 465). As analytical solution of equation 9 one can find:

$$T = 20 \cdot \left[1 - \frac{4}{\pi} \sum_{m=0}^{\infty} \frac{1}{2m+1} e^{-\frac{(2m+1)^2 (K/\rho c) \pi^2 t}{4L^2}} \sin \frac{(2m+1) \pi x}{2L} \right] \quad (10)$$

An approximate solution of equation 9 with CSMP can be found as follows: Subdivide the soil column of 50 cm length into 50 equally thick sections; each section thus has a length, Δx of 1 cm. Consider at any particular time t, three consecutive sections, and number these sections as i-1, i and i+1. These 3 consecutive sections are shown in Fig. 9.

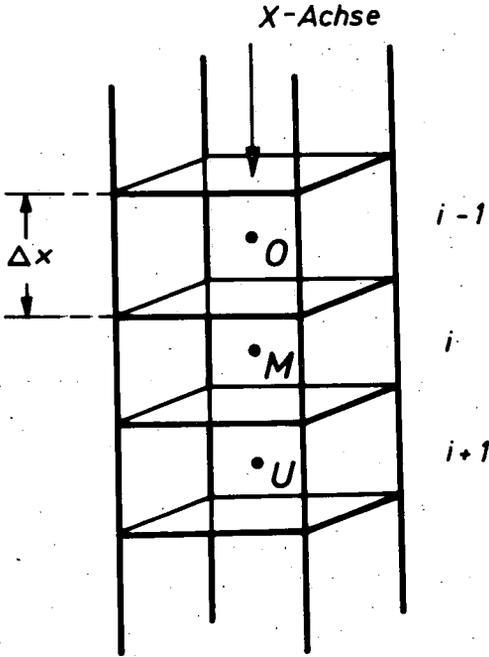


Fig. 9: Three representative, consecutive soil compartments used to simulate heat flow through soil in a CSMP-model.

Heat is flowing from the top to the bottom. Let the points O , M and U be in the centers of the compartments $i-1$, i and $i+1$. Assume that at time t the temperature T in the three compartments is T_{i-1} , T_i and T_{i+1} . The temperature T_{i-1} is higher than T_i , in turn T_i is higher than T_{i+1} . The temperature throughout one compartment is uniform.

Now consider what happens in a small time increment Δt following time t , in compartment i . The amount of heat, in calories, $Q_{i-1,i}$ that flows from compartment $i-1$ to compartment i is equal to

$$Q_{i-1,i} = -K \frac{T_i - T_{i-1}}{x} A \Delta t \quad (11)$$

in which A is the cross section of the soil column under consideration. At the same time the amount of heat $Q_{i,i+1}$ that flows out of compartment i into compartment $i+1$ is given as

$$Q_{i,i+1} = -K \frac{T_{i+1} - T_i}{x} A \Delta t \quad (12)$$

Thus during the time increment Δt an amount of heat ΔQ_i is stored in compartment i , where ΔQ_i is found as

$$\Delta Q_i = Q_{i-1,i} - Q_{i,i+1} \quad (13)$$

Since the volumetric heat capacity of compartment i is equal to $A \cdot \Delta x \cdot \rho c$, the temperature increment ΔT of compartment i after the time increment Δt is found as

$$\Delta T = \frac{\Delta Q_i}{A \Delta x \rho c} \quad \text{or, using equation 13} \quad (14)$$

$$\frac{\Delta T}{\Delta t} = \frac{K}{\rho c} \cdot \frac{T_{i+1} - 2T_i + T_{i-1}}{(\Delta x)^2} \quad (15)$$

In the way we just treated the compartment around point M , any compartment can be treated during any time increment Δt . One starts at time $t=0$ with compartment $i=1$, then goes to compartment $i=2$ and so on, till $i=50$. After all 50 compartments have been treated in this way a next time increment Δt is considered, and so on.

```
/      DIMENSION T(50),DTEMP(50),TINIT(50)
/      EQUIVALENCE (T1,T(1)),(DTEMP1,DTEMP(1)),(TINIT1,TINIT(1))
FIXED I
STORAGE  YZERO(50)
INITIAL
TABLE TZERO(1-50)=50*0.0
PARAMETER BC1=20.0,DELTA X=1.0,K=14.4,RO=1.335,C=0.2
NOSORT
      DO 1 I=1,50
1      TINIT(I)=TYZERO(I)
DYNAMIC
PROCEDURE DTEMP1=DIFFUS(BC1,K,RO,C,T1,DELTA X)
      DTEMP(1)=K/(RO*C)*(2.0*BC1-3.0*T(1)+T(2))/DELTA X**2
      DO 2 I=2,49
2      DTEMP(I)=K/(RO*C)*(T(I-1)-2.0*T(I)+T(I+1))/DELTA X**2
      DTEMP(50)=-K/(RO*C)*(T(50)-T(49))/DELTA X**2
ENDPRO
      T1=INTGRL(TINIT1,DTEMP1,50)
NOSORT
      T5=T(5)
      T15=T(15)
      T25=T(25)
      T35=T(35)
      T45=T(45)
TIMER FINTIM=48.0,PRDEL=1.0
PRINT T5,T15,T25,T35,T45
END
STOP
ENDJOB
```

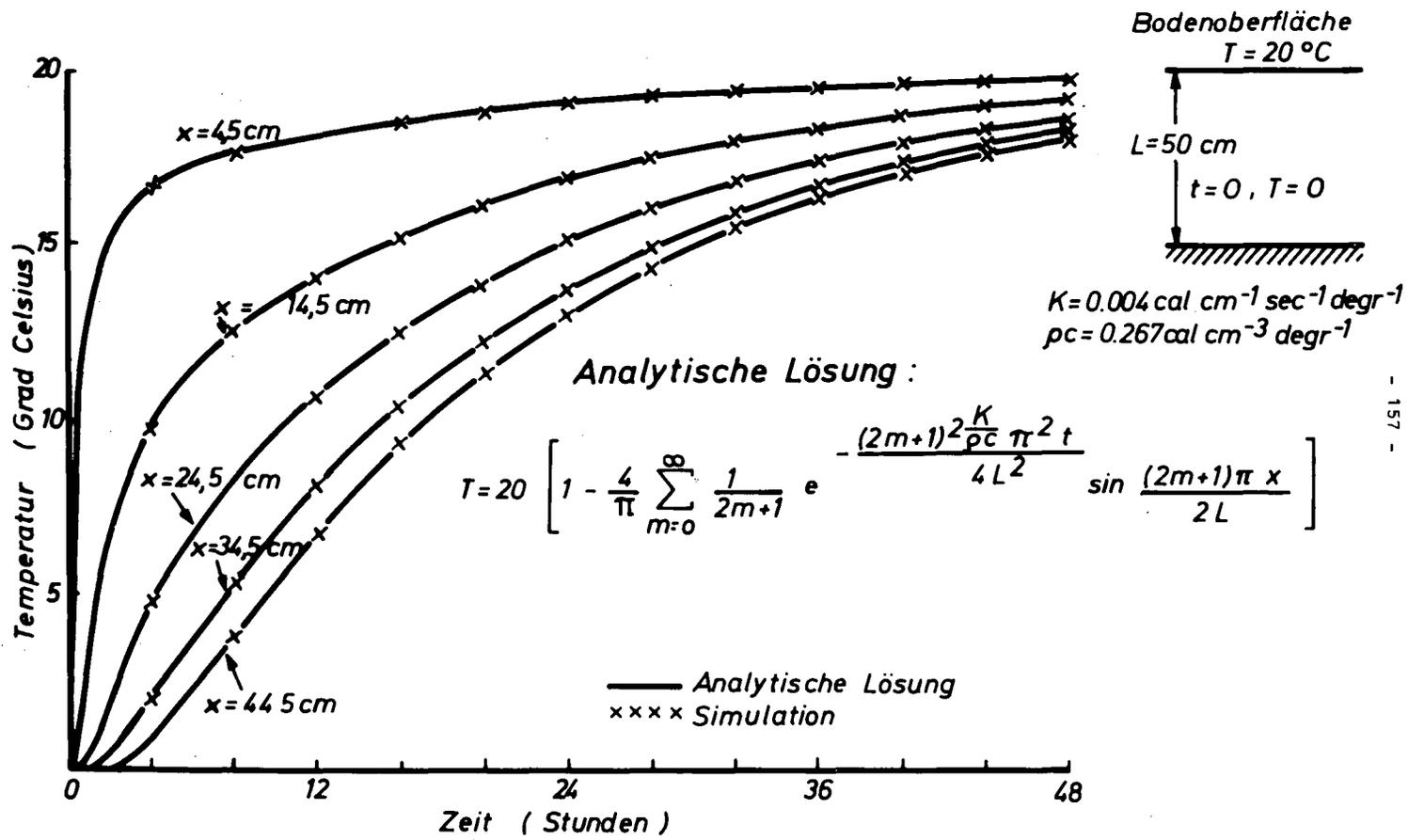
Table 3: Complete CSMP-computer program for dynamic simulation of heatflow through soil.

Table 3 shows the complete CSMP computer program that does the job. The shortness and simplicity are striking features.

Fig. 10 shows a comparison between the analytical results of equation 10 and the CSMP results as obtained with Table 2. For this particular problem a perfect agreement is found.

Fig. 10: Comparison between the analytical solution and the CSMP-solution of the differential equation $\partial T/\partial t = (K/\rho c) \partial^2 T/\partial x^2$.

Bodentemperatur



Equation 9 is very much like the unsaturated moisture flow equation, and Table 2 does need only a few changes to make it fit for moisture flow simulation. For unsaturated moisture flow the conductivity K is not a constant, as for heat flow, and neither is the equivalent of ρc (the slope of the pF -curve) a constant. These 2 differences are the only relevant difference between unsaturated moisture flow and heat flow, and therefore equation 9 is illustrative also for unsaturated moisture flow. Details on moisture flow problems can be found in Van der Ploeg (1974), Van der Ploeg and Benecke (1974a) and Van der Ploeg and Benecke (1974b). In Van der Ploeg and Benecke (1974a) the problem of unsaturated moisture flow in a layered soil is treated.

Benecke, Van der Ploeg and Kiese (1974) used CSMP programs for soil moisture behavior in a hydrological model. For a layered field soil they also include evapotranspiration. Inclusion of evapotranspiration in their model was possible, because of available data on energy balance and root distribution.

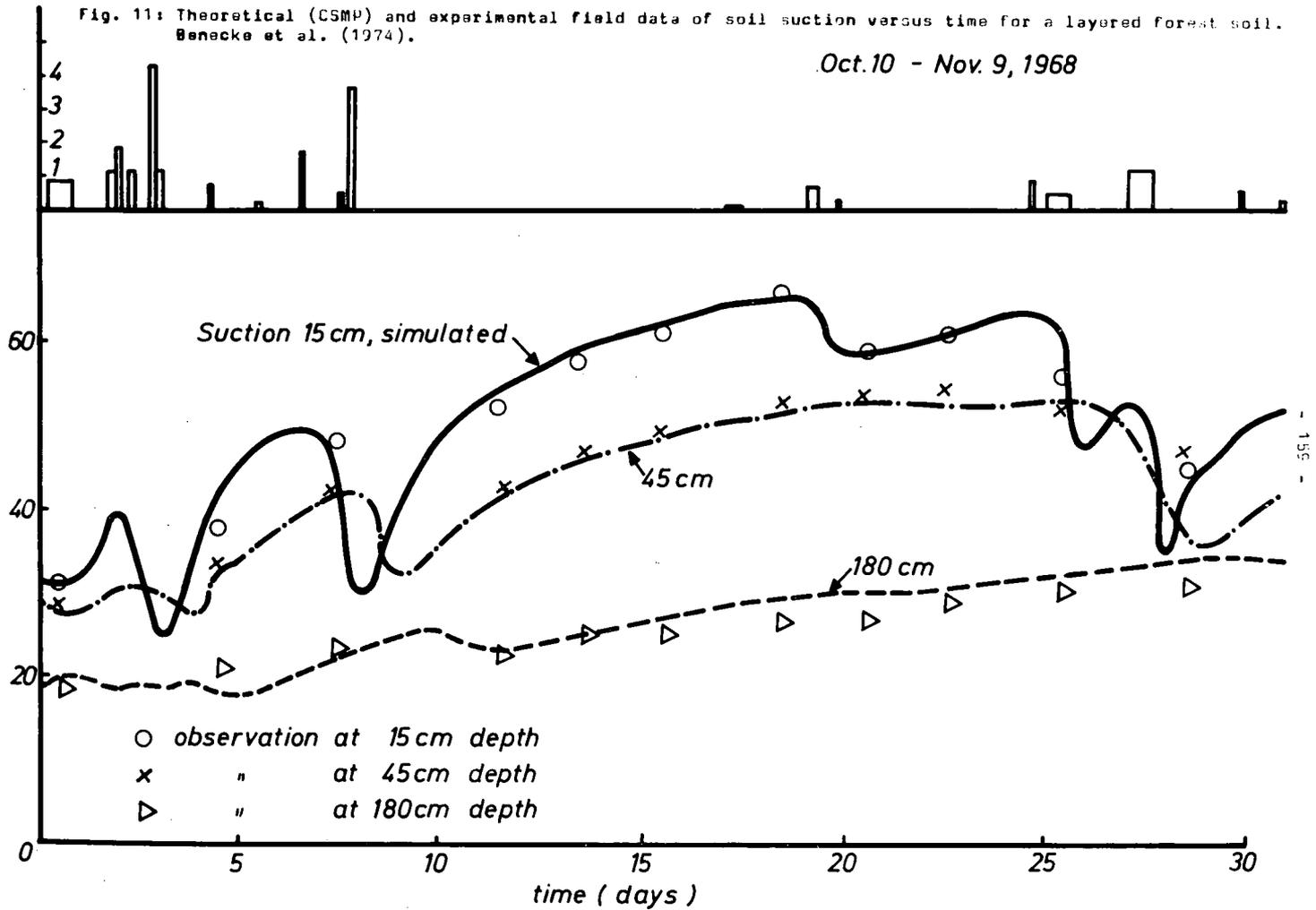
Fig. 11 is from Benecke, Van der Ploeg and Kiese (1974) and shows simulated soil suction data and observed suction data. Observation points are mean values of a large number of tensiometer, scattered over an area of 1 ha in a beech forest. Simulated in Fig. 11 is the period 10 October-9 Nov. 1968. As boundary condition at the soil surface a flux-no flux condition is applied. During periods of rainfall, the rain intensity is put in as a flux, in dry periods there is no input nor output assumed at the soil surface. In Fig. 11 evapotranspiration is neglected. During the period 10 October - 9 November 1968 the cumulative rainfall was 43.4 mm, from the simulation model it is calculated that 66.8 mm seeped down in sandstones underlying the soil, and thus 23.4 mm moisture was withdrawn from the 180 cm soil profile.

Fig. 11: Theoretical (CSMP) and experimental field data of soil suction versus time for a layered forest soil. Benecke et al. (1974).

Oct. 10 - Nov. 9, 1968

rain intensity (cm/day)

suction (cm)



- observation at 15 cm depth
- x " at 45 cm depth
- ▷ " at 180 cm depth

In the example out of Benecke et al. (1974) the following parameters went into the model: the pF-curve, the relation between the moisture content and the capillary conductivity, and the precipitation data as measured by selfrecording rain gauges. The initial moisture distribution in the soil (at the starting time of a simulation run) was obtained from tensiometer readings. Tensiometer readings were also used as a check of the model. The properly functioning model now is a cheap, efficient, accurate, and attractive alternative for lysimeter experiments, with which one could have tried to obtain similar results.

LITERATURE CITED

- Bear, Jacob, 1969. Hydrodynamic dispersion. In: Flow through porous media (editor R.J.M. De Wiest). Academic Press, New York.
- Benecke, P., 1974. Arbeitsmodelle für Strömungsprobleme in Böden und ihre mathematische Formulierung. Mitt.Deutsche Bodenkundl.Gesellsch. 19 (this issue).
- Benecke, P., R. R. van der Ploeg, and O. Kiess, 1974. Simulation of the water balance of a deciduous forest. Paper to be presented at the Summer Computer Simulation Conference, July 9-11, Houston, Texas (manuscript in preparation for the Proceedings of the Conference).
- Childs, E.C., 1969. An introduction to the physical basis of soil water phenomena. Wiley-Interscience, New York.
- Chow, Ven Te. ed. 1964. Handbook of applied hydrology. McGraw-Hill Book Co., New York.
- De Wiest, R.J.M. ed. 1969. Flow through porous media. Academic Press, New York.
- Fried, J.J. and M.A. Combarous. 1971. Dispersion in porous media. In: Advances in Hydroscience 7 (ed. Ven Te Chow), Academic Press, New York.
- Giesel, W., M. Renger, and O. Strebels. 1973. Numerical treatment of the unsaturated water flow equation: comparison of experimental and computed results. Water Resour. Res. 9: 174-177.
- Kirkham, Don. 1940. Pressure and streamline distribution in waterlogged land overlying an impervious layer. Soil Sci. Soc. Amer. Proc. 5:65-68.

- Kirkham, Don and J. W. De Zeeuw. 1952. Field measurements for tests of soil drainage theory. *Soil Sci. Soc. Amer. Proc.* 16: 286-293.
- Kirkham, Don. 1958. Seepage of steady rainfall through soil into drains. *Trans.Am.Geophys.Union.* 39:829-908
- Kirkham, Don. 1967. Explanation of paradoxes in Dupuit-Forchheimer seepage theory. *Water Resour. Res.* 3: 609-622.
- Kirkham, Don and W.L. Powers. 1972. *Advanced soil physics.* Wiley-Interscience, New York.
- Nielsen, D.R. and J.W. Biggar. 1962. Miscible displacement: III. Theoretical considerations. *Soil Sci.Soc.Am.Proc.* 26: 216-221.
- Nimah, M.N. and R.J. Hanks. 1973. Model for estimating soil water, plant, and atmospheric interrelations: description and sensitivity. *Soil Sci.Soc.Amer.Proc.* 37: 522-527.
- Philip, J.R. 1969. Theory of infiltration. *In Advances in Hydrosience* 5 (ed. Ven Te Chow), Academic Press, New York.
- Remson, I., G.M. Hornberger, and F.J. Molz. 1971. *Numerical methods in subsurface hydrology.* Wiley-Interscience, New York.
- Van der Ploeg, R.R. 1974. Simulation of moisture transfer in soils: one-dimensional infiltration. *Soil Sci.* (in press)
- Van der Ploeg, R.R. and P. Benecke. 1974a. Simulation of one-dimensional moisture transfer in unsaturated, layered, field soils. *In Data analysis and data synthesis of forest ecosystems.* B. Ulrich et al. eds. Göttinger Bodenkundliche Berichte, 31 (1974).
- Van der Ploeg, R.R. and P. Benecke. 1974b. Unsteady, unsaturated n-dimensional moisture flow in soil: a computer simulation program. Paper presented at the Annual Meeting of the American Society of Agronomy. Nov. 11-16, 1973, Las Vegas, U.S.A. *Soil Sci.Soc.Amer. Proc.* (in press).
- Ulrich, B. 1974. Modellierung von Ökosystemen. *Mitteilgn. Deutsche Bodenkundl. Gesellsch.* 19 (this issue)
- Youngs, E.G. 1957. Moisture profiles during vertical infiltration. *Soil Sci.* 84: 283-290.

Schlußbemerkungen zu der gemeinsamen Sitzung der
Kommissionen I und VI der DBG.

Göttingen, 26. /27. 2. 1974 unter dem Thema

"Einfluß von Meliorationen auf physikalische Bodeneigen-
schaften und deren Auswirkung auf quantitative und
qualitative Eigenschaften des Wasserhaushaltes"

von

K. H. Hartge^{*)}

Die Auswahl des Themas zu einer derartigen Sitzung zweier Kommissionen ist stets ein Kompromiß. Gegeneinander stehen hier

(1) der Wunsch nach Einengung des Themas zwecks Konzentration der zur Verfügung stehenden Zeit auf ein Objekt und damit Erhöhung der Eindringtiefe in einem vorher abgegrenzten Forschungsgebiet. Durch fortschreitendes Einengen des Themas wird naturgemäß die Anzahl derer, die sich aktiv beteiligen können, ebenfalls eingengt.

(2) der Wunsch, einer möglichst großen Anzahl von Angehörigen der DBG Gelegenheit zu geben, ihre Ergebnisse öffentlich vorzutragen. Hierbei wird die zur Verfügung stehende Zeit auf ein breiteres Fachgebiet verteilt und die Verminderung der Eindringtiefe liegt nahe, weil es nur noch ausnahmsweise möglich sein wird, Nach- und Rückfragen in ausreichendem Maße zuzulassen, um andere Themenkreise nicht zu benachteiligen.

Diese Problemschere ist natürlich umso weiter, je breiter die Interessen des Teilnehmerkreises gestreut sind. In der Regel ist bei gemeinsamen Sitzungen der Charakter des Kompromisses schon in der Überschrift deutlich erkennbar. Bei näherer Betrachtung sieht man jedoch, daß dieses Mal die relativ lange Überschrift nicht so sehr abgrenzend, sondern vielmehr aufzählend wirkt.

*) Institut für Bodenkunde der Techn. Universität Hannover

Wenn man alle in der Themenstellung angesprochenen Bereiche auf ihren gegenseitigen Bezug hin einzuordnen versucht, kommt man, wenn man die DARCY-Gleichung als Verknüpfungsschema nimmt, zu dem folgenden Ergebnis:

Die Begriffe "qualitative und quantitative Eigenschaften des Wasserhaushaltes" sind sinngemäß Bestandteile des Flux- teilweise auch des Gradient-Terms. Die "physikalischen Bodeneigenschaften" und ihre Veränderung durch Melioration sind sinngemäß im Leitfähigkeitsterm untergebracht. Daraus folgt nun, daß im Grunde auf die gewählte Überschrift hin ein sehr breites Spektrum von Referaten erwartet werden mußte und daß ungefähr alles, was in den Bereich der beiden einladenden Kommissionen fällt, im Sechsbereich dieser Einladung angesprochen war.

Wenn man die DARCY-Gleichung als Verknüpfungsmodell zuläßt, erkennt man jedoch weiterhin, daß es garnicht möglich ist, bei der Betrachtung eines der drei genannten Terme die beiden anderen zu vernachlässigen. Meistens gibt es kaum eine Möglichkeit zur Beurteilung des einen Termes außer auf Grund seines Einflusses auf einen oder beide anderen.

Die auf der hier betrachteten gemeinsamen Sitzung gegebene breite Möglichkeit der Ankündigung von Referaten bietet aber auf der anderen Seite eine Gelegenheit festzustellen, was auf den Arbeitsgebieten der beiden beteiligten Kommissionen im Gange ist und wie sich die Schwerpunkte der Forschungsarbeit im Augenblick verteilen. Ergreift man diese Gelegenheit, so ergibt sich dabei etwa folgendes Bild:

(1) Der Flux-Term. Dem Bereich dieses Termes kann man die Vorträge des zweiten Vormittags zuordnen. Es wurde hier deutlich, daß dieses Gebiet der durch Zu- und Abfuhr von Wasser gekennzeichneten Haushalte in der letzten Zeit große Impulse erhalten hat. Diese Impulse gehen auf der einen Seite auf das Hervortreten ökologischer Gedankengänge zurück, zum andern auf die Verfeinerung der Computertechnik, die es heute attraktiv macht, kleinere oder größere Ausschnitte aus Wasserhaushalten, die früher nur mit natürlichen oder analogen Modellen beschrieben werden konnten, mittels mathematischer Modelle darzustellen.

Die Vorträge zu diesem Thema waren ein Ausdruck des Impulses der zur Zeit auf diesem Sektor wirksam ist. Es ist daher interessant daran zu erinnern, daß Abhandlungen über Modellierungsverfahren und deren Möglichkeiten auf der Kommissionssitzung in Gießen (1973) ausdrücklich als erwünscht bezeichnet und ihre Einbeziehung in das Sitzungsprogramm beschlossen worden war.

(2) Der Gradient-Term. Beiträge zu diesem Term lassen sich - wie vorhin erwähnt - von denen zum vorigen Term oft nicht sauber trennen. Fragen der Gradienten sind dann eigenständig, wenn nach Definitionen und nach Aufteilungen aufgrund der sie verursachenden Kräfte gesucht wird. Dieses ist nun ein Problemkreis, der bei dieser Sitzung nicht als solcher angesprochen würde. Eine der Ursachen für diesen Sachverhalt liegt darin, daß Fragestellungen dieser Art vor einigen Jahren sehr deutlich im Vordergrund des allgemeinen Interesses gestanden haben. Der damals in diesem Arbeitsgebiet wirksam gewesene Impuls führte zu einer Anhebung des Kenntnisstandes und zu prinzipiellen Anschauungsweisen, die ihrerseits der Ausgangspunkt der heutigen Wasserhaushaltsuntersuchungen sind.

(3) Der Leitfähigkeits-Term. Im Vergleich zu den beiden vorher besprochenen Termen war der Anteil der Referate, die sich in der einen oder anderen Form auf diesen Term bezogen, besonders groß. Betrachtet man die Art dieser Beiträge, so erkennt man, daß es sich hierbei vielfach nicht um Erwähnungen im Zentrum der Versuchsfrage handelte, sondern um solche, bei denen die Wasserleitfähigkeit als diejenige Komponente in Erscheinung tritt, die den eigentlichen Beitrag des Bodens zu Problemen des Wasserhaushaltes darstellt. Vergleicht man die zentrale Position, die diesem Term in bodenkundlichen Gedankengängen offenbar zukommt, dann überrascht die in vieler Hinsicht geringe Ausprägung des theoretischen Gedankengebäudes zu diesem Themenkreis. Dies umso mehr, als die Wasserleitfähigkeit seit langem quantitativ gemessen wird und ihre Veränderung selbst oder die Konstanz solcher Veränderungen als Maß für einen Meliorationserfolg oder dessen Wirkungs-dauer angesehen werden.

Bei diesem Term ist offenbar kein Anstoß zu grundsätzlicher Bearbeitung aufgetreten, wie bei den beiden anderen. Vergleicht man den heutigen Wissensstand und die Zusammenfassung der vorliegenden Detailkenntnisse zu einem System bei diesem Term mit dem bei den beiden vorher besprochenen, so erkennt man in der relativ häufigen Erwähnung sowohl die Bedeutung als auch den im Bereich der Bodenkunde vorliegenden Fehlbestand an Kenntnissen auf diesem Sektor.

Neben dem Hauptzweck, der hier besprochenen Veranstaltung, nämlich der Arbeit auf dem durch die Themenstellung gegebenen Gebiet, ist die Beurteilungsmöglichkeit für die relativen Stände verschiedener Arbeitsgebiete im vorliegenden Fall ein willkommenes zusätzliches Ergebnis.

Im hier vorliegenden Fall rückt es den Gedanken in den Vordergrund, daß es für die Gesamtheit der Bodenkunde wünschenswert wäre, wenn der Ausbau des Verständnisses der Gesetzmäßigkeiten für das Verhalten der festen Phase nicht zu weit hinter dem der flüssigen und der gasförmigen Phase nachhinkt.