



GÖTTINGER  
BODENKUNDLICHE  
BERICHTE

1

1968

1. Moschrefi, N., u. Meyer, B.:

Bedeutung der Wasserbewegung im ungesättigten Feuchtezustand (unsaturated flow), des Lufteinschlusses und des Grundwasserstandes für Niederschlagsversickerung und Grundwasserspende.

- Modellversuche an Lösssäulen -

S.

2. Ulrich, B.:

Das System Boden - Pflanze in ökologischer Sicht.

S.

3. Kramer, W., Lorenz, J., u. Meyer, B.:

Die Messung der Wärmeleitfähigkeit als Mittel kontinuierlicher Feuchtemessungen im Boden.

S.

4. Ulrich, B.:

Charakterisierung des Nährstoffzustandes von Böden.

S. 1

5. Kramer, W., u. Meyer, B.:

Messungen der ungesättigten hydraulischen Leitfähigkeit von Bodenproben natürlicher Lagerung mit Hilfe einer Doppelmembran-Apparatur.

S. 1

6. Bartels, R., u. Kuntze, H.:

Ungesättigte hydraulische Leitfähigkeit von Moorböden.

(1. vorläufige Mitteilung)

S. 1

Moschrefi, N. und Meyer, B. :

**Bedeutung der Wasserbewegung im ungesättigten  
Feuchtezustand (unsaturated flow),  
des Lufteinschlusses und des Grundwasserstandes  
für Niederschlagsversickerung und  
Grundwasserspende.**

**— Modellversuche an Lößsäulen —**

**Göttinger Bodenkundliche Berichte 1, 1-31  
(1968)**

## 1 ÜBERBLICK

In schluffigen und lehmigen Sediment- und Bodendecken kann das auftreffende Niederschlagswasser gravitativ zum Grundwasser absinken, ohne dabei eine vorübergehende völlige Wasseraufsättigung des Porensystems herbeizuführen. Das heißt, die nichtkapillaren luftgefüllten Poren und Leitbahnen, aber auch diejenigen Kapillaren, die infolge Überschreitung der aus dem Grundwasserspiegel bezogenen kapillaren Steighöhe mit Luft gefüllt sind, brauchen nicht vom absinkenden Niederschlagswasser aufgefüllt und durchflossen zu werden. Die Wasserbewegung kann ausschließlich in den durchgehenden, kohärent vom Grundwasserspiegel bis zur durchfeuchteten Oberfläche mit Wasser gefüllten "Kapillarbahnen" stattfinden, die das Wasser im Gleichgewichtszustand aufgrund kapillarer Saugspannungen halten. Im Extremfall ist selbst bei größeren Niederschlagsmengen ein Absinken des Wassers zum Grundwasser denkbar, ohne daß dabei von einer gewissen Bodentiefe ab Veränderungen der Feuchtigkeit des wasserungesättigten Bodens auftreten müssen. Dieser Fließvorgang ist so zu denken, daß die von oben in eine bereits bis zur maximalen Steighöhe mit Wasser gefüllte "Kapillare" eintretende zusätzliche Wassermenge die Kapillarwassersäule um einen bestimmten Betrag nach unten verschiebt, bis der ursprüngliche "capillary head", das heißt die ursprüngliche Steighöhe, wieder eingestellt ist. Wasserzufuhr von oben kann somit einen sofortigen Wasseraustritt im Niveau des Grundwassers bewirken, während die oben zugeführten Wassermoleküle erst nach langer Zeit durch fortgesetzte Kapillarwasser-Verdrängung zum Grundwasser gelangen. Diese Form der Gravitationswasser-Bewegung wird als "downward displacement of water" (absteigende Verdrängungsbewegung des Wassers) bezeichnet. Einige Autoren messen diesem "unsaturated flow" (Fließen im ungesättigten Feuchtezustand des Bodens) sowohl für die Grundwasserspende als auch für den Stofftransport (z.B. die Nährstoffauswaschung) eine größere Be-

deutung zu als der spannungsfreien Film-, Tropfen- oder Gerinne-Bewegung des Wassers in den groben nichtkapillaren Leitbahnen.

Die dargelegten Vorstellungen stützen sich einerseits auf eigene Beobachtungen an Lössen und Lößböden im Jahresablauf (PAPP 1963, ROHDENBURG u. MEYER 1966). So konnte z.B. festgestellt werden, daß die nicht verlehnten südniedersächsischen Löss des Würmglazials, die im natürlichen Feuchtezustand kein Wasser mit Saugspannungen kleiner als  $pF\ 2,8 - 3,2$  enthielten, dennoch eine so gute kapillare Abfuhr zugefügten spannungsfreien Wassers ermöglichten, daß die Zone mit infiltrativer Feuchtigkeitserhöhung selbst bei großen Mengen angebotenen Wassers im Höchstfall 2 - 3 dm betrug. Wahrscheinlich ist die in russischen Lößdecken angetroffene "tote Zone" (vgl. RODE 1959), deren Vorhandensein im Widerspruch zur tatsächlichen Grundwasserlieferung der Löss steht, nichts anderes als eine Zone, in der bei niedriger gleichbleibender Feuchtigkeit dennoch ein kapillarer Durchtransport von Gravitationswasser stattfindet.

Zum anderen wird die Theorie des "unsaturated displacement" durch Modellversuche gestützt, unter denen besonders die sehr überzeugenden von HORTON u. HAWKINS (1965) (weitere Lit. siehe dort) zu nennen sind.

Schließlich bekräftigen auch die neuerdings immer zahlreicher werdenden Untersuchungen über die Bewegung tritiummarkierten Wassers in Böden und Bodensäulen die oben genannte Hypothese (vgl. z.B. ZIMMERMANN et al. 1965).

Offen bleibt allerdings die Frage nach den Umständen, die das eindringende Niederschlagswasser in feinkörnigeren Substraten partieller Wassersättigung daran hindern, auf seinem Weg nach unten die offenen gröberen Leitbahnen zu benutzen. Verschiedene Deutungsmöglichkeiten, die allerdings alle miteinander in Zusammenhang stehen, werden diskutiert:

1. Das in die groben Poren und Leitbahnen eindringende ungespannte Niederschlagswasser wird vom Feinporensystem der Wände resorbiert (vgl. HORTON u. HAWKINS).
2. Eine dichtgeschlämmte Deckschicht ohne spannungsfreie Poren, wie sie häufig an der Oberfläche von Lößböden (z.B. bei  $A_1$ -Horizonten von Parabraunerden) auftritt, speichert das Niederschlagswasser nur in gespannter Form und gibt

das Wasser im Saugspannungs-Ausgleich nur an das feinere Kapillarsystem des Unterbodens ab.

3. Das Angebot ungespannten Wassers erfolgt in so kleinen Raten, daß seine Ableitung in den Untergrund allein durch die feinen gespannten Dränporen mit ihrer geringen hydraulischen Leitfähigkeit bewerkstelligt werden kann (Anwendung bei der Messung der hydraulischen Kapillarkonduktivität, vgl. z.B. WESSELING u. WIT 1966).
4. Das frontal in die oben dichtgelagerten Schluffpakete eindringende Niederschlagswasser dichtet den Boden nach oben hin gegen Luftaustritt ab, komprimiert die in den groben Poren und Leitbahnen eingeschlossene Luft kissen- und schlauchförmig und unterbindet dadurch die Auffüllung dieser Porenanteile mit Wasser. Im Gegensatz zu gröberen Sanden, bei denen die Luftkissen durch das strömende Wasser verlagert und zerstört werden können (SMITH, OLSEN et al. 1966), bleiben in feinkörnigeren Substraten die eingeschlossenen Luftkörper m.o.w. lagestabil und schaffen Engpässe für die Wasserbewegung ("entrapped air"-Theorie).

Über die "Quellwirkung" eingeschlossener und durch Kapillarspannung des Wassers unter Druck gesetzter Luft in Stechzylinderproben ist bereits an anderer Stelle berichtet worden (ROHDENBURG u. MEYER 1966). Modellversuche an Lössen und Fein- bis Mittelsanden zeigten uns ferner, daß es die stationär eingeschlossenen Luftkissen sind, welche die Entstehung von Wasser- und später von Tonbändern in gleichkörnigen Substraten auslösen. Die im Gelände an Löß-Parabraunerden und Sand-Bänderparabraunerden (Kovarvany-Braunerden) häufig von einer gewissen Tiefe ab (manchmal auch direkt unter dem  $A_1$ -Horizont) zu beobachtende Auflösung des Bt-Toninfiltrations-Horizontes in einzelne Ton-Infiltrations-Bänder macht wahrscheinlich, daß es in erster Linie eingeschlossene Luft ist, die das "ungesättigte Fließen" des Gravitationswassers unter natürlichen Verhältnissen bedingt.

Die vorliegende Arbeit soll anhand von Modell-Experimenten an künstlich hergestellten LÖSSsäulen einen Beitrag zu diesem Problem liefern.

## 2 VERSUCHSANORDNUNG

### 2.1 SÄULENFORM

Zwei senkrecht aufgehängte Rohre, Länge 4,5 und 5 m, aus gewelltem steifen PVC; Längung bei voller Bodenfüllung 0,5 %; gegen Längung zusätzlich durch Schienen abgesteift. Außendurchmesser 46,0/49,5 mm, Wandstärke ca. 1 mm, mittlere Querschnittsfläche 17 cm<sup>2</sup>.

Thermostatisierung: Umwicklung mit Calorex-Schlauch, Anschluß an Ultrathermostat, Umhüllung mit Wellkarton und Al-Strahlungsschutz-Folie, Temperatur 22°C über die gesamte Rohrlänge.

Grundwasserspiegel: Untere 7 cm des Rohres mit 350 µØ Quarzsand gefüllt; Knie des Auslaufstutzens in Höhe der Grenze Quarzsand/Löß-Füllung. Spätere Lößsäulenhöhe über Quarzsand bzw. Grundwasser 3,60 m und 4,96 m.

Verdunstungsschutz: Oben und unten durch ständig mit Wasser kapillar gespeiste Wattebüsche.

Anmerkung: Die gewellte Rohrform wurde gewählt um a) die Auflast der Bodensäule an den Wänden abzufangen und dadurch Verdichtungen im unteren Teil der Säule zu vermeiden, b) um einen möglichst engen Kontakt Boden/Wandung herzustellen. Die Thermostatisierung erwies sich als unumgänglich für exakte Leitfähigkeits-Messungen sowie die Konstanthaltung der Viskosität des Kapillarwassers, deren temperaturbedingte Veränderungen sich bei Messungen des "unsaturated flow" stark bemerkbar machen.

### 2.2 FÜLLMATERIAL

Nicht entkalkter, parapräimärer Würm-Löß aus w j 2 α, (vgl. ROHDENBURG u. MEYER), Lehmgrube Lenglern bei Göttingen.

Aufbereitung: Absieben, Herstellen von Brei aus der Fraktion  $< 200 \mu$ ; 2 Gewichtsteile Löß : 1 Gewichtsteil  $H_2O$ ; intensives Rühren und vollständiges Entlüften (Vakuum), portionsweises Einfüllen von je 20 cm Säulenhöhe; 15 Min. Absetzzeit und Abhebern des überstehenden Wassers; sofortiges erneutes Nachfüllen des Breis (20 cm).

Anmerkung: Die Gewichtsverhältnisse Löß zu Wasser wurden aufgrund von Vorversuchen gewählt. Bei den angewendeten Verhältnissen setzte sich das suspendierte Lößmaterial schnell genug ab, ohne dabei zu einer schichtweisen Sedimentation der geflockten Substanz Anlaß zu geben. Die Homogenität des Sedimentes wurde dadurch gewährleistet. Die Porenverteilung entsprach nach beendeter Sackung etwa der, die wir auch im Göttinger Raum in kalkhaltigen, grundwasserdurchfeuchteten Jungwürmlössen ermittelt haben.

### 2.3 LAUFENDE MESSUNG DER FEUCHTIGKEITSVERTEILUNG

Elektroden:  $V_2A$ -Stahlstäbe für Schweißzwecke (VEB-Elektrodenwerk Berlin-Oberschöneweide),  $\varnothing$  5 mm, in Abständen von 15 - 30 cm paarweise durch die Säule geführt, Abdichtung mit Gummimanschetten, innerer Abstand jedes Elektrodenpaares 30 mm. Ermittlung der Zellenkonstanten durch Einfüllen von  $n/100$  KCl; Zellenkonstanten  $C$  bei  $22^\circ C$  0,1505-0,1596 [ $cm^{-1}$ ].

Meßmedium: Um die Ionenkonzentration der Bodensäulen-Lösung für die elektrischen Leitfähigkeitsmessungen konstant zu halten, wurde für die Perkolationsversuche eine Boden-Gleichgewichtslösung unter atmosphärischem  $CO_2$ -Partialdruck hergestellt. Die im Säulenversuch durchgelaufenen Lösungsmengen wurden immer wieder verwendet.

Anmerkungen: Bei der in den Säulen vorliegenden Porenverteilung, die starke Veränderungen der Bodenfeuchte bei geringen Änderungen der Saugspannung im Meßbereich zeigt, schien es uns zweckmäßig, die Feuchtigkeitskontrolle nur von Fall zu

Fall über die pF-Messung (vgl. WESSELING u. WIT), hauptsächlich aber über eine indirekte Wassergehalts-Bestimmungsmethode durchzuführen.

Veränderungen des Übergangswiderstandes zwischen Elektroden-Oberfläche und Boden waren nicht festzustellen. Innerhalb der Feuchtigkeitsbereiche, in denen bei den Perkulationsversuchen gearbeitet wurde, tritt keine Volumenveränderung des Lößmaterials infolge Wassergehalts-Änderung und dadurch bedingter Quellung und Schrumpfung auf.

#### 2.4 SAUGSPANNUNGS-WASSERGEHALTS-ELEKTROLEITFÄHIGKEITS-CHARAKTERISTIK

In Abb. 1 ist die Porenverteilungs-Leitfähigkeits-Charakteristik der Lößsäulen dargestellt, wie sie sich nach beendeter Sackung in allen Abschnitten der Säulen g l e i c h m ä ß i g eingestellt hatte und während der Durchführung der Perkulationsversuche auch absolut unverändert erhalten blieb.

Es sind 3 Abhängigkeiten dargestellt:

1. Abhängigkeit Saugspannung (pF) ↔ Wassergehalt (Vol.%), ausgezogene Kurve, linke Ordinate, untere Abszisse;
2. Abhängigkeit spezif. el. Konduktivität (Kappa) ↔ Wassergehalt (Vol.%), gestrichelte Kurve, rechte Ordinate, untere Abszisse;
3. Abhängigkeit Saugspannung (pF) ↔ el. Konduktivität, punktierte Kurve, linke Ordinate, obere Abszisse.

Kurve 1 und das aus Kurve 1 abgeleitete Porenverteilungsdiagramm (Abb. 2) zeigen, daß die hergestellten Lößsäulen — ähnlich manchen unter Grundwassereinfluß liegenden, nicht verwitterten Lössen oder spülsedimentiertem Lößmaterial — eine korngößenspezifische Porenverteilung (vgl. ROHDENBURG u. MEYER) ohne Poren mit Saugspannungen  $pF > 2.0$ . entsprechend

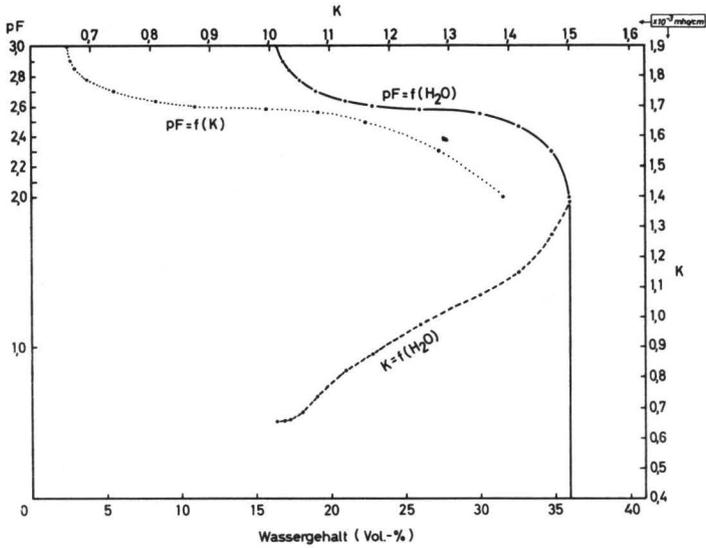


Abb. 1 : Saugspannungs-Wassergehalts-Elektro-Leitfähigkeits-Charakteristik der Lösssäulen-Füllung.

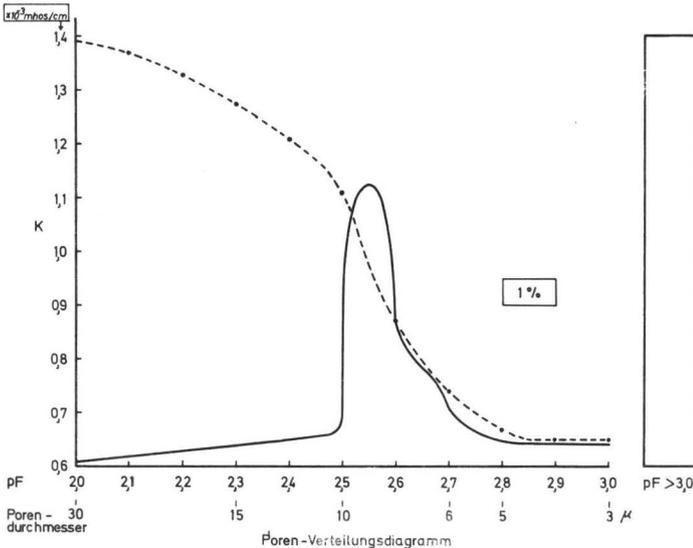


Abb. 2 : Porenverteilungsdiagramm und Porenfüllungsgrad-Elektro-Leitfähigkeits-Beziehung der Lösssäulen-Füllung.

einem Äquivalent-Porendurchmesser  $> 30 \mu$ , enthalten. Das starkausgeprägte Porenverteilungsmaximum liegt

zwischen pF	2,3 (2,5) und 2,7,
entsprechend	15 (10) und $6 \mu$ Äquivalent-Porendurchmesser,
entsprechend	2 (3) und 5 m maximaler kapillarer Steighöhe.

Zwischen 2 und 5 m kapillarer Steighöhe besteht also ein stark ausgeprägter Feuchtigkeits-Gradient (ca. 15 Vol.  $H_2O$ -Gehalts-Differenz), der innerhalb der vorgegebenen Säulenlängen von 3,60 und 4,96 Metern über dem Grundwasserspiegel eine gute Meßbarkeit der infolge Infiltration zu erwartenden Feuchtigkeitsschwankungen versprach.

Kurve 2 (Abb. 1) läßt erkennen, daß im Bereich des Verteilungsmaximums der Äquivalent-Porendurchmesser (pF 2,4 bis 2,8 entsprechend 32 bis 17 Vol.  $H_2O$ ) eine nahezu lineare Abhängigkeit der elektrischen Leitfähigkeit vom Porenfüllungsgrad vorliegt (Abschnitt 2). Nach Abbildung 3 beträgt der Anstieg ca.  $3 \cdot 10^{-5} \text{ mho} \cdot \text{cm}^{-1}$  pro Vol. %  $H_2O$ . Oberhalb pF 2,85 nähert sich der Anstieg Null, d.h. eine Messung der Feuchtigkeitsänderung oberhalb dieser Saugspannung im Feuchtebereich 0 bis ca. 17 Vol. %  $H_2O$  ist mit Hilfe der elektrischen Leitfähigkeitsmessungen nicht mehr möglich. In Abschnitt 3 bei Saugspannungen pF  $< 2,4$  steigt die elektrische Leitfähigkeit progressiv.

Aufgrund von Modellberechnungen (vgl. ROHDENBURG u. MEYER) können die 3 angegebenen Bereiche wie folgt gedeutet werden: Bereich 1 stellt die Wassersättigungsphase dar, in der sich bei Wasseraufnahme zwar die Korn-Berührungspunkt-Menisken verdicken, jedoch noch nicht miteinander in Kommunikation treten. Die hydraulische und elektrische Leitung folgt überwiegend dem Weg:  $H_2O$ -Meniskus  $\rightarrow H_2O$ -Oberflächenfilm  $\rightarrow$  Meniskus  $\rightarrow$  Film.

Im Bereich 2 "fließen" die Menisken direkt ineinander über und bilden von oben nach unten durchlaufende irreguläre "Meniskenbänder". Wasseraufnahme bedeutet in erster Linie zunehmende Querschnitts-Vergrößerung an den Stellen wo die Menisken zusammenwachsen. Elektrische und hydraulische

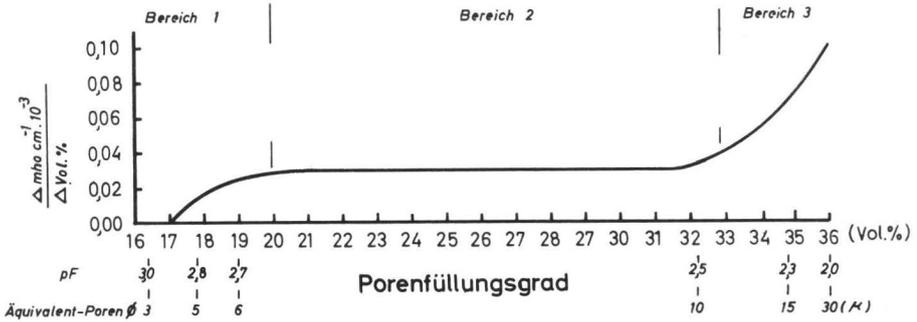


Abb. 3:  $\frac{d \text{ ELT-Leitfähigkeit}}{d \text{ Porenfüllungsgrad}}$  in Abhängigkeit vom  $H_2O$ -Füllungsgrad der Poren.

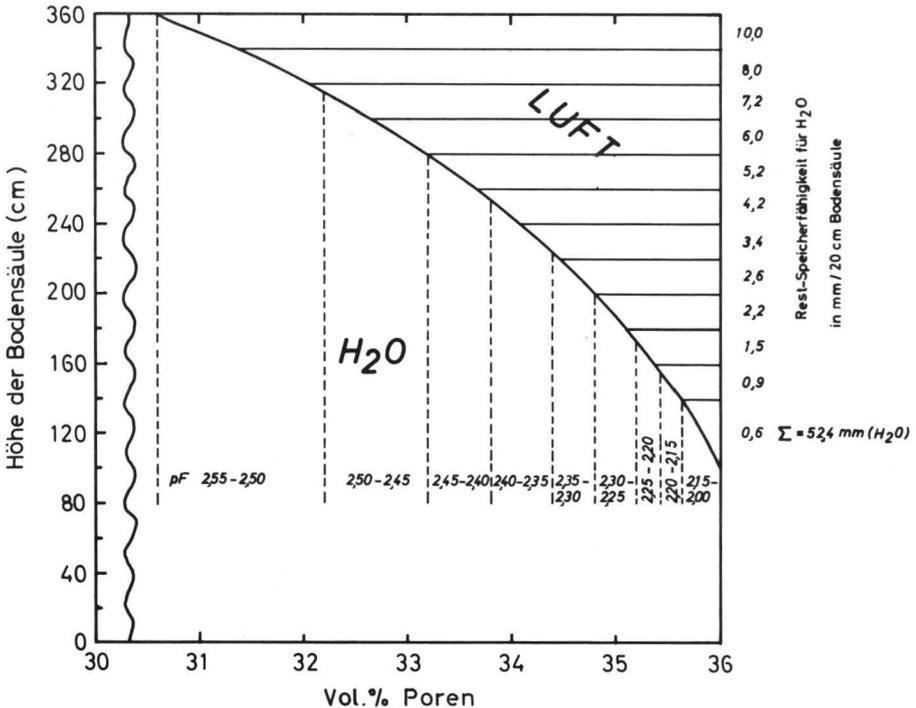


Abb. 4: Mengenanteile von luft- und wassergefüllten Poren im oberen Abschnitt der Lösssäule nach Erreichen des Ablauf-Endzustandes.

"kapillare" Leitfähigkeit nehmen bereichsweise annähernd linear mit der Wasseraufnahme zu. An Kugelmodellen der hier betrachteten Körnung lassen sich theoretisch gewissen Abschnitten dieses  $pF$ -Bereiches lineare Veränderungen des querschnittsbedingten hydraulischen und elektrischen Gesamtwiderstandes mit zunehmender Wasseraufnahme errechnen. Die luftgefüllten rohr- und kugelförmigen Intergranularräume bleiben in Bereich 2 für den Gasaustausch noch voll zugänglich (kein Lufteinschluß, Konstanz der Luftdurchlässigkeitswerte). Wasseraufnahme und -abgabe erfolgen dementsprechend hysteresefrei - im Gegensatz zu Abschnitt 1.

Erst in Abschnitt 3 werden sukzessiv die gröberen intergranulären Luftkanäle und -poren gefüllt, d.h. es entstehen erstmals rohrförmige "Kapillaren" (z.B. Paternoster-Kapillaren), die durch sprunghafte Erweiterung des leitenden Querschnittes und "Verkürzung" der Leitwege zu einem stärkeren Ansteigen der el. und hydr. Konduktivität beitragen.

## 2.5 ÄQUIVALENT-SAUGSPANNUNG, KONTINUIERLICHE UND DISKONTINUIERLICHE $H_2O$ -AUFFÜLLUNG DES PORENRAUMES

In den nachstehenden Ausführungen werden die elektrokonduktometrisch gemessenen Wassergehalte und -gehaltsänderungen in den Säulen in Form von Saugspannungen wiedergegeben, weil sich allein dadurch die in den Säulen auf- und abbauenden Potentialgefälle sinnvoll darstellen lassen. Die Umwandlung der Meßwerte erfolgte anhand der Kurve 3 in Abb. 1, die wie die anderen beiden Kurven im Entwässerungsgang ermittelt worden war und zwar sowohl durch Zerschneiden der Säule nach Einstellung des kapillaren Steighöhen-Gleichgewichtszustandes (Wassergehalts-Bestimmung) als auch durch Zerschneiden der Säulen im gesättigten Zustand und Abpressen im Drucktopf. Da es sich also bei den im folgenden dargestellten Saugspannungen nur um abgeleitete Größen handelt, die bestimmten elektrischen Leitfähigkeiten bzw. Wassergehalten entsprechen, benutzen wir den Begriff "Äquivalent-Saugspannung".

Inwieweit decken sich nun die Äquivalent-Saugspannungen mit den realen Saugspannungen? Dazu einige theoretische Betrachtungen und Messungen. Beim Ablaufen und Abpressen des

Wassers aus gesättigten Bodenproben unter steigenden Drucken werden nacheinander zuerst die Poren mit geringer, dann die mit höherer Saugspannung entleert und mit Luft gefüllt. Die Entwässerung erfolgt pF-kontinuierlich. Unter bestimmten Bedingungen (z.B. Angebot gespannten Wassers, Sättigung im Vakuum) läßt sich auch der umgekehrte Vorgang, die H<sub>2</sub>O-Auf-sättigung trockener oder teilgesättigter Bodenproben sukzes-siv, d.h. gleichmäßig von pF-Stufe zu pF-Stufe sinkend durch-führen. In der Regel aber — und das gilt besonders bei Was-serzufuhr von oben — kommt es im Aufsättigungsgang zu Luft-einschlüssen und damit zu einer diskontinuierlichen Auffül-lung des Porenraumes mit Wasser. Es läßt sich zum Beispiel eine Schluffprobe denken, deren Poren im Entwässerungsgang bis pF 2,4 entwässert wurden. Neu hinzutretendes Sickerwas-ser kann dann die luftgefüllten Poren zwischen pF 2,4 und z.B. pF 1,8 durch Meniskenbildung blockieren, wodurch die Porenanteile dieses pF-Bereiches nicht von Wasser okkupiert werden können, sondern weiter mit Luft gefüllt bleiben. Dieses braucht jedoch nicht zu verhindern, daß das Wasser die Luft aus den noch gröberen Leitbahnen z.B. pF < 1,8 ver-drängt und diese mit nicht oder nur schwach gespanntem Wasser füllt, obwohl die Probe insgesamt gesehen noch H<sub>2</sub>O-ungesät-tigt ist (Pseudosättigung von Bodenproben). In solch einem Fall wird es unmöglich, mit Hilfe von Leitfähigkeits-Methoden oder durch Tensiometermessungen den H<sub>2</sub>O-Porenfüllungsgrad als abgeleitete Größe zu ermitteln.

ROHDENBURG u. MEYER weisen auf weitere Komplikationen hin: Die durch Menisken eingeschlossene Poren-Luftfüllung kann durch die Saugspannung, mit der das Wasser aufgenommen wird, unter Druck gesetzt und komprimiert werden; sie kann schließ-lich bei steigenden Drucken (z.B. bei zunehmender Auflast der Kapillarwasser-Säulen) unter Zerstörung der abschließenden Menisken (die als Ventile wirken) in gröbere Poren ausweichen, "Luftquellung" der Proben auslösen oder bei hinreichendem Auflastungsdruck der Bodensäulen isovolume Veränderungen der Porengrößenverteilung unter Strukturzerstörung und Luftbla-senbildung bewirken.

Mit all diesen Erscheinungen ist zu rechnen, wenn Niederschlagswasser von oben in partiell  $H_2O$ -gesättigte Bodensäulen eindringt. Eine Möglichkeit zur messenden Verfolgung der diskontinuierlichen infiltrativen Wasseraufnahme besteht in folgender Maßnahme: Man trennt die Säule zu verschiedenen Zeitpunkten der infiltrativen Wasseraufnahme vorsichtig und ohne mechanische Verformung in ca. 20 cm lange Enden auf, schiebt diese auf Keramikplatten und ermittelt — von den niedrigsten Drucken ausgehend — die pF-Kurve. Anhand der Abweichungen von den originalen Desorptions-pF-Kurven (Abb.1) lassen sich diejenigen Porenbereiche annähernd bestimmen, die durch eingeschlossene Luft blockiert worden waren.

Unsere Säulenfüllungen aus Löß verhielten sich wie folgt: Ausgehend vom vollen  $H_2O$ -Sättigungszustand wurde das schwach gebundene Porenwasser ablaufen gelassen bis der durch die kapillaren Steighöhen bedingte Feuchte-Endzustand erreicht war. Während des Wasserablaufes konnte die Luft von oben ungehindert in die sich entleerenden Poren strömen. Wurde anschließend von oben her Wasser zugefügt, so wurde nur bei Gaben bis 30 mm ein Entweichen von Luft festgestellt; beim Überschichten mit größeren Wassermengen traten keine aufsteigenden Luftblasen auf. Mit dem Perkulationswasser trat am unteren Ende der Säule ebenfalls keine Luft aus. Somit blieb der überwiegende Teil der während des Wasserablauf-Endzustandes in der Säule gespeicherten Luft während der Infiltrations- und Durchflußphase in der Säule eingeschlossen. Die Luft wurde lediglich einer Kompression durch das eindringende Wasser und einer Umverteilung innerhalb des Porenraumes unterworfen. Eine Strukturveränderung und iso-volume Porenvergrößerung konnte weder beobachtet noch gemessen werden. Die Mengenanteile von luft- und wassergefüllten Poren in der Säule nach Erreichen des Ablauf-Endzustandes sind in Abb. 4 dargestellt.

Es zeigte sich nun, daß von hohen Saugspannungen ausgehend bis herunter zu einem Grenzwert von  $pF \approx 2,4$  die infiltrative

H<sub>2</sub>O-Auffüllung der Poren sukzessiv und kontinuierlich erfolgte. Das heißt, das eindringende Wasser verdrängte die Luft völlig aus dem Porenbereich  $pF > 2,4$ , was ungehindert geschehen konnte, da nach der in Absatz 2.4 angestellten Modellbetrachtung (siehe Deutung der El.-Leitfähigkeitskurven) bei  $pF 2,4$  noch eine uneingeschränkte Kommunikation zwischen den luftgefüllten Hohlräumen gegeben ist. Äquivalent-Saugspannung und reale Saugspannung mit kontinuierlicher Porenfüllung sind also in unseren Säulenexperimenten in den  $pF$ -Zonen oberhalb 2,4 kongruent.

Bei der H<sub>2</sub>O-Auffüllung des Porenbereiches mit Saugspannungen zwischen  $pF 2,40$  und  $2,35$  kann erstmalig Lufteinschluß auftreten, sodaß diese Porenfraktion nur bei stärkerer Auflast von Kapillarwasser und Ausweichmöglichkeit für die Luft noch voll mit Wasser aufgefüllt werden kann.

Die Porenanteile mit Saugspannungen  $pF < 2,35$  wurden in den Infiltrationsversuchen nie mehr vollständig mit Wasser aufgefüllt. Das Wasser ist offensichtlich nur in Form einiger weniger Kapillarstränge in diesem Porenbereich vorhanden. Alle anderen Poren sind luftgefüllt.

Im Perkolations-Diagramm (Abb. 5) treten bei höheren Bewässerungsmengen Brückenzonen und Aufwölbungsbereiche zwischen den oberen und unteren Säulenabschnitten auf, die sich durch niedrigere Saugspannungen ( $pF 2,2-2,35$ ) zu erkennen geben. Die hier eingetragenen Saugspannungswerte sind nicht die oben verwendeten Äquivalent-Saugspannungen, sondern die aufgrund der Umeichung nach Zerlegen der Säulen und durch Stechtensiometer ermittelten realen Saugspannungen bei diskontinuierlicher Porenfüllung. Das heißt, hier eingesetzte Klein-Tensiometer zeigen die eingetragenen Saugspannungen an, obwohl nur einige wenige Poren des  $pF$ -Bereiches  $< 2,35$  mit Wasser gefüllt, der überwiegende Anteil dagegen von Luftblasen eingenommen wird.

3 ABLAUF DER SÄULEN - PERKOLATION S-  
VERSUCHE AM BEISPIEL DER 360 cm -  
SÄULE

Vgl. Abb. 5

3.1 ABSCHNITT 1 (Sackungsphase 1 - Sedimentationsverdichtung):

Nach dem letzten Füllvorgang, Absetzen lassen und Abhebern des überstehenden Wassers (vgl. Absatz 2.2) blieb die Säule in Ruhe. Es setzte eine sedimentäre Sackung der Bodensäule ein, die bei der 4 m-Säule (Abb. 5) 40 cm betrug und nach 2 Tagen beendet war.

3.2 ABSCHNITT 2 (Sackungsphase 2 - Strömungsverdichtung):

Am Grundwasser-Auslaufstutzen des unteren Säulenendes wurde ein Schlauch mit Hahn angeschlossen und an der Säule hochgeleitet. Beim Öffnen des Hahnes stieg das ausströmende Wasser im Schlauch über den Wasserspiegel in der Säule (Ursache: Dichteunterschied zwischen der noch im Stadium einer "Suspension" befindlichen Säulenfüllung und dem abfiltrierten Suspensionsmittel (Gleichgewichtslösung) im Schlauch. Gleichzeitig fand eine Strömungssetzung des Bodens von 14 cm statt. Das Rückströmen des Wassers aus dem Schlauch und die selbsttätige Nivellierung der Wasserstände war nach 1,5 Tagen abgeschlossen.

3.3 ABSCHNITT 3a (Sackungsphase 3 - Strömungsverdichtung):

Nach Fortnahme des Schlauches wurde unter Konstanthaltung des oberen freien Lösungsspiegels und des Grundwasserspiegels durch Grundwasserabfluß ein ungehinderter Durchfluß eingeleitet. Die Bodensäule sackte um weitere 6 cm; der Abschluß der Sackung war nach ca. 0,5 Tagen erreicht. Nach dem Gesamt-Sackungsbetrag von 60 cm trat im Verlauf der weiteren Versuche keine weitere Sackung mehr ein. Endgültige Länge der Bodensäule 3,60 m.

### 3.4 ABSCHNITT 3b (Messung der Permeabilität der Bodensäule):

Der Spiegel der überstehenden Gleichgewichtslösung wurde gesenkt und gehoben (5, 20, 40, 80 cm) und die Ausflußraten gemessen. Nach der Gleichung

$$K_f = \frac{Q \cdot l}{F \cdot h} \quad (\text{cm/d})$$

Q abfließende Menge an Gleichgewichtslösung in  $\text{cm}^3/\text{d}$

F Querschnittsfläche der Bodensäule ( $17,0 \text{ cm}^2$ )

l Länge der Bodensäule

h Höhendifferenz der Wasserspiegel

wurden folgende Permeabilitätskoeffizienten bestimmt:

	Säule A (kurz) (Abbildung 5)	Säule B (lang) (Abbildung 6)
Länge der Bodensäule	360 cm	496 cm
Kf (cm/d)	6,26 - 6,40	5,05 - 5,33

Ähnliche Durchlässigkeitswerte erhielt PAPP 1963 in Würmlössen (Parabraunerde-C-Horizonten) bei ähnlichen Porenanteilen und Porenverteilungen, allerdings 2 bis 5 % Poren mit Saugspannungen  $pF < 2$ .

### 3.5 ABSCHNITT 4 (Ablaufphase):

Das überstehende Wasser wurde abgehebert und das Porenwasser frei über das Grundwasser ausströmen gelassen. Der Gleichgewichtszustand war nach 22 Tagen erreicht<sup>\*)</sup>. Man beobachtet ein schwach wellenförmiges Abfließen, das sich wieder besonders im Bereich der kritischen  $pF$ -Werte 2,30 - 2,40

\*) Die Beobachtungsdauer war in diesen wie in den folgenden Abschnitten wesentlich länger. Die vorliegende Darstellung ist verkürzt und endet jeweils mit Erreichen der Gleichgewichtszustände.

bemerkbar macht. Bei Erreichen dieser Saugspannungswerte wird das kommunizierende Luftporennetz hergestellt und die von oben rasch einströmende und sich seitlich ausbreitende Luft kann erstmalig zu einem Wasserüberhang führen. Im Endzustand betrug die residuale durch Luft ausgefüllte Speicherkapazität der 3,6 m-Säule ca. 52 mm H<sub>2</sub>O (vgl. Abb. 4).

### 3.6 ABSCHNITT 5 bis 11 (Infiltrationsphasen):

Nach jeder Infiltrationsphase stellte sich die in Abschnitt 3.5 erreichte Gleichgewichts-Saugspannungs-Zonierung immer wieder ein. Nach Erreichen dieses Zustandes wurde die jeweils nächst höhere Bewässerungsmenge in einem Zuge auf die Bodensäule gegeben. Bei Bewässerungen bis zu 30 mm verschwand der freie Wasserspiegel binnen weniger Minuten bis zu 2 Stunden. Für die größeren Wassermengen ist der Abfall des Spiegels angegeben.

Spätestens 20 Minuten nach Wasserzugabe begann in jedem Fall, also auch bei nur 5 mm Bewässerungshöhe der Grundwasserspiegel in 3,6 m Tiefe überzulaufen.

Eine grobe Orientierung über die Raten der Grundwasser-Spende liefert Tabelle 1.

Tabelle 1: Raten der Grundwasser-Spende

Bewässerungsmenge	Von der Bewässerungsmenge waren in das Grundwasser übergetreten (vgl. gestrichelte Summenkurve)	
	50 % nach .... Tagen	98 % nach ....Tagen
5 mm	1,0	4,5
10 mm	1,5	7,5
20 mm	1,5	9,5
30 mm	1,5	11,0
50 mm	1,5	17,0
90 mm	2,0	17,0
120 mm	2,3	21,0

Sämtliches Sickerwasser wird auf seinem Weg vom stärker durchfeuchteten Oberboden zum geschlossenen Kapillarsaum in jedem Fall durch eine stets trockene Einschnürungszone im Mittelabschnitt der Säule geschleust, in welcher der wirksame leitende Querschnitt der Kapillaren infolge Einschluß von Luft nicht über einen bestimmten Wert ansteigen kann und in welcher in unserem Beispiel die Saugspannung selbst bei einem hohen Wassergehalt nicht unter  $pF$  2,25 sinkt. Mächtigkeit und kapillarer Einengungsgrad der Zwischenzone hängen bei gegebener Textur und Struktur von den zugeführten Wassermengen ab.

#### 4 DISKUSSION DER ERGEBNISSE

##### 4.1 ZU ABSCHNITT 5 u. 6:

Bei der Betrachtung von Abb. 4 wird verständlich, daß die Bodensäule in den oberen 40 bis 80 Zentimetern Bewässerungsmengen von 5 und 10 mm sofort aufnehmen kann, ohne daß dadurch die Saugspannung unter  $pF$  2,4 absinkt. Das heißt, sämtliche Bodenluft bleibt frei beweglich und kann nach oben aus der Säule hinausgedrängt werden. Das eintretende Wasser wird sofort "resorbiert", d.h. es füllt sukzessiv von  $pF$  2,55 an abwärts die Porenbereiche kleinerer Saugspannung bis etwa  $pF$  2,40 auf. Dadurch werden die verschieden starken "Kapillar"- (besser: Menisken-)Fäden, die in diesem Säulenabschnitt ihre maximale Steighöhe (capillary head) erreicht haben, mit  $H_2O$  "aufgestockt", so daß das zugeführte Wasser über diese gespannten "Wasserfäden" sofort zum Grundwasser abfließen kann. Über die gemessenen Verschiebungen der Saugspannungsbereiche im oberen Teil der Säule lassen sich die hydraulischen Leitfähigkeiten dieser  $pF$ -Bereiche abschätzen (Tab. 2).

Tab. 2: Auf Grund der Zonenverschiebung geschätzte Beteiligung verschiedener Porenbereiche an der (gesättigten) hydraulischen Leitfähigkeit

pF-Bereich	Vol. %	%-Beteiligung an der im gesättigten Zustand ermittelten Gesamt-Permeabilität der Säule (6 cm/d)
2,50 - 2,45	1	6
2,45 - 2,40	0,6	4
2,40 - 2,00	2,2	85 - 90

#### 4.2 ZU ABSCHNITT 7 u. 8:

Bei höherem einmaligem Wasserangebot ( $> 20$  mm) oder nach Überschreiten einer Wasserzuflußrate von ca.  $0,5$  mm/h im Anschluß an die  $10$  mm-Bewässerung kommt es an der Bodenoberfläche sofort zur Bildung abdichtender Menisken-Porenpfropfen (pF  $2,40$ ), die nur noch wenig Luft nach oben entweichen lassen und den überwiegenden Teil der Luft in der Säule einschließen. Dieses langsamer eindringende Wasser übt im Wesentlichen zwei Wirkungen aus: 1. drückt es wie ein Kolben die eingeschlossene Luft frontal nach unten bis der Druck der komprimierten Luft gleich dem hydrostatischen Druck der auflastenden Wassersäule wird, 2. kesselt es hinter der eindringenden Wasserfront Luftblasen ein. Bei den  $20$ - und  $30$  mm-Versuchen kommt die pF  $2,35$ -Front etwa bei  $75$  bzw.  $95$  cm Tiefe zum Stillstand. Oberhalb der Eindringfront liegen die realen pF-Werte niedriger als aufgrund der Wassermengen anhand der Speicherkapazitäts-Kurve (Abb. 4) zu erwarten wäre. Das heißt, ein Teil des lufthaltenden Porenvolumens höherer Saugspannung wird nicht mit Wasser gefüllt, das dafür mit geringerer Saugspannung in größeren Hohlräumen gehalten wird. Eine Überschlagsrechnung ergibt, daß im  $20$  mm-Versuch nur  $75\%$  der Speicherkapazität zwischen pF  $2,4$  und  $2,35$  (total  $0,4$  Vol.) und daß im  $30$  mm-Versuch nur  $40\%$  der Speicherkapazität zwischen pF  $2,40$  und  $2,30$  (total  $1$  Vol.) vom Wasser genutzt werden kann und der Rest mit komprimierten Lufteinschlüssen ausgefüllt bleibt.

Bereits in diesen beiden Versuchsabschnitten deutet sich an, daß die  $p_F$  2,35-Front eine körnungsspezifische, relativ fixe, vom Druckgleichgewicht bedingte, Tiefengrenze hat und nach Erreichen dieser Grenze eine auffallende Beständigkeit besitzt. Mit der Zeit entleert sich der darüber liegende "Sack" geringer gespannten Wassers nach unten über die höher gespannten Kapillarbahnen ( $p_F > 2,4$ ), die bereits in den 5- und 10 mm-Versuchen als die alleinigen Leitstränge fungierten. Dabei entleert sich hydrostatisch bedingt offensichtlich der obere Teil des Wassersackes zuerst, wobei die eingeschlossenen Luftblasen fortlaufend freigesetzt werden. Wohl als Folge der Auflast-Verminderung und Ausdehnung der okkludierten Luft läßt die  $p_F$  2,35-Front während der Entleerung ein schwaches Aufsteigen erkennen. Nach völliger Freisetzung der eingeschlossenen Luft erfolgt der restliche Wasserablauf wie in Abschnitt 5 u. 6.

#### 4.3 ZU ABSCHNITT 9 BIS 11:

Bei der Zugabe höherer Wassermengen (50, 90, 120 mm) verschieben sich die Zonen unterschiedlicher Wassersättigung irregulär. Dies läßt sich wie folgt deuten: Die einzelnen "Wasserpfropfen"-Zonen unterschiedlicher Saugspannung wandern unter dem Einfluß der langsam absinkenden überstauenden Wassersäule und in Abhängigkeit von der möglichen Neuverteilung der eingeschlossenen Bodenluft unterschiedlich schnell abwärts und kommen zu verschiedenen Zeitpunkten zum Stehen. Die Langsamkeit des Absinkens der Wassersättigungszonen mit  $p_F$ -Werten  $< 2,35$  ist damit zu erklären, daß das Wasser der hängenden Pfropfen dieses  $p_F$ -Bereiches nicht mehr wie im  $p_F$ -Bereich 2,35 bis 2,6 oder 2,7 durch einen einfachen hydrostatischen Verdrängungsvorgang abwärts wandern kann. Die Leitkanäle für dieses Wasser und die Wasserfäden dieses  $p_F$ -Bereiches sind ja perlschnurartig von räumlich fixierten Luftblasen unterbrochen. Um zu wandern, müssen sich die Wasserpfropfen nach der jeweiligen Aufstockung durch von oben zu-

fließendes weniger gespanntes Wasser erst auflösen, indem das Wasser in dünnen "Häuten" um den stauenden intergranulären Luftballon (der auf die angrenzenden Mineralkörner drückt und dadurch die Wasserhüllen einengt) herum strömt und sich etwas tiefer an Stellen, wo die Luft leichter zu verdrängen ist, erneut als Pfropfen sammelt bis auch dieser wieder "überfließt". Begrenzende Größe für die Geschwindigkeit dieses Fließvorganges ist der einengende Druck der eingeschlossenen Luftblasen auf die kugelschalenförmigen Wasser-Auskleidungen (Meniskenkontaktflächen) der größeren intergranulären Hohlräume. Nur durch diese Hypothese lassen sich auch die im 120 mm-Experiment von unten her aufwachsenden, durch Abflußhemmung entstehenden Dome niedrig gespannten Wassers erklären. In ihnen wird, bezogen auf den angegebenen pF-Porensättigungsgrad, noch 35 bis 40 % des Porenraumes von eingekesselten Luftporen eingenommen.

Die maximale Auffüllung der Restspeicherkapazität der Säule (vgl. Abb. 4) wird in den Versuchsabschnitten 9 bis 11 durch die Spitze der als ausgezogene Linie dargestellten Abflußraten-Kurve angezeigt. Diese Spitze ist hier - im Gegensatz zu den Versuchsabschnitten 5-8, wo sie schon sehr bald nach der Wasserzugabe auftrat - zeitlich stark verschoben. Sie bildet sich erst dann aus, wenn die durch den Druck der Wasserfronten und deren diffuse Auflösung hervorgerufene Neuverteilung der Bodenluft abgeschlossen ist. Zu diesem Zeitpunkt nähert sich der Spiegel der überstehenden Wassersäule bereits der Bodensäulen-Oberfläche und die überhängenden "Säcke" geringer gespannten Wassers haben sich bereits diffus nach unten aufgelöst.

Die in den Abschnitten 7 und 8 markant hervortretende pF 2,35-Front öffnet sich in den 50 - 90 - 120 mm-Experimenten zunächst diffus nach unten, schält sich aber (außer in Abschnitt 9) in den späteren Abflußphasen infolge Druckentlastung wieder als deutliche Grenze in ca. 60 cm Tiefe heraus. Auch andere schwächer gespannte Pfropfenwasser-Zonen können äh-

lich der pF 2,35-Front Einsickerungsfronten bilden, die sich allerdings in anderen Tiefenlagen bilden und wieder auflösen (z.B. Abschnitt 10, pF 2,25 - 2,30).

5 VERGLEICH UNTERSCHIEDLICHER SÄULENLÄNGEN (Abb. 6)

Parallel zu der 3,60 m-Bodensäule wurde in gleicher Weise eine 4,96 m-Bodensäule hergestellt und untersucht (Abb. 6). Infolge der größeren Säulenlänge trat jedoch während der Sackungsphaseneine stärkere Verdichtung ein: Porenvolumen 33 Vol.%; Permeabilität  $K_f = 5,05$  bis  $5,33$ ; Porengrößen-Verteilungsmaximum statt zwischen 2,5 und 2,6 zwischen 2,6 und 2,7; die Dauer des Abflusses bis zum Erreichen des Saugspannungs-Gleichgewichtes betrug 230 statt 22 Tage; wie die wellige Abflußraten-Kurve und die wellenförmige Saugspannungszonierung im Abschnitt 1 (Abb. 6) demonstriert, setzt hier die Bildung von Wasser-Okklusionsfronten bereits bei pF 2,50 statt erst bei pF 2,35 ein. Wegen der außerordentlich langen Abflußzeiten wurden die einzelnen Bewässerungsexperimente nicht voll zu Ende geführt, sondern jeweils nach einem Durchfluß von ca. 90 % der zugeführten Wassermenge abgebrochen. Dieser Zeitpunkt war erreicht für 20 mm nach 48, für 50 mm nach 90 und für 120 mm nach 153 Tagen. Der Beginn einer sichtbaren Zunahme des Wasseraustrittes am unteren Säulenende erfolgte bei der 5 m-Säule später, aber immerhin noch binnen eines Tages nach Wasserzugabe. Die Wellenform der Abflußraten-Kurven, die sich jeweils nach Auflösung der "Wassersäcke" im Oberboden glättet, ist nicht durch Luftdruck-Schwankungen bedingt, sondern eine Folge des — wie in Absatz 4.3 geschildert — irregulären Abfließens des Wassers aus den oberen Wasserüberhang-Zonen (vgl. Zunahme der Wellung in Absatz 4.3).

Wie Abb. 6 zeigt, bleibt der Wassergehalt und die Wasserverteilung in der Bodensäule selbst bei Zufuhr übernatürlich hoher Wassermengen bis auf den obersten Abschnitt nahezu unverändert. In ca. 1 m Tiefe hält sich eine trockene Zone, in der eine Saugspannung von  $pF$  2,60 nie unterschritten wird und durch die im Extremfall (120 mm) 2,3 mm Niederschlag pro Tag hindurchfließen. Das heißt, eventuelle Wassergehaltsschwankungen spielen sich innerhalb der recht engen Meß-Empfindlichkeitsgrenze ab. Eine Niederschlagszufuhr von 20 mm hat ein Eindringen der  $pF$ -Alterationszone von 25 cm zufolge, 50 mm entsprechen 45 cm und 120 mm 95 cm. Dabei tangiert die eindringende Feuchtigkeitsfront verschiedene Saugspannungszonen:

20 mm	$pF$ 2,70 - 2,65 - Zone
50 mm	$pF$ 2,65 - 2,60 - Zone
120 mm	$pF$ 2,60 - 2,55 - Zone

Entsprechend dem in diesen berührten  $pF$ -Zonen vorliegenden Verteilungszustand des kapillargespannten Wassers erfolgt das Abfließen mit unterschiedlicher Geschwindigkeit.

In Abschnitt 4 (120 mm) ist die Luft-Okklusionsfront  $pF$  2,55 - 2,50 stark ausgeprägt. In der darunter liegenden  $pF$ -Zone 2,55 - 2,60 wäre offensichtlich ein freier Gasaustausch gewährleistet und ein von Luftblasen unbeeinflusster Meniskenfadenabfluß des Wassers möglich (Beteiligung dieses  $pF$ -Bereiches an der Gesamt-Permeabilität ca. 3%). Wie kommt es aber zur Wassersackbildung in den Abschnitten 2 und 3 innerhalb von  $pF$ -Bereichen, in denen kein Lufteinschluß eintreten kann, da ein freies Ausweichen der Luft möglich ist?

Wie bereits anhand von Abbildung 3 diskutiert wurde, tritt in Schluffkörnungen bei  $pF$ -Werten von etwa 2,6 bis 2,7 an **aufwärts** eine Trennung des direkten Meniskenkontaktes (früher als "Kapillarabriß" bezeichnet) ein, so daß das absteigende Wasser dem Weg Meniskus  $\rightarrow$  Oberflächenfilm  $\rightarrow$  Meniskus folgen muß. In diesem Zustand treten wieder ähnliche Erscheinungen des behinderten Wassertransportes auf, wie sie durch einge-

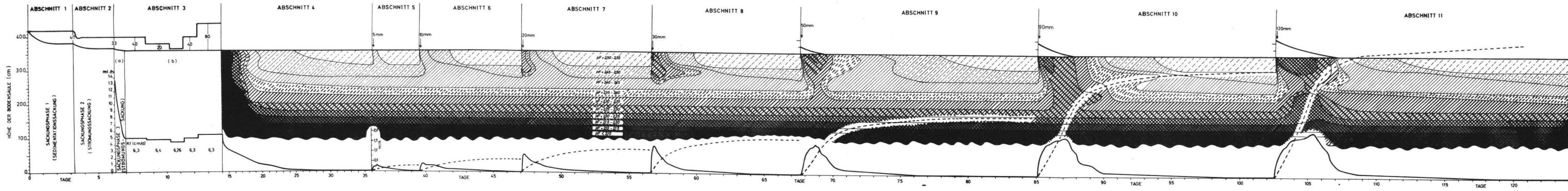
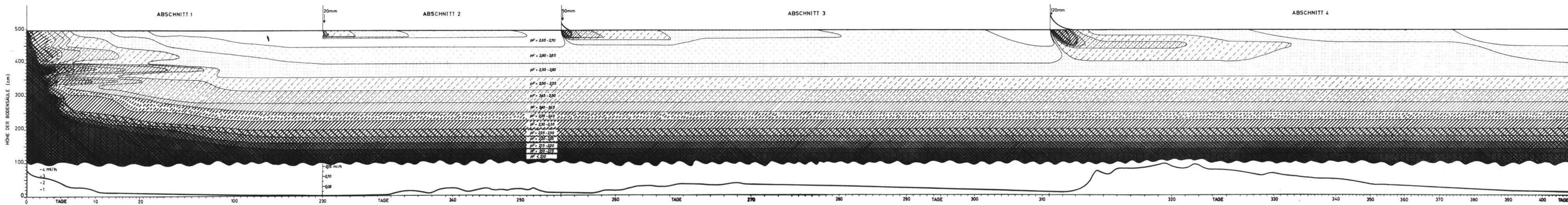


Abb. 5 : 3.60 m - Säule,

Zeit/Perkolations- und Chronoisoplethen-Diagramme der Lösssäulen

Abb. 6 : 4.96 m - Säule,



geschlossene Luftblasen sonst nur in niederen pF-Bereichen verursacht werden. Ein verzögerungsfreier Abfluß des eindringenden Wassers (entsprechend dem Mittelbereich von Abb. 3) ist demzufolge in unseren 5 m-Säulenexperimenten nur innerhalb des pF-Bereiches von etwa 2,35 bis über 2,55 (schätzungsweise bis 2,65) zu beobachten.

## 6 S C H L U S S F O L G E R U N G E N

Die dargestellten Versuchsergebnisse zeigen, daß es für die Deutung und Prognose des Wasserhaushalts und des Wasserumsatzes in Boden- und Sedimentdecken neben der Messung der hydraulischen Leitfähigkeit der einzelnen Kapillarbereiche (Leitfähigkeit im  $H_2O$ -ungesättigten Zustand) darauf ankommt, jene Saugspannungsgrenzen genauer zu erfassen, bei denen das Wasserleitvermögen sprunghaften Änderungen ausgesetzt ist. Das gilt einmal für den Übergang vom Meniskus → Meniskus-Kontakt zum Meniskus → Filmwasser → Meniskus-Kontakt als den Grenzbereich wirksamen kapillaren Dränwasser-Abzuges (Abriß der "Kapillar"- oder besser "Menisken"-Stränge. Bedeutungsvoller aber erscheint die Ermittlung jener kapillaren Grenzleitfähigkeiten und Saugspannungswerte, bei deren Über- bzw. Unterschreiten Lufteinfluß stattfindet, da von diesen Grenzen an aufwärts bzw. abwärts stets mit einer beachtlichen Reduktion der im  $H_2O$ -gesättigten Zustand ermittelten Permeabilität und Dränfähigkeit zu rechnen ist. Die Untersuchungen zeigen ferner, daß es in vielen Fällen kaum möglich sein dürfte, aufgrund von kontinuierlichen Feuchtemessungen zu Aussagen über die Wasserbewegung zu kommen. Es gibt ausgedehnte Zonen in tieferen Bodenschichten, in denen eine starke abwärts gerichtete Wasserbewegung ohne Feuchtigkeitsänderung möglich ist!

Auf die einleitend gestellte Frage nach den Ursachen, die das Zustandekommen des kapillaren Fließens im ungesättigten Feuchtezustand bedingen (unsaturated flow) muß die Antwort gegeben werden, daß alle der genannten Möglichkeiten als Ursache in Frage kommen, jede der genannten Ursachen jedoch bei Lößböden in einem anderen  $pF$ -Bereich wirksam wird und zur quantitativen Behandlung einer unterschiedlichen Meßmethode bedarf.

Zum Aussage-Wert der sog. "Feldkapazität": Die Modellversuche gestatten ferner eine kritische Betrachtung der unter natürlichen Bedingungen zu ermittelnden FK-Werte. Es sollen die Bedingungen untersucht werden, die bei gleicher Körnungsart und Struktur einer gegebenen Boden- oder Sediment-Decke (hier Löß) die Größe des FK-Wertes bestimmen. In unserem Falle sind dies die Grundwasser-Tiefe und die Berechnungsmenge, die nach vorheriger kapillar-hydrostatischer Gleichgewichts-Einstellung von oben zugeführt wird. Die zur Bestimmung der Feldkapazität auf den Boden gegebene Wassermenge ist insofern von Bedeutung, als mit steigenden Wassermengen die zur Wiedereinstellung des Gleichgewichts-Zustandes benötigte Zeit verlängert wird, wie Abb. 5 und 6 zeigen. In Tab. 3 sind für 3,6 und 5 m Grundwassertiefe die Bewässerungsmengen und die nach 3 Tagen innerhalb der oberen 40 cm ermittelten Saugspannungen, die gespeicherten Wassermengen in mm und der Anteil des luftführenden Poren-Volumen-Anteiles zusammengestellt. Man möge aus den Wassergehalts-Zahlen, die maximal um mehr als 10 % auseinander liegen, und Vergleich mit den Bewässerungsmengen die Ursachen für die mangelnde Reproduzierbarkeit von Feldkapazitäts-Werten ersehen.

Ökologisch bedeutsam erscheint noch die Wechselbeziehung zwischen Niederschlag und Grundwassertiefe im Hinblick auf den luftführenden Poren-Anteil. Bei Grundwassertiefen von 5 m ist selbst bei stärksten Wassergaben bereits nach 3 Tagen

Tab. 3: Feuchte- und Belüftungs-Zustand der oberen 40 cm der Lösssäulen nach 3-tägiger Wartezeit für die Ermittlung der FK.

Grundwasser-tiefe (m)	zugefügte Wasser-menge (mm)	Saugspannung (pF) 0 - 40 cm	nach 3 Tagen	
			Wassermenge (mm) 0 - 40 cm	luftführende Poren (Vol. % Ges. Boden)
3,6	5, 10, 20	2,55 - 2,50	126,0-130,6	5,3 - 3,8 <sup>*)</sup>
	30	2,50 - 2,45	135,8	3,8 - 2,8 <sup>*)</sup>
	50	2,40 - 2,35	137,8	2,8 - 1,7
	90	2,35 - 2,30	140,4	1,7 - 1,2
	120	2,25 - 2,20	143,0	1,2 - 0,6
5	20	2,60 - 2,55	126	6,1 - 5,1 <sup>*)</sup>
	50			
	120	2,55 - 2,50	130	5,1 - 3,9 <sup>*)</sup>

\*) freier diffusiver Gas-Austausch möglich

wieder ein ungehinderter Gas-Austausch gewährleistet, während bei nur 3,6 m Grundwasser-Tiefe stärkere Beregnungs-Mengen den Lufthaushalt anhaltend zu beeinträchtigen vermögen.

## 7 Z U S A M M E N F A S S U N G

An künstlichen Löss-Säulen mit unterschiedlichem Grundwasser-Spiegel von 3,5 und 5 m Tiefe wurden Modell-Experimente durchgeführt. Damit sollten die Bedingungen und das Ausmaß der Wasserbewegung im ungesättigten Feuchte-Zustand (unsaturated flow) studiert werden und Vorstellungen über das hydrologische Verhalten stärkerer Lössdecken gewonnen werden. Durch eine bestimmte Herstellungs-Technik waren die Lösssäulen-Füllungen in ihrer Poren-Verteilung natürlichen Lössdecken

angeglichen.

Ausgehend vom kapillaren Sättigungs-Gleichgewicht (bezogen auf den Grundwasser-Spiegel) wurden Perkulations-Versuche mit Bewässerungs-Mengen von 5 bis 120 mm durchgeführt. Es wurden der zeitliche Verlauf der Grundwasserspense gemessen, die Wassergehalts-Änderung innerhalb der Löß-Säulen elektrokonduktometrisch registriert und die Saugspannungs-Verschiebungen hydro-tensiometrisch verfolgt.

Zusammenfassend sollen folgende für die Wasserbewegung in Lößdecken wichtigen Befunde hervorgehoben werden:

1. Die Zufuhr von Oberflächen-Wasser führt bei Lößdecken, die sich in einem kapillaren Wassersättigungs-Gleichgewicht mit einem Grundwasser-Spiegel von  $< 5$  m (experimentell nachgewiesen) bis vermutlich 10 m befinden, zu einem sofortigen Wasser-Austritt im Niveau des Grundwasser-Spiegels. Die dazu erforderliche Bewegung des Wassers findet in Form der Abwärts-Verdrängung (downward displacement) des fadenförmig kohärenten gespannten "Kapillar"-, besser "Meniskenfaden"-Wassers statt. Diese Form der Grundwasserspense ist nicht mit Lysimetern herkömmlicher Bauart erfaßbar, sondern erfordert Simulator-Unterdruck-Permeameter und Tritium-Markierungsversuche.
2. Bei dieser Abwärts-Verdrängung des Wassers im ungesättigten Feuchtezustand des Bodens kann die Wassergehalts- und Saugspannungs-Verteilung innerhalb der Lößdecken — abgesehen von den obersten Abschnitten — unverändert bleiben. Die Wasser-Verdrängung kann dabei auch "tote Zonen" mit konstanten hohen Saugspannungen von  $p_f 2,6$  (experimentell nachgewiesen; in der Natur wahrscheinlich mehr) mit täglichen Perkulations-Raten bis zu 2,5 mm passieren.
3. Die "ungesättigte" Wasser-Verdrängung findet innerhalb gespannter Wasserfäden statt, die aufgrund eines durchgehenden Kontaktes zwischen den einzelnen Kornberührungs-Wassermenisken zustande kommen. Die eine wichtige Kenngröße

für das Wasser-Leitvermögen ist daher derjenige Saugspannungs-Wert, bei dem die Kornberührungs-Menisken ineinander "überfließen". Oberhalb dieses kritischen Saugspannungswertes reißen die Wasser-Meniskus → Meniskus-Kontakt-Fäden ab und gehen in perlschnurartige Meniskuswasser → Kornfilmwasser → Meniskuswasser-Leitbänder über, die nur eine stark reduzierte Wasser-Leitfähigkeit besitzen. In den Modell-Experimenten lag der kritische pF-Wert etwa bei pF 2,6. In natürlichen Lößdecken scheint er noch höher zu liegen.

4. Der andere für das Fließen im ungesättigten Feuchtezustand kritische Wert ist diejenige Saugspannung (im Modell-Experiment pF 2,35), von welcher an abwärts Wasserpfropfen-Fronten entstehen. In Saugspannungs-Bereichen unterhalb dieses Punktes ist bei Lössen und sonstigen Substraten feinerer Porungsart nicht mehr mit einer kontinuierlichen Wasser-Auffüllung der luftführenden Poren zu rechnen, wenn Wasser von oben zugeführt wird. Vielmehr kommt es zu Lufteinschlüssen unter Abschnürung von Maschen des bis dahin zusammenhängenden, dem freien Gasaustausch überall zugänglichen Luftporen-Netzes. Die realen Saugspannungen decken sich nicht mehr mit den Äquivalent-Saugspannungen, die aus den Wassergehalten aufgrund der im Drucktopf ermittelten pF-Kurven errechnet werden. Infolge der Kompression und Wiederausdehnung der okkludierten Porenluft unter dem veränderlichen hydrostatischen Druck des absinkenden Wassers verändert sich der leitende Querschnitt der Menisken-Wasserfäden ständig. Der Mengen-Berechnung des abwärts gerichteten Wassertransportes mittels der Transport-Gleichung aufgrund der Saugkraft-Gradienten wird damit die Grundlage entzogen. - Es zeigt sich, daß die Luftokklusion unter den für das Zustandekommen des "ungesättigten Fließens" verantwortlichen, einleitend diskutierten Größen (Wasser-Resorption durch die Leitbahn-Wände, zu geringes Angebot von ungespanntem Wasser, Oberboden-Angebot von

ausschließlich gespanntem Wasser, Luftokklusion), wohl die dominierende Rolle in den Feinsedimentdecken spielt.

5. Infolge Luftokklusion (bei niederen Saugspannungen) oder fehlendem Menisken-Kontakt (bei höheren Saugspannungen) kommt es in Lößdecken zur Ausbildung von "schwebenden", m.o.w. lagestabilen Wasser-Säcken und -Fronten im oberen Deckenabschnitt. Diese entleeren sich in jedem Falle durch Abwärts-Verdrängung des Wassers über die Menisken-Fäden zum Grundwasser. Die Abfluß-Geschwindigkeit kann dadurch bei tieferem Grundwasserstand ( $>5$  m) so reduziert werden, daß — obwohl die Grundwasser-Spende bei Wasserzufuhr sofort einsetzt — noch Monate nach der Bewässerung Grundwasser geliefert wird.
6. Ähnlich unzuverlässig wie Berechnungen der Abflußraten aufgrund von Saugspannungs-Gradienten werden Feldkapazitäts-Messungen im Gelände. Die Höhe der nach einem bestimmten Zeitraum bei gleicher Körnungs- und Porungs-Art und übereinstimmendem Gleichgewichts-Ausgangs-Zustand gemessenen FK ist nicht nur von der Grundwasser-Tiefe, sondern auch von der Wassergabe abhängig.

## LITERATUR

HORTON, J.H., u. HAWKINS, R.H., 1966: Flow path of rain from the soil surface to the water table.

Soil Science 100, 377-383 (1965)

PAPP, M., 1963: Wasserhaushaltsuntersuchungen an holozänen Parabraunerden aus wärmzeitlichem Löß in Niedersachsen. Diss. Landwirtsch.Fakultät, Göttingen

RODE, A.A., 1959: Das Wasser im Boden. Akademie-Verlag, Berlin, 464 S.

- ROHDENBURG, H., u. MEYER, B., 1966: Zur Feinstratigraphie und Paläopedologie des Jungpleistozäns nach Untersuchungen an südniedersächsischen und nordhessischen Lößprofilen. Mitt.Dtsch.Bodenkundl.Gesellsch., 5, 1-135
- SMITH, W.O., OLSEN, H.W., BAGNOLD, R.A, u. RICE, J.C., 1966: Certain flows of air and water in sands during infiltration, Soil Science 101, 441-449
- WESSELING, J., u. WIT, K.E., 1966: An infiltration method for the determination of the capillary conductivity of undisturbed soil cores, Symposium on Water in the Unsaturated Zone (Congress Papers), Wageningen, Juni 1966
- ZIMMERMANN, U., MÜNNICH, K.O., ROETHER, W., KEUTZ, W., SCHUBACH, K., u. SIEGEL, O., 1965: Downward movement of soil moisture traced by means of hydrogen isotopes, Papers of the International C-14 and H-3 Dating Conference, Pullman, Wash., Juni 7-11, 1965



Ulrich, B. :

## **Das System Boden—Pflanze in ökologischer Sicht .**

Antrittsvorlesung vom 21.1.67 in Göttingen

**Göttinger Bodenkundliche Berichte 1, 33-56  
(1968)**

Die Ökopedologie als eine im Wesentlichen pflanzenökologisch, aber auch tierökologisch ausgerichtete Bodenkunde spielt im Rahmen der forstlichen Lehre und Forschung eine wesentliche Rolle. Ihr kommt die Aufgabe zu, die Eingriffe des wirtschaftenden Menschen in das am Standort vorhandene Pflanzengefüge in ihrer Auswirkung auf die über den Boden vermittelten Wachstumsfaktoren, das Wasser und die Nährstoffe, zu untersuchen. In einer Zeit schwindender Rentabilität der Forstwirtschaft besteht darüber hinaus die Aufgabe, abzuklären, inwieweit regulierende Eingriffe in den Nährstoff- und Wasserhaushalt des Bodens zu einer Verbesserung der Ertragslage führen können. Düngung, Bodenbearbeitung und Wasserregulierung, durchgeführt mit dem Ziel einer Erhöhung des Zuwachses, einer Verminderung der Umtriebszeit und einer Herabsetzung des Kultur- und Pflegeaufwandes, könnten durchaus Wege einer Rationalisierung der Forstwirtschaft durch gezielte Intensivierung sein.

Die Lösung dieser hier nur in Umrissen angedeuteter für die Praxis bedeutsamer Fragen kann nun nicht allein auf dem Wege der Empirie erfolgen. Die Länge des forstlichen Produktionszeitraumes von 100 Jahren oder mehr erlaubt nicht, die richtigen Maßnahmen allein nach dem Prinzip des trial and error, zu deutsch nach dem Prinzip des Probierens, herauszufinden. Sowohl die Verkürzung des Versuchszeitraumes bis zum Erhalt einer Antwort wie auch die Einengung der im Versuch zu prüfenden Fragestellungen sind dringende Anliegen einer rationellen Erforschung praktisch wichtiger Probleme. Derartige Einengungen lassen sich nur aus theoretischen Überlegungen gewinnen. Je besser wir das System Boden - Pflanze in ökologischer Sicht kennen und letztlich mathematisch beherrschen, umso eher wird es möglich sein, die Reaktion dieses Systems auf bestimmte Eingriffe und Maßnahmen vorauszu- sehen. Die ökopedologische, rein naturwissenschaftlich orientierte Grundlagenforschung ist daher der nächste Weg zur Lösung forstlicher Probleme. Dieses Primat der Grundla-

genforschung schließt eine Mitarbeit an Problemen der forstlichen Praxis nicht aus, im Gegenteil: Der planmäßige Eingriff im praxisnahen forstlichen Versuch hat stets auch den Charakter eines rein naturwissenschaftlichen Experiments. Aufgabe der Ökopedologie ist es, aus der Untersuchung der unterschiedlich vom Menschen beeinflussten Standorte sowohl zur Lösung praxisnaher Fragen beizutragen als auch die Grundlagen für eine theoretische Beschreibung des Ökosystems zu erarbeiten.

Von diesen beiden Aufgaben wollen wir uns heute der zweiten, der Theorie von Ökosystemen, als der eigentlich universitären zuwenden. Die Fragestellung sei noch weiter eingengt: Eine über allgemeine Beobachtungen hinausgehende Theorie des Wasser- und Nährstoffhaushalts von Ökosystemen existiert nicht, sie kann daher auch nicht unmittelbar Inhalt dieser Ausführungen sein. Das Problem sei daher aus erkenntnistheoretischer Sicht diskutiert: Welche Ansätze existieren für eine Theorie des Wasser- und Nährstoffhaushalts von Ökosystemen, welche Modellvorstellungen sind damit verbunden und wo liegen ihre Grenzen.

Historisch gesehen entwickelten sich die Modellvorstellungen über das System Boden - Pflanze von den beiden Polen dieses Systems aus, dem Boden und der Pflanze. Dieser historischen Entwicklung liegt letztlich die Idee zugrunde, daß das Gesamtsystem sich in die beiden Teilsysteme Boden - Bodenlösung einerseits und Bodenlösung bzw. Nährlösung andererseits aufgliedern läßt. Die Möglichkeit einer solchen Aufgliederung ist bis heute umstritten, und zwar aufgrund der Beobachtung; daß sich eine klare Trennlinie zwischen einer Feinwurzel und den sie umgebenden Bodenpartikeln nicht finden läßt. Vielmehr existiert eine Übergangszone, in der Zellmaterial und Bodenmaterial eng miteinander vermischt sind. Diese der Wurzelepidermis aufliegende Übergangszone bezeichnet JENNY als Mucigel. Aus mikrobiologischen Untersuchungen wissen wir, daß die Mikroorganismen im Boden in der Rhizosphäre angerei-

*Das System Boden - Pflanze  
in statischer Betrachtung  
( System in Gleichgewichtsnähe )*



*Teilsystem Boden - Bodenlösung*  
Reversible Prozesse: Lösung  
Ionenaustausch  
Irreversible Prozesse:  $\rightarrow$  "Verwitterung"  
 $\leftarrow$  "Fixierung"

*Teilsystem Nährlösung - Pflanze*  
Postulat der Irreversibilität  
des Influx

*Modell A  
Teilsystem Nährlösung - Pflanze  
"Ionenaufnahme"*

Untersuchungssystem:

*Nährlösung + Pflanze oder Pflanzenteil*

Messgrößen:

a) im stationären System:

*Konzentrationsunterschied zwischen Nährlösung und Zellsaft*

b) im nichtstationären System:

*Konzentrationsabnahme in Nährlösung bzw.*

*Gehaltszunahme in Pflanze*

Charakteristik:

- 1. Isolierte Betrachtung einzelner Nährstoffe*
- 2. Ausschliessliche Erfassung der Differenz zwischen Influx und Efflux  
 $\rightarrow$  Ionenaufnahme als einseitig gerichteter Prozess*

chert sind und daß die Wurzel im Falle einer Mycorrhiza sogar ihre physiologischen Funktionen weitgehend verlieren oder besser gesagt umstellen kann.

Die Existenz des Mucigels, der Rhizosphäre und der Mycorrhiza kompliziert das physikalisch-chemische Bild, aber sie verändert es nicht in seinen Grundzügen. Betrachten wir das System Boden - Pflanze als System in Gleichgewichtsnähe, so sind die Intensitätsparameter in allen Phasen des Systems bzw. an allen Phasengrenzen annähernd gleich, und die Frage, ob zwischen der Festphase des Bodens und der Wurzel eine freie Bodenlösung existiert, ist thermodynamisch irrelevant. Wird dagegen in dem System Arbeit geleistet, laufen Transportprozesse ab, so treten kinetische Phänomene auf und die Frage der Transportentfernung kann nicht länger vernachlässigt werden. Der Aufgliederung des Systems Boden - Pflanze in zwei getrennt zu untersuchende Teilsysteme unterliegt demnach prinzipiell eine statische Betrachtungsweise. Bleibt man sich dieser Tatsache bewußt, so ist gegen diese Aufgliederung und die mit ihr verbundene Abstraktion nichts einzuwenden.

Auch die Betrachtung der beiden Teilsysteme als Gleichgewichtssysteme, wie sie durch die Gleichgewichtspfeile symbolisiert werden, ist erheblicher Kritik ausgesetzt. Im Teilsystem Boden - Bodenlösung existieren neben reversiblen Lösungs- und Ionenaustauschprozessen irreversible Prozesse, die ganz allgemein mit Verwitterung bzw. Fixierung bezeichnet werden sollen, z.T. mit den reversiblen Prozessen verknüpft sind und keinem echten Gleichgewichtszustand zustreben. Bei der Untersuchung des Teilsystems Boden - Bodenlösung muß daher dafür Sorge getragen werden, daß die thermodynamische Instabilität der Festphase keinen Einfluß auf die Gleichgewichtseinstellung hat. Dies scheint wegen der großen Unterschiede in den Reaktionsgeschwindigkeiten zwischen reversiblen und irreversiblen Prozessen in der Regel mit ausreichender Annäherung möglich zu sein.

Läßt sich die Betrachtung des Teilsystems Boden - Pflanze als Gleichgewichtssystem somit unter bestimmten experimentellen Bedingungen rechtfertigen, so scheint dies beim Teilsystem Nährlösung - Pflanze nicht der Fall zu sein. Die Schwierigkeit, einen Wasser- oder Nährstofftransport aus der Wurzel heraus, also einen Efflux, zu messen, hat vielmehr zu der Vorstellung geführt, daß die Ionenaufnahme ein einseitig gerichteter Prozeß ist. Für das im vergangenen Jahrzehnt häufig angewendete Modell der enzymkinetischen Interpretation der Ionenaufnahme ist die Irreversibilität des Influx eine mathematisch formulierte Voraussetzung. Diese Voraussetzung ist, wie unter anderen auch eigene Untersuchungen über die Phosphationenaufnahme mit radioaktivem Phosphat zeigten, nicht erfüllt. Auf der anderen Seite kann ohne Zweifel von einem Gleichgewichtssystem Nährlösung - Pflanze nicht gesprochen werden, wenn auch der Pflanze ein gleichgewichtsähnlicher Zustand für vorübergehende Zeit aufgezwungen werden kann. Dennoch hat die isolierte Untersuchung des Systems Nährlösung - Pflanze eine eminente Bedeutung für die Erkenntnis der Phänomene der Ionenaufnahme gehabt und wird sie bei Verfeinerung der Meßtechnik und der Interpretation der Meßdaten auch in Zukunft behalten.

Praktisch völlig getrennt von der Ernährungsphysiologie der Pflanze entwickelte sich zunächst die Untersuchung des Teilsystems Boden - Bodenlösung. Die seit Beginn dieses Jahrhunderts aus der Chemie sich entwickelnde Agrikulturchemie versuchte unter dem Druck der Bedürfnisse der Praxis Methoden zu finden, die die Nährstoffversorgung des Bodens charakterisieren. Die durch bestimmte Extraktionsmittel aus dem Boden herauslösbaren Nährstoffvorräte wurden als pflanzenverfügbar bezeichnet und es entwickelte sich die Fiktion eines unter identischen Bedingungen pflanzenverfügbaren Nährstoff-Teilvorrats. In dieser Entwicklungsphase wurden wesentliche Erkenntnisse über die Löslichkeit der Nährstoffe bzw. über den Kationenaustausch gewonnen und es

*Modell B*  
*Teilsystem Boden - Bodenlösung*  
*"Pflanzenverfügbarer Nährstoffvorrat"*

Untersuchungssystem:

*Bodenprobe + Lösungsmittel*

Messgrößen:

*in Lösung gegangene Nährstoffmenge*  
*pro Gewichtseinheit Boden*

Charakteristik:

- 1. konventionelle, bodenfremde methodische Kriterien wie:  
Art des Lösungsmittels  
Verhältnis Boden:Lösungsmittel  
Schütteldauer*
- 2. Fiktion eines unter identischen Bedingungen  
pflanzenverfügbaren Teilvorrats*
- 3. Negierung des Teilsystems Nährlösung - Pflanze*

*Modell C*

*Teilsystem Boden - Bodenlösung*  
*"Quantität / Intensität - Beziehung"*

*Quantität Q als Funktion der Intensität I*

Untersuchungssystem:

*Boden + Gleichgewichts - Bodenlösung (GBL)*

Messgrößen:

*Bodenwasser:*

*Q : Wassermenge pro Einheit Boden*

*I : Saugkraft des Bodens, gemessen in atm,  
cm Wassersäule oder pF  
( $pF \equiv \log \text{ cm Wassersäule}$ )*

*Nährstoffe:*

*Q : Nährstoff - Teilmengen pro Einheit Boden*

*I : Schofield'sche Potentiale in der GBL*

Charakteristik:

- 1. Identische Behandlung von Wasser und Nähr-  
stoffen auf der Grundlage der klassischen Thermo-  
dynamik*
- 2. Statische Behandlung: Zustandsanalyse*
- 3. Verknüpfung mit Teilsystem Nährlösung - Pflanze  
über Intensitäts - Parameter möglich*

wurden Methoden entwickelt, die für die Düngerberatung in der Landwirtschaft heute und in nächster Zukunft noch unentbehrlich sind. Es wurden damit die Grundlagen gelegt für eine realistischere Betrachtung des Systems Boden - Pflanze, für eine Betrachtung, die auf Sonder-Hypothese verzichtet und sich der inzwischen in reichem Umfang erarbeiteten physikalisch-chemischen Erkenntnisse bedient.

Im Vordergrund einer stärker thermodynamisch ausgerichteten Modellvorstellung des Teilsystems Boden - Bodenlösung steht das Bestreben, den im Boden vorhandenen Wasser- und Nährstoffvorrat nach seiner Bindungsintensität aufzugliedern. Es interessiert also die Quantität/Intensität-Beziehung im Sinne von BECKETT, bei der die Quantität  $Q$  als Funktion der Intensität  $J$  dargestellt wird. Die Quantitäts- und Intensitätsparameter sind nicht beliebig wählbar, sondern müssen über ein mathematisches oder chemisches Gleichungssystem logisch miteinander verknüpft sein. Die Ermittlung der Quantitätsparameter knüpft methodisch an die vorhergegangene Modellvorstellung der pflanzenverfügbaren Teilvorräte an. Schon diese Tatsache beweist die Kontinuität im Fortschreiten der Erkenntnisse. Als neues Element treten in diesem mehr physikalisch-chemisch ausgerichteten Modell die Intensitätsparameter auf. Ihre Definition verdanken wir sowohl beim Bodenwasser als auch bei den Nährstoffen dem 1960 im frühen Alter von 59 Jahren verstorbenen Oxforder Bodenkundlichen Professor Schofield. Schofield gebührt das Verdienst, durch grundsätzliche Einsichten der Forschung einen neuen Weg erschlossen zu haben.

Die Einführung der Intensitätsparameter fußt auf der konsequenten Behandlung des Systems Boden - Bodenlösung als Gleichgewichtssystem. Das Modell hat damit einen statischen Charakter. Angestrebt wird die Erfassung der Nährstoffvorräte in einer Bodenprobe als Funktion der in der Gleichgewichts-Bodenlösung ermittelten Intensitätsparameter, charakterisiert wird der jeweilige Wasser- bzw. Nährstoffzustand

des Bodens. Das Verfahren muß daher als Zustandsanalyse bezeichnet werden. Die Zustandsanalyse erlaubt primär keine Rückschlüsse darauf, wie sich das System Boden - Bodenlösung verhält, wenn durch Wasser- oder Ionenaufnahme das Gleichgewicht gestört wird und Transportprozesse einsetzen. Die ökologische Bedeutung derartiger Zustandsanalysen liegt in der Vergleichsmöglichkeit, einmal im Vergleich des Wasser- bzw. Nährstoffzustands verschiedener Böden bei gleichzeitiger Korrelation mit dem Zuwachs; und zum andern im Vergleich des Wasser- bzw. Nährstoffzustands desselben Bodens nach unterschiedlicher Beanspruchung durch das Pflanzenwachstum. Die erste Vergleichsmöglichkeit führt zu einer Bewertung verschiedener Bodenzustände für die pflanzliche Produktion, die zweite Vergleichsmöglichkeit erlaubt Einblicke in die Wechselbeziehungen zwischen Boden und Pflanze. Derartige Untersuchungen führen u.U. zu unerwarteten Ergebnissen und beweisen damit die in der Zustandsanalyse liegende Erkenntnismöglichkeit. So ergab sich z.B. bei eigenen Untersuchungen über die Beeinflussung des Phosphatzustands von wurzelnahen Bodenpartien durch die Pflanzen, daß in kalkhaltigen und an Calciumphosphaten reichen Böden durch die  $\text{CO}_2$ -Produktion im Bereich der Rhizosphäre eine die Phosphataufnahme weit übersteigende Umwandlung schwer löslicher Calciumphosphate in leichter lösliche Calciumphosphate erfolgt. Die Pflanze kann also unter den gegebenen Voraussetzungen den Phosphatzustand des Bodens in Richtung auf eine Verbesserung ihrer Phosphatversorgung beeinflussen, und zwar über ihre Bedürfnisse hinaus.

Ein weiterer Vorteil dieses Modells ist darin zu sehen, daß über die in der Gleichgewichts-Bodenlösung ermittelten Intensitätsparameter eine Verknüpfung der beiden Teilsysteme Boden - Bodenlösung und Nährlösung - Pflanze möglich ist. Hinsichtlich des Wassers ist diese Verknüpfung seit langem erreicht. Aus pflanzenphysiologischen Untersuchungen kennen wir die z.B. in atm ausgedrückte Saugkraft von Zellen. Mißt man die Intensität der Wasserbindung im Boden in derselben

Einheit, so läßt sich aus der Differenz der Saugkraftmessungen in den beiden Teilsystemen ohne weiteres erschließen, ob eine Pflanze unter den gegebenen Verhältnissen noch Wasser aufnehmen kann oder nicht. Wieder lassen sich primär keine Aussagen darüber machen, ob die Pflanze genügend Wasser aufnehmen kann; diese über eine statische Betrachtung hinausgehende Frage läßt sich nur aus dem Ergebnis vergleichender Untersuchungen annähernd beantworten.

Hinsichtlich der Nährstoffe ist von dieser Verknüpfungsmöglichkeit noch so gut wie kein Gebrauch gemacht worden. Das im Teilsystem Nährlösung - Pflanze von der Ernährungsphysiologie über Jahrzehnte hinweg erarbeitete Material harrt einer entsprechenden Auswertung. Diese Auswertung müßte davon ausgehen, daß die Zusammensetzung der verschiedenen Nährlösungen nunmehr durch die Schofield'schen Potentiale als auch im Teilsystem Boden - Bodenlösung gültige Intensitätsparameter zum Ausdruck gebracht wird. Damit ist das Problem jedoch noch nicht gelöst. Vernünftigerweise muß man zugeben, daß das Außenmedium der Pflanze, die Nährlösung, nur den Influx steuern kann, während der Efflux durch pflanzenphysiologische Gegebenheiten gesteuert wird. Eine sinnvolle und interpretierbare Korrelation der Intensitätsparameter in der Nährlösung ist also nur zum Influx zu erwarten. Solange der Nährstofftransport in die Wurzel nicht vom Transport aus der Wurzel heraus getrennt ermittelt wird oder ermittelt werden kann, sind unserer Erkenntnismöglichkeit grundsätzliche Schranken gezogen.

Die Schofield'schen Potentiale als Intensitätsparameter der Bodennährstoffe sind definiert als Verhältnisse oder Produkte von Ionenaktivität in der Gleichgewichts-Bodenlösung. Um als systemcharakteristische Größe gelten zu können, müssen die Schofield'schen Potentiale unabhängig von der Elektrolytkonzentration der Gleichgewichts-Bodenlösung sein. Während der Salzgehalt der Bodenlösung in Abhängigkeit von Niederschlägen und Austrocknung wechseln kann, müssen die

zu Modell C

Schofield'sche Potentiale

Sind von der Elektrolytkonzentration der GBL unabhängige und damit im Gleichgewichtssystem Boden - Bodenlösung konstante Verhältnisse oder Produkte von Ionenaktivitäten in der GBL. Grundlage: MWG

Beispiele:

a) austauschbare Kationen

Kalkpotential:  $a_H / \sqrt{a_{Ca}}$  bzw.  $pH - \frac{1}{2} pCa$

Kalium-Calcium-Potential:  $a_K / \sqrt{a_{Ca}}$  bzw.  $pK - \frac{1}{2} pCa$

Aluminium-Potential:  $a_H / \sqrt[3]{a_{Al}}$  bzw.  $pH - \frac{1}{3} pAl$   
usw.

b) Calcit  $CaCO_3$ :

$pH - \frac{1}{2} pCa = 4,9 + \frac{1}{2} pCO_2 g$

c) Hydrargillit  $Al(OH)_3$ :

$pH - \frac{1}{3} pAl = 2,8$

d) Monocalciumphosphat - Potential:

$$\frac{1}{2} pCa + pH_2PO_4 = a(pH - \frac{1}{2} pCa) - b$$

	a	b
DCP	1	0,53

OCP	$5/3$	3,26
-----	-------	------

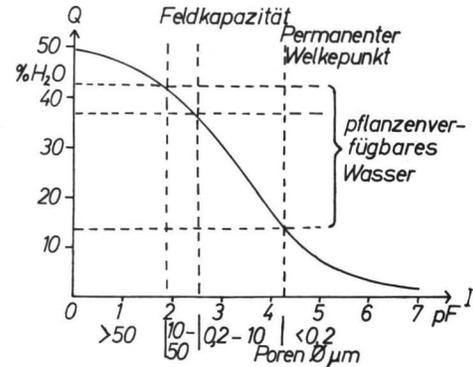
HA	$7/3$	4,7
----	-------	-----

e) Aluminiumphosphat - Potential:

$pH + pH_2PO_4 = 3(pH - \frac{1}{3} pAl) + 2,5$   
für Variscit  $AlPO_4$

zu Modell C

Q/I-Beziehung beim Bodenwasser



Charakteristik:

Erschließung der Porenanteile als bedingende Größen aus der Q/I-Relation

Schofield'schen Potentiale konstant bleiben. Dies wird erreicht, indem bei der Ableitung der Schofield'schen Potentiale, die auf der Grundlage des Massenwirkungsgesetzes oder ähnlicher Beziehungen erfolgt, alle am Gleichgewicht teilhabenden Prozesse berücksichtigt werden und für das Schofield'sche Potential ein Ausdruck gesucht wird, der allen Gleichgewichtsbeziehungen genügt. Typisches Beispiel hierfür ist das Monocalciumphosphat-Potential  $1/2 p Ca + pH_2 PO_4$ , das in Abhängigkeit vom Kalkpotential  $pH - 1/2 p Ca$  eine das Löslichkeitsprodukt repräsentierende Größe in Gleichgewichtslösungen von Dicalciumphosphat, Octocalciumphosphat und Hydroxylapatit darstellt. Das Schofield'sche Potential unterscheidet sich damit vom Gibb'schen chemischen Potential  $\mu$  dadurch, daß es unabhängig ist von der Molzahl an anderen Lösungskomponenten. Dieser für den Versuchszweck unabdingbaren Eigenschaft steht ein schwerwiegender Nachteil gegenüber: Es ist noch nicht gelungen, ein brauchbares Standardpotential zu definieren. Da das Standardpotential als Bezugsbasis fehlt, ist es beim Vergleich verschiedener Schofield'scher Potentiale sinnlos, sie in Kcal anzugeben.

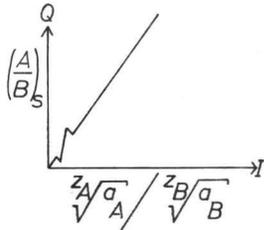
Eine Quantitäts/Intensitäts-Beziehung wurde erstmalig beim Bodenwasser aufgestellt, sie wird häufig als pF-Kurve oder Saugspannungskurve bezeichnet. Die pF-Kurve, die je nach Bodengefüge und Bodenart unterschiedlich aussehen kann, besitzt einige markante Punkte: Wasser, das mit pF-Werten unter 1,8 entsprechend 0,06 atm gebunden ist, wird wegen seiner leichten Beweglichkeit als Sickerwasser bezeichnet, Wasser im pF-Bereich zwischen 1,8 und 2,5 als Senkwasser, über 2,5 als Haftwasser. Für den aus dem Vergleich der beiden Teilsysteme Boden - Bodenwasser und Wasser - Pflanze sich ergebenden Punkt permanenten Welkens wird üblicherweise pF 4,2 bzw. 15 atm angenommen. Der Bodenwasservorrat zwischen Feldkapazität und Welkepunkt wird als pflanzenverfügbar bezeichnet. Diese Bezeichnung ist hier zutreffend, solange man sich darüber im klaren ist, daß dieser Wasservorrat nicht

unter identischen Bedingungen pflanzenverfügbar ist. Eine Pflanze weiß in der Regel sehr wohl zu differenzieren zwischen Wasser, das mit Saugspannungswerten von 0,5 atm und Wasser, das mit mehreren atm gebunden ist. Das Wachstum kann im einen Fall optimal, im andern bereits deutlich gehemmt sein. Aus der pF-Kurve lassen sich als bedingende Größen die Porenanteile im Boden erschließen.

Bei den austauschbaren, ausschließlich wertigkeitsspezifisch gebundenen Kationen wird die Quantität/Intensitäts-Beziehung über ausreichend weite Bereiche durch eine Gerade dargestellt. Die Gerade läßt sich durch eine Austauschgleichung repräsentieren, wobei in der Regel die von GAPON stammende den Kationenaustausch beschreibende Gleichung verwendet wird. Die verschiedenen Austauschgleichungen differieren überdies nur im Quantitätsparameter, dagegen nicht im Intensitätsparameter. Der Gaponkoeffizient  $k^G$  ist für eine Reihe von Kationenpaaren von bestimmten Austauschereigenschaften abhängig, so z.B. beim  $Ca^{++}$  vom Anteil des dreiwertigen Aluminiumions am Austauscherbelag, oder beim  $H^+$  vom Verhältnis mineralischer zu organischer Austauscher und damit vom Kohlenstoffgehalt des Bodens.

Charakteristisch für die Q/J-Beziehung bei den austauschbaren Kationen ist die Realisierung der Quantität nicht durch eine Menge, sondern durch ein dimensionsloses Mengenverhältnis. Hierin spiegelt sich eine schon seit langem bekannte und als Ionenantagonismus bezeichnete Gesetzmäßigkeit wider: Für das Pflanzenwachstum entscheidend ist nicht der absolute Gehalt eines Nährstoffkations im Milieu, sondern die Relationen der Kationen untereinander. Noch beherrschen wir jedoch diesen Fragenkomplex nicht, und wir werden seiner Lösung erst näher kommen, wenn eine sinnvolle Verknüpfung der beiden Teilsysteme Boden - Bodenlösung und Nährlösung - Pflanze über die Intensitätsparameter in der Lösungsphase gelungen ist.

zu Modell C: Q/I-Beziehung bei austauschbaren, ausschliesslich wertigkeitsspezifisch gebundenen Kationen A und B mit den Wertigkeiten  $z_A$  und  $z_B$



$k_{A/B}^G$  nach Ulrich

$$k_{Na/Al}^G \approx 2$$

$$k_{Ca/Mg}^G \approx 3$$

$$k_{Ca/Al}^G \approx 3,4-3,8 [X_{Al}^S]$$

$$k_{H/Na}^G \approx 0,35+0,1[\%C]$$

Gapon-Gleichung:

$$\left(\frac{A}{B}\right)_s = k_{A/B}^G \cdot \frac{z_A \sqrt{a_A}}{z_B \sqrt{a_B}}$$

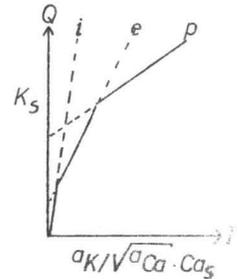
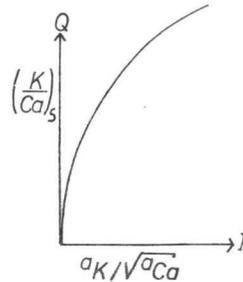
*s = sorbiert*

Charakteristik:

1. lineare, berechenbare Q/I-Relation
2. Q wird durch ein Mengen-Verhältnis realisiert

zu Modell C

Q/I-Beziehung beim Kalium  
(positionsspezifische Bindung, Positionen p, e, i)



$k_{K/Ca}^G$  nach Schuffelen, Bolt, Ehlers

$$k_{K_p/Ca}^G \approx 2$$

$$k_{K_e/Ca}^G \approx 50$$

$$k_{K_i/Ca}^G > 1000$$

Charakteristik:

1. Gekrümmte, in Gerade auflösbare Q/I-Relation
2. Berechnung der Austauschkapazitäten für die Positionen p, e und i als bedingende Grössen

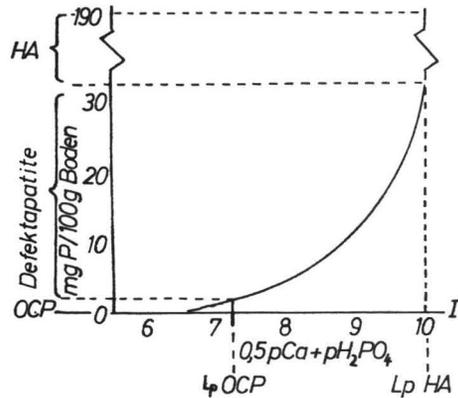
Als Beispiel für die in der Quantität/Intensität-Beziehung liegende Erkenntnismöglichkeit sei kurz auf das Kalium als ein nicht nur wertigkeitsspezifisch, sondern auch positionspezifisch gebundenes Kation eingegangen. Die Q/J-Beziehung wird hier durch eine Kurve dargestellt, die sich als Überlagerung verschiedener Geraden entsprechend unterschiedlicher Gaponkoeffizienten der verschiedenen Bindungspositionen auffassen läßt. Aufgrund dieser Modellvorstellung läßt sich die Kurve in die entsprechenden Geraden auflösen und für die verschiedenen Bindungspositionen deren Austauschkapazitäten als bedingende Größen ermitteln.

Bei den Bodenphosphaten sind theoretisch begründete Q/J-Relationen bisher kaum aufgestellt worden - die experimentellen Schwierigkeiten erweisen sich zumindest vorerst noch als in der Regel unüberwindbar. Einen Sonderfall stellen calciumphosphat-reiche Böden dar; aus der Q/J-Beziehung können über das Löslichkeitsprodukt die Mengen der verschiedenen Calciumphosphate als bedingte Größen erschlossen werden.

Überblickt man diese Ergebnisse, so läßt sich sagen, daß die Quantität/Intensität-Beziehungen wesentliche Erkenntnisfortschritte ermöglicht haben und noch weitere ermöglichen werden. Es muß dabei bedacht werden, daß die Ermittlung der Q/J-Relationen besonders bei den Nährstoffen methodisch bei weitem noch nicht ausgereift ist. Dies ist einer breiten Anwendung sehr hinderlich, und es muß gesagt werden, daß die vorgelegten Modelle und Untersuchungsverfahren in der ökopedologischen Forschung bisher noch kaum benutzt worden sind.

Wenden wir uns nunmehr einer weiteren Modellvorstellung zu. Die Q/J-Beziehung entstammt einer statischen Betrachtungsweise und gipfelt in der Zustandsanalyse eines Bodens. Charakteristisch für das System Boden - Pflanze ist nicht Statik, sondern die ihm inwohnende Dynamik, die unter Verwendung von Lichtenergie zum Aufbau des Pflanzenkörpers führt und mit kontinuierlich ablaufenden Transportprozessen

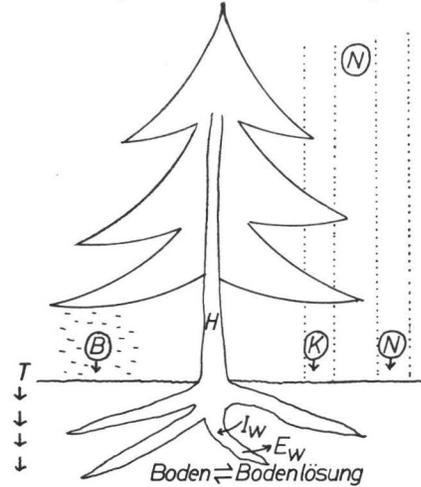
zu Modell C  
 Q/I - Beziehung bei  
 Ca-Phosphaten im Boden  
 (Boden: E-Feld, P-Parzelle,  $\text{pH} - \frac{1}{2} \text{pCa} = 6,3$ )  
 nach Utrich



Charakteristik:

1. Erschliessung der Mengen der verschiedenen Ca-Phosphate als bedingende Grössen
2. Nur bei Ca-Phosphat-reichen Böden durchführbar

Das System Boden-Pflanze  
 in dynamischer Betrachtung



- $B$  = Streuemenge
- $H$  = Zuwachs
- $N$  = Niederschlagsmenge im Freiland
- $K$  = Niederschlagsmenge im Bestand
- $T$  = Tiefenverlagerung
- $I_W$  = Influx Wurzel
- $E_W$  = Efflux Wurzel

von Wasser und Nährstoffen verknüpft ist. Die bei den Nährstoffen mengenmäßig ausschlaggebenden Transportprozesse sind die höchstens indirekt erschließbaren Prozesse der Ionenaufnahme, hier als Influx bzw. Efflux bezeichnet, die Rückkehr eines Teils der Nährstoffe zum Boden in Form des Streufalls B bzw. der Kronenauswaschung K, die Zufuhr von Nährstoffen zum Standort mit den Niederschlägen N sowie die Tiefenverlagerung T.

Für das im Bild dargestellte System ergibt sich zunächst die Möglichkeit, die bereits erwähnte Zustandsanalyse durch die Nährstoffbilanz zu erweitern. Der Erkenntniswert einer Bilanz liegt wie bei der Zustandsanalyse im Vergleich, z.B. im Vergleich verschiedener Standorte oder desselben Bestandes in verschiedenen Entwicklungsstadien. Schon die vergleichende Betrachtung der Verteilung der Nährstoffvorräte auf Bestand, Auflagehumus und Mineralboden ist aufschlußreich, sie läßt durch den hohen Anteil der im Bestand gespeicherten Nährstoffvorräte die angespannte Ernährungssituation und damit die Bedeutung der durch Verwitterung nachgelieferten Nährstoffe, der "Nachschaffenden Kraft" im Sinne von WITTICH, erkennen. Auch die durch Streunutzung hervorzurufende schwerwiegende Schädigung des Stickstoffhaushalts und die Zunahme der Bodenversauerung läßt sich bereits aus der Bilanz folgern.

Das 2. Beispiel stellt eine bilanzmäßige Betrachtung der im Auflagehumus gespeicherten Nährstoffvorräte dar, als Vergleichsgröße dient die Streu. Es ergibt sich, daß Mn, Na, K, Ca und Mg im Auflagehumus relativ zur Streu stark abnehmen, N und P werden dagegen relativ angereichert, Al und Fe werden in beträchtlichem Ausmaß sogar absolut angereichert. Der Erkenntniswert einer solchen Bilanz ist offensichtlich, die Frage, auf welchem Wege die absolute Anreicherung des Auflagehumus mit Al und Fe erfolgt, bleibt allerdings offen. Es sei vermerkt, daß sich bei Umrechnung der extensiven Größen in intensive Größen derselbe Sachverhalt auch ohne

## Nährstoffbilanz

als Erweiterung der Zustandsanalyse

1. Beispiel: 100j. Nadelholzbestand auf saurem Lehm

Durchwurzelungstiefe 50 cm

	$N_t$	$P_t$	$K_s$	$Ca_s$	$Mg_s$	kg-ion /ha
Vorrat am Standort	300	40	26	45	14	
davon in Bestand	33	17	77	68	57	%
Auflagehumus(60 tC/ha)	27	5	4	9	7	%
50 cm Boden	40	78	19	23	36	%

N+P: Gesamtvorräte

K+Ca+Mg: Im Bestand und Auflagehumus: Gesamtvorrat  
im Boden: austauschbarer Vorrat

2. Beispiel: Auflagehumus(FA. Gahrenberg Abt. 100 )

96,3 t org. Subst./ha. Max. Streufall: 210 t/ha

Max. Anreicherung durch Streuzersetzung: 210 : 96,3 = 2,2

	Na	K	Ca	Mg	Al	Fe	Mn	N	P
	Gehalt relativ zur Streu								
L	0,3	0,18	0,4	0,6	6	6	0,2	1,4	1,2
F	0,4	0,11	0,2	0,7	22	22	0,1	1,7	1,3
H	0,5	0,15	0,2	0,9	30	25	<0,01	1,7	1,3
Ø	0,5	0,14	0,2	0,8	23	21	0,04	1,7	1,3

Modell D :

"Transportprozesse"

Nährstoffaufnahme und Nährstoffumsatz

Im stationären Zustand gilt:  $\frac{d\bar{B}}{dt}=0$ ,  $\frac{d\bar{N}}{dt}=0$  usw.  
(Zeiteinheit: Jahr)Gesamt-Nährstoffaufnahme in den Spross  $A_t$ 

(c = Gehalt, Konzentration):

$$\bar{A}_t = \bar{B} \cdot \bar{c}_B + \bar{H} \cdot \bar{c}_H + \bar{K} \cdot \bar{c}_K - \bar{N} \cdot \bar{c}_N$$

Kronenauswaschung  $\bar{U}_a = \bar{K} \cdot \bar{c}_K - \bar{N} \cdot \bar{c}_N$ Nährstoffumsatz  $\bar{U}_t = \bar{B} \cdot \bar{c}_B + \bar{U}_a$ Umsatzfaktor  $f U_t = \frac{\bar{U}_t}{\bar{A}_t}$ Auwaschungsfaktor  $f U_a = \frac{\bar{U}_a}{\bar{U}_t}$ 

70j. Fichte auf Stagnogley (Ulrich, 1966)

	Na	K	Ca	Mg	Al	Fe	Mn	N	P
$f U_t$	-	0,9	0,8	0,8	-	-	-	0,8	0,8
$f U_a$	0,9	0,7	0,6	0,5	0,9	0,8	0,4	0,3	0,1

quantitative Probenahme feststellen läßt; auf diesem Wege konnte die im 2. Beispiel gemachte Aussage durch Untersuchungen an zahlreichen anderen Standorten bestätigt werden.

Neben die Erweiterung der Zustandsanalyse durch die Bilanz muß als neues Modell die Erfassung der Transportprozesse treten. Für einen im mittleren Alter befindlichen Bestand kann nach den Untersuchungen von MAR: MÖLLER zahlreichen anderen Forschern ein stationärer Zustand unterstellt werden: Im Mittel der Jahre ändern sich Blattproduktion, Streumenge B, Zuwachs H, Niederschlagsmenge N und andere Größen nicht. Es besteht damit die bereits von EHWALD und OVINGTON genutzte Möglichkeit, die Nährstoffaufnahme eines Bestandes als Summe der auf den verschiedenen Wegen jährlich transportierten Nährstoffmengen zu ermitteln. Die genannten Autoren konnten allerdings die Kronenauswaschung  $U_a$  noch nicht berücksichtigen. Der Nährstoffumsatz  $U_t$  ergibt sich als Summe von Streufall und Kronenauswaschung. Der Anteil des Nährstoffumsatzes an der Nährstoffaufnahme sei als Umsatzfaktor  $f_{U_t}$ , der Anteil der Kronenauswaschung am Nährstoffumsatz als Auswaschungsfaktor  $f_{U_a}$  bezeichnet. Vorläufige und noch rohe Messungen und Berechnungen ergeben, daß der jährliche Nährstoffumsatz in einem Fichtenbestand auf Stagnogley 80 - 90 % der Nährstoffaufnahme beträgt. Am Nährstoffumsatz ist die Kronenauswaschung bei den Elementen K, Fe, Al und Na mit 70 - 90 % beteiligt, beim P dagegen nur mit 10% .

Die aus diesen Zahlen zu ziehenden Schlüsse beispielsweise auf den Mechanismus der Ionenaufnahme weichen beträchtlich von den herrschenden Vorstellungen ab und sollen deshalb vor ihrer Erhärtung nicht im Einzelnen diskutiert werden. Es ist der Deutschen Forschungsgemeinschaft und HerrnKollegen ELLENBERG als Initiator dafür zu danken, daß mit dem Schwerpunktprogramm "Experimentelle Ökologie" die Gelegenheit besteht, die Untersuchung dieser und anderer Fragen mit der für eine vorurteilslose Klärung erforderlichen Gründlichkeit durchzu-

Modell D : "Transportprozesse"

Selektivitätskoeffizienten

Konzentrationsmass für die Kationen A...

mit den Wertigkeiten  $z_A$  ...:

$$\text{Äquivalentbruch } X_A \equiv \frac{c_A \cdot z_A}{\sum_i c_i \cdot z_i}$$

(c = Konzentration, Gehalt)

$X^S$  = Äquivalentbruch der sorbierten Kationen im Boden

$X^L$  = Äquivalentbruch der Kationen in der Gleichgewichts-Bodenlösung

$X^A$  = Äquivalentbruch der insgesamt vom Baum aufgenommenen Kationen

$\frac{X^S}{X^L} = k_S$  = Sorptionsselektivitätskoeffizient

$\frac{X^A}{X^L} = k_A$  = Aufnahmeselektivitätskoeffizient

70j. Fichte auf Stagnogley

	Na	K	Ca	Mg	Al	Fe
$k_S$	0,08	0,4	0,7	0,2	10	-
$k_A$	0,05	2	3	1	0,8	0,7

Modell D

"Transportprozesse"

Transportgleichungen

(System im stationären Zustand)

$$J_i = L_i \cdot X_i$$

"Fluss" = "Leitfähigkeit" · "Kraft"

Wassertransport im gesättigten Boden:

$J_W$  = Wassermenge pro Querschnitt und pro Zeit:  $\text{cm} \cdot \text{t}^{-1}$

$X_W$  = hydrostatischer Druck: h

$L_W$  = Wasserleitfähigkeit:  $\text{cm} \cdot \text{t}^{-1} \cdot \text{h}^{-1}$

Wassertransport im ungesättigten Boden:

$X_W$  = Saugkraftgradient = Differenz der Bindungsintensität des Wassers zwischen zwei Positionen

Wassertransport im System Boden-Pflanze:

$X_W$  = Saugkraftgradient zwischen Boden in Wurzelzone und Blattoberfläche

$L_W$  = abhängig von  $X_W$  und Zustand der Schliesszellen

Nährstofftransport im System Boden-Pflanze:

$X_N$  = Gradient im chemischen Potential oder Schofield'schen Potential

$L_N$  : abhängig von  $X_N$  und dem Wassertransport

führen. Ich möchte an dieser Stelle nur kurz auf die aus der Bilanzierung sich ergebende absolute Anreicherung des Auflagehumus mit Al und Fe im Vergleich zur Streu zurückkommen; dieses Phänomen erklärt sich zwanglos einerseits aus dem hohen Ausmaß der Kronenauswaschung dieser Elemente und andererseits aus ihrem relativ zu den anderen Elementen geringen Ausmaß der Tiefenverlagerung im Boden.

Kurz hingewiesen sei noch auf die Möglichkeit der Ermittlung von Selektivitätsverhältnissen. Voraussetzung hierfür ist der Übergang von extensiven Größen wie der pro ha und Jahr ausgedrückten Nährstoffaufnahme zu intensiven Größen, also z.B. zu Konzentrationen. Als ein auch in wesensverschiedenen Bildungen wie dem Boden und der Pflanze verwendbares Konzentrationsmaß bietet sich der Äquivalentbruch  $X$  an. Selektivitätskoeffizienten ergeben sich aus sinnvoll gebildeten Verhältnissen zweier Äquivalentbrüche. Die in der Abbildung aufgeführten Sorptionsselektivitätskoeffizienten  $k_S$  lassen z.B. die hohe Bindungsintensität des austauschbaren Al im Boden erkennen. Die Aufnahmeselektivitätskoeffizienten  $k_A$  lassen auf eine selektive Ionenaufnahme bei K und Ca und auf eine starke Diskriminierung bei der Aufnahme des Na schließen. Mg, Al und Fe werden in dem untersuchten Beispiel etwa zu dem Anteil von der Fichte aufgenommen, zu dem sie in der Bodenlösung vorliegen.

Im Grunde läuft das Modell "Transportprozesse" auf die Aufstellung von Transportgleichungen hinaus. In Transportgleichungen wird ganz allgemein der Fluß eines Stoffes dargestellt als Produkt aus Leitfähigkeit und Kraft, wobei die Leitfähigkeit dem Kehrwert der Summe aller Leitfähigkeitswiderstände entspricht. Mit derartigen Transportgleichungen ist jeder schon in Berührung gekommen, es sei nur an das Ohm'sche Gesetz für den elektrischen Strom erinnert. Die Probleme liegen in der Definition und Messung der drei Parameter einerseits und in der Verknüpfung mehrerer Transportprozesse andererseits; sie haben, von einfachen Systemen

ausgehend, zur Entwicklung eines neuen Wissensgebietes geführt: der Thermodynamik irreversibler Prozesse. Die Ökopedologie wird gut daran tun, sich die in diesem Wissensgebiet erarbeiteten Erkenntnisse soweit als möglich nutzbar zu machen.

Betrachten wir als Beispiel eines einfachen Transportprozesses den Wassertransport im wassergesättigten Boden. Die Transportgleichung wurde bereits 1856 von DARCY aufgestellt: Der Fluß  $J_w$  ist die pro Querschnitt und Zeiteinheit transportierte Wassermenge, die Kraft ist der hydrostatische Druck  $h$ . Die Wasserleitfähigkeit  $L_w$  ist durch  $J_w$  und  $X_w$  definiert, mißt man den hydrostatischen Druck  $h$  in cm Wassersäule, so wird  $L_w$  als Permeabilität oder Durchlässigkeit bezeichnet. Permeabilitätsmessungen haben große praktische Bedeutung erlangt: Einmal für die Festlegung von Dränabständen bei der Bodenmelioration, zum andern für die Beurteilung der Anfälligkeit von Böden gegenüber der Oberflächenerosion durch Wasser.

Der Wassertransport im ungesättigten Boden wird erst seit wenigen Jahren experimentell bearbeitet. An die Stelle des hydrostatischen Drucks tritt der Saugkraftgradient, d.h. die Differenz in der Bindungsintensität des Wassers zwischen zwei verschiedenen Positionen im Boden. Die Leitfähigkeit ist naturgemäß nicht konstant, sondern hängt von der Saugkraft des Bodens ab. Da Zweifel bestehen, ob die bisher in Form von Lysimetern oder Unterdrucklysimetern entwickelten Vorrichtungen zur Messung der im ungesättigten Boden transportierten Wassermenge zuverlässige Ergebnisse bringen, besteht bei einigen Bodenhydrologen die Tendenz, den Wassertransport im Feld nur aufgrund der Transportgleichung zu berechnen. Ohne zu dieser Frage selbst Stellung nehmen zu wollen sei dies als Beispiel für den Erkenntniswert einer zuverlässigen Theorie erwähnt.

Für den Wassertransport im System Boden - Pflanze existiert noch keine Transportgleichung. Der Grund hierfür ist

leicht einzusehen: Die Wasserleitfähigkeit in der Pflanze unterliegt über die hygronastische und photonastische Reaktion der Schließzellen einer aktiven physiologischen Steuerung.

Noch komplizierter liegen die Verhältnisse für den Nährstofftransport im System Boden - Pflanze. Als Transportarten kommen in Betracht 1. die Massenströmung mit Wasser als Transportmittel, 2. die Diffusion entlang eines Gradienten im chemischen bzw. Schofield'schen Potential und 3. an bestimmten Phasengrenzen wie z.B. an Zellmembranen ein physiologisch gesteuerter aktiver Transport mit noch umstrittenem Mechanismus. Es bedarf noch sehr vieler Arbeit, um die Transportphänomene soweit abzuklären, daß wenigstens für bestimmte Teilsysteme eine allgemein befriedigende Transportgleichung aufgestellt werden kann. Dies gilt nicht nur für den in der Regel ausschließlich in Erwägung gezogenen Prozess der Ionenaufnahme, die wir als Differenz von Influx und Efflux zu betrachten haben. Es gilt auch für den bisher noch kaum untersuchten und daher in seiner ökologischen Bedeutung schwer richtig einzustufenden Prozess der Kronenauswaschung.

Betrachten wir aus dieser Blickrichtung die Wechselbeziehungen zwischen Boden und Pflanze. Diese Wechselbeziehungen werden von der Pflanze als aktivem Partner geprägt. Im Wurzelraum wirkt die Pflanze im einfachsten Fall durch die Ausbildung und Aufrechterhaltung von Gradienten, häufig jedoch auch durch Stoffausscheidungen und damit durch Veränderung des chemischen Milieus auf den Boden ein. Die Folge sind einesteiis Umsetzungsprozesse bei den Bodennährstoffen, die wir im Prinzip durch die Zustandsanalyse erfassen können, andernteils Transportprozesse, deren Ausmaß sich indirekt erschließen läßt. Die in den Sproß transportierten Elemente gelangen mit der Streu oder als Kronenauswaschung wieder auf die Bodenoberfläche zurück und unterliegen in unterschiedlichem Ausmaß der Tiefenverlagerung mit dem Sickerwasser. Diese in Art und Ausmaß von der Pflanzenart abhängigen Vor-

gänge bestimmen letztlich den chemischen Zustand des Bodens, wie er z.B. durch den pH-Wert, der korrelativ mit zahlreichen anderen Zustandsgrößen verknüpft ist, angezeigt wird. Die Geschwindigkeit, mit der sich der chemische Bodenzustand ändert, ist nun umso größer, je größer die Differenz in den Schofield'schen Potentialen zwischen der Gleichgewichtslösung eines bestimmten Bodenschichtelements und der aus dem darüber liegenden Schichtelement zutransportierten Lösung ist. Da im durchwurzelten Bodenraum die Pflanze aus derselben Lösung her ihre Ionenaufnahme betreibt, liegt eine Rückkoppelung und damit eine Steuerungsmöglichkeit vor. Es läßt sich zeigen, daß durch eine im Hinblick auf die Transportphänomene nicht standortgerechte Pflanze durch diese Rückkopplung die Veränderung des chemischen Bodenzustands zunächst beschleunigt wird. Mit fortschreitender Entwicklungszeit werden die Gradienten abgebaut und das System Boden - Pflanze kommt schließlich in einen stationären Zustand, in welchem die Einflüsse der Pflanze auf den Boden durch die irreversiblen Verwitterungsprozesse kompensiert werden. Je größer diese "Nachschaffende Kraft" des Bodens ist, desto früher wird der Prozess der Verschlechterung des chemischen Bodenzustandes gestoppt und ein stationärer Zustand erreicht. Die Modellvorstellung der Transportprozesse läßt damit auch eine Analyse der Wirkung einer Baumart auf den Bodenzustand wenigstens in bestimmten Teilaspekten zu.

Kramer, W., Lorenz, J. und Meyer, B.:

**Die Messung der Wärmeleitfähigkeit als Mittel  
kontinuierlicher Feuchtemessungen im Boden**

**Göttlinger Bodenkundliche Berichte 1, 57–110  
(1968)**



## 1 ÜBERBLICK

Immer wieder wird die Bodenkunde mit dem Problem konfrontiert, entweder am natürlich gelagerten Boden oder an Boden-Modellen (z.B. Lysimetern, Permeametern, Evaporimetern) im Gelände und im Labor kontinuierliche Messungen der Feuchte-Änderungen an bestimmten Raumpunkten durchzuführen, ohne dabei das Bodengefüge zu zerstören.

Unter den Methoden, die diesem Zweck mit unterschiedlichem Erfolg angepaßt wurden, seien unter anderem genannt: Messungen der Saugspannung (Tensiometer), der elektrischen Leitfähigkeit (Konduktometer), der Neutronenstreuung (Neutronsonde), der Absorption von  $\gamma$ -Strahlen oder Kurzwellen, der Dielektrizitätskonstanten (Dekameter) und der Dampfspannung (Psychrometrie mit Thermocouples). Ohne im einzelnen auf die so oft diskutierte Fehlermöglichkeiten dieser Methoden eingehen zu können, sei hier - im Hinblick auf unsere eigenen, unten näher erläuterten Probleme - insbesondere die Beschränkung ihrer Anwendungsmöglichkeit auf jeweils nur begrenzte Feuchte-Bereiche hervorgehoben sowie ihr generelles Versagen, wenn die Entwässerung und Wasser-Aufsättigung der im Boden vorliegenden Porengrößen-Bereiche nicht kontinuierlich, sondern unter Luft-Einschluß diskontinuierlich erfolgt.

Beabsichtigt war zunächst, für geplante Modell-Anlagen geringer Dimensionen eine Feuchte-Meßeinrichtung zu entwickeln, die leicht und unter minimaler Störung des Bodengefüges zu installieren war, eine möglichst punktförmige Messung gestattete, von natürlichen Gefüge-Änderungen (Durchwurzelung, Schrumpfung etc.) wenig beeinflussbar war und möglichst den gesamten Feuchte-Bereich zu überstreichen gestattete, wie er unter natürlichen Bedingungen z.B. in einer Ackerkrume im Laufe der Vegetationsperiode durchlaufen wird.

Ansatzmöglichkeiten in dieser Richtung bieten Meßverfahren auf thermischer Grundlage, besonders der Wärme-Leitfähigkeit. Zwar sind die Unterschiede zwischen den spezifischen Wärmeleitfähigkeiten der drei Phasen-Komponenten des Bodens nicht so groß wie z.B. zwischen deren elektrischen Leitfähigkeiten,

Luft	$5 \cdot 10^{-5}$	cal/cm . sec . °C
Silikat (Basalt, Schiefer)	$4160 \cdot 10^{-5}$	"
Wasser	$130 \cdot 10^{-5}$	"

doch ist die Wärmeleitfähigkeit des Bodens eine additive Meßgröße. Diese ist wahrscheinlich weniger abhängig von der räumlichen Anordnung der drei Komponenten des Meßmediums. Sie ist daher nicht, wie z.B. die elektrische Leitfähigkeit [vgl. MOSCHREFI, 1968 ( 30 )], nur in solchen Feuchtebereichen als eichbare Vergleichsgröße verwendbar, in denen eine Kohärenz der Wasser-Leitbahnen (z.B. Netze von ineinander überfließender Menisken, Porenwasser-Kanäle) gegeben ist, sondern kann als absolute Meßgröße bei verschiedenen Feuchte-Zuständen - also auch bei diskontinuierlicher Wasser-Aufsättigung - Anwendung finden. Diese Eigenschaft der Wärmeleitung ließ darüber hinaus erwarten, daß sich durch Messung der spezifischen Wärmeleitfähigkeit ein großer Teil all jener Kontakt-Schwierigkeiten zwischen Meßkörper und Meßmedium eliminieren ließen, mit denen die meisten der genannten indirekten Feuchte-Meßmethoden behaftet sind. Dies war im Hinblick auf die Lösung der eingangs gestellten Probleme von ausschlaggebender Bedeutung.

In der vorliegenden Arbeit soll unter Zugrundelegung der neueren Publikationen auf diesem Gebiet [LINDNER 1964 ( 29 ), JANSE u. BOREL 1965 ( 20 ), FÖLDI u. SZONYI 1966 ( 17 ), KASPAR 1967 ( 21 ), KOITZSCH 1967 ( 23 )] eine Überprüfung, Koordinierung und meßtechnische Anpassung und Verbesserung der bestehenden Verfahren vorgenommen werden.

## 2 T H E O R E T I S C H E G R U N D L A G E N

### 2.1 M E S S U N G D E R S T A T I O N Ä R E N W Ä R M E L E I T U N G

Hierbei wird ein kombinierter Heiz-Temperaturmeß-Körper in den Boden eingeführt und unter konstanter Heizleistung solange beheizt, bis seine Temperatur einen konstanten Endwert annimmt. Die Heizleistung ist dann gleich dem Wärmeabfluß. Aus der abgelesenen Gleichgewichts-Temperatur läßt sich bei geeigneter Meßanordnung (geometrisch definierte Kammern, Thermostatisierung) nach der Formel

$$\frac{\Delta Q}{\Delta t} = \lambda \cdot F \frac{\Delta T}{\Delta x}$$

Q = Wärmemenge

t = Zeit

$\lambda$  = spez. Wärme-Leitfähigkeit

F = Querschnittsfläche

T = Temperatur

x = Weglänge

die spezifische Leitfähigkeit errechnen. In Böden und Bodenmodellen lassen sich weder enge, räumlich festgelegte Meßsysteme mit thermokonstantem Ableitungs-Niveau abgrenzen, noch äußere Temperatur-Einflüsse über die erforderlichen langen Meßzeiten hinweg abschirmen. Statt  $\lambda$  kann daher nur die Gleichgewichts-Temperatur als ein relativer und empirisch zu eichender Maßstab für den Wassergehalt verwendet werden.

Bei diesem Verfahren muß vor allem der Wärmetransport durch Konvektion berücksichtigt werden. Dieser wird umso gravierender, je länger und je stärker dem Boden über das Heiz-Meß-Element Wärme zugeführt wird. Folglich sind alle Verfahren, die mit langen Meßzeiten (Wärme-Leitfähigkeits-Messungen im stationären Temperaturfeld) und mit starker Erwärmung arbeiten müssen, von vornherein problematisch.

Eigene Vorversuche in zylindrischen Meßgefäßen aus Al von 9 cm  $\emptyset$  mit thermokonstantem Wassermantel und axialer Anordnung der Heiz-Temperaturmeß-Sonde ergaben für Lößmaterial

die in Tabelle 1 zusammengestellten Gleichgewichts-Temperaturen in Abhängigkeit von Wassergehalt und Heizleistung. Die entsprechenden Werte für Quarzsande unterschiedlicher Körnung erreichten ähnliche Beträge. Die Endtemperaturen wurden in Abhängigkeit von Feuchte und Heizleistung immer erst zwischen 15 und 20 Minuten erreicht. Tab. 1 zeigt, daß erst mit der Erhöhung der Heizleistung die vorgegebenen Feuchte-Unterschiede mit Hilfe der zunehmenden Endtemperatur-Differenzen erfaßbar werden. Dabei ergeben sich im trockeneren Bereich stärkere Unterschiede als im feuchten Bereich, und die Endtemperatur/Feuchte-Kurve zeigt bei gegebener Heizleistung einen vom trockenen zum feuchten Bereich hin asymptotisch gekrümmten Verlauf. Bei einer geschätzten Genauigkeit der Meßanordnung von ca. 2,5% ergibt sich eine hinreichende Auffächerung der Temperaturwerte erst bei sehr hohen Heizleistungen. Die Endtemperaturen steigen dabei allerdings bereits auf 45°C (feucht) bis 77°C (trocken), was bei den sehr langen Temperatur-Einstellzeiten nicht nur eine starke Beeinflussung der Wärmeleitung durch Konvektion, sondern auch durch Verdampfung und Kondensation bedeutet. Damit scheidet die Messung der stationären Wärmeleitung als Mittel der Feuchte-Bestimmung aus.

## 2.2 MESSUNG DER INSTATIONÄREN WÄRMELEITUNG

Hierbei wird nicht die Einstellung der Gleichgewichts-Temperaturen abgewartet, sondern der zeitabhängige Verlauf der Temperaturkurve beim Aufheizen des Heiz-Meß-Elementes unter konstanter Heizleistung untersucht. Die Auswertung der erhaltenen Aufheiz-Temperatur/Zeit-Registrier-Kurve (im folgenden kurz "Registrier-Kurve" genannt) läßt sich in der Weise durchführen, daß man entweder zu bestimmten Zeitpunkten die entsprechenden Temperaturwerte abliest und diese empirisch mit Hilfe einer Vielzahl von Eichungen an Böden verschiedener Körnungsart, Dichte und Feuchte als Maß für den Wassergehalt her-

Tab. 1: Stationäre Wärmeleitung in Löß. Gleichgewichtstemperaturen in Abhängigkeit von Heizleistung und Feuchte. Ausgangstemperatur 25°C

Heizleist. in mW	H <sub>2</sub> O i.Gew. % bezog. auf Tr.S						
	0	2,5	5	10	15	20	22,5
14,0	26,25	25,75	25,5	25,5	25,5	25,1	25,1
57,0	30,0	28,25	27,5	27,0	27,0	26,5	26,5
87,7	33,25	30,25	29,25	28,25	28,38	27,7	27,6
127,5	35,5	32,5	31,25	29,0	29,5	28,0	28,0
175,0	40,0	35,75	35,5	31,25	31,25	30,5	30,5
226,0	44,0	39,0	36,25	34,0	33,25	32,3	31,75
283,5	49,5	42,75	39,5	36,25	35,5	33,75	33,75
352,5	53,5	47,0	43,75	38,25	38,0	36,75	34,75
510,0	66,5	56,25	52,5	44,75	43,75	42,0	40,0
700,0	87,75	63,5	62,5	51,75	50,8	47,5	45,0
920,1				61,5	57,8	51,75	51,5

anzieht, oder daß man aus der Registrier-Kurve der nichtstationären Wärmeleitung mit Hilfe einer Differentialgleichung den Wert für die spezifische Wärme-Leitfähigkeit errechnet. Der erste Weg sei im folgenden als "Temperatur-Zeit-Vergleich" bezeichnet, der zweite als "Ermittlung der spezifischen Wärme-Leitfähigkeit". Während beim ersten Verfahren der Form des Temperatur-Feldes wenig Bedeutung zukommt, bezieht sich das zweite auf ein unbegrenztes zylindrisches Temperaturfeld. In diesem findet die Aufheizung von der Zylinder-Achse her statt (z.B. durch Einführung einer Sonde in den Boden), wobei in jedem Abschnitt der Heizachse die gleiche Heizleistung [cal/cm · sec] erzeugt wird; der Wärme-Abfluß erfolgt dann radial nach außen.

### 2.2.1 Temperatur-Zeit-Vergleich

Über dieses Auswertungs-Verfahren haben bereits früher SHAW u. BAVER 1939 ( 33 ), SHAW u. BAVER 1940 ( 34 ), BRACHT 1949 ( 5 ), ALBRECHT 1949 ( 2 ) und BOLLMEYER 1958 ( 4 ) berichtet. Aufgrund der Ergebnisse von DE VRIES 1952 ( 12 ) scheint es möglich, nichtstationäre Wärme-Leitfähigkeits-Messungen in Form derartiger einfacher Temperatur-Zeit-Vergleiche durchzuführen, solange die Boden-Temperaturen unter  $60^{\circ}\text{C}$  bleiben; darüber besteht nur noch eine mehrdeutige Beziehung zwischen der Wärme-Leitfähigkeit und dem Wassergehalt. In den späteren Arbeiten ( 17 ), ( 29 ) werden die Temperaturen nach Heizzeiten von 3-5 Minuten abgelesen und verglichen. LINDNER kann auf diese Weise einen Feuchte-Bereich des Bodens von 0 % bis über die Feldkapazität hinaus durchmessen, während FÖLDI in Sandböden nur bis maximal 10% Wasser-Gehalt signifikante Feuchte-Bestimmungen durchzuführen vermag. In eigenen Versuchen an Lößmaterial wurde folgendes festgestellt: Bei relativ geringer Heizleistung von  $0,131 \text{ cal/cm (Heizdraht-Länge) \cdot sec}$  konnten lediglich Wassergehalte zwischen 0 und 9 % (Gew.% bez. auf Trockensubstanz) mit einer Genauigkeit von 0,5  $\text{H}_2\text{O}$ -Prozent gemessen werden. Dabei betrug die Meßzeit 17 sec und die Temperatur-Erhöhung  $30^{\circ}\text{C}$  ( $25 \rightarrow 55^{\circ}\text{C}$ ). Zu diesem Zeitpunkt war die Auffächerung der Temperatur-Zeit-Kurvenschar für unterschiedliche Feuchten fast maximal. Eine Verlängerung der Heizdauer brachte keine wesentliche Erweiterung des Meßbereiches mehr, führte jedoch bereits zu Temperaturen, bei denen erhebliche konvektiv bedingte Unregelmäßigkeiten auftreten. Durch Erhöhung der Heizleistung auf  $0,465 \text{ cal/cm \cdot sec}$  ließ sich bei Meßzeiten von 15 und 25 sec der Meßbereich auf Wassergehalte von 0 - 25 % (Gew.% bez.Tr.S.) ausdehnen. Das gilt für Löß, Fein- und Mittelsand. Dabei stiegen jedoch die Temperaturen im Kontaktbereich Sonde/Boden in den trockenen Proben auf über  $100^{\circ}\text{C}$ , in den wassergesättigten Proben auf über  $70^{\circ}\text{C}$ . Damit wird auch diese Maßnahme zur verstärkten Auffächerung der Kurvenschar und Erweiterung des Meßbereiches indiskutabel.

Der Temperatur-Zeit-Vergleich als Mittel zur Feuchte-Bestimmung setzt Konstanz aller Meßbedingungen voraus — als da sind: Höhe der konstanten Heizleistung, Boden-Ausgangs-Temperatur, Abmessungen der Sonde und ganz besonders der Sonden-Boden-Kontakt. Gerade die letzte Bedingung ist kaum reproduzierend zu erfüllen, da jeder Sondenwechsel andere Übergangs-Widerstände schafft. Somit ist jeder Meßwert mit zusätzlichen erheblichen Fehlern belastet, die vor allem bei zunehmender Feuchte die Wassergehalts-Bestimmung nach dem Temperatur-Zeit-Vergleichs-Verfahren sehr unsicher werden lassen.

### 2.2.2 Ermittlung der spezifischen Wärme-Leitfähigkeit

Die Bestimmung der spezifischen Wärmeleitfähigkeit  $\lambda$  ist in einem zylindrischen Temperaturfeld mit Hilfe einer dünnen Heiz-Temperaturmeß-Sonde möglich. Untersuchungen hierzu liegen in Form von Messungen in verfestigten Gasen und Flüssigkeiten vor von: EUCKEN 1938 ( 16 ), PFRIEM 1938 ( 31 ), STÅLHANE u. PYK 1931 ( 35 ), VAN DER HELD, HARDEBOL u. Kalshoven 1953 ( 38 ), VAN DER HELD u. VAN DRUNEN 1953 ( 37 ), VOS 1956 ( 40 ), in Form von Messungen an Tiefseesedimenten von HERZEN u. MAXWELL 1959 ( 39 ), sowie Messungen an Böden von DE VRIES 1958 ( 13 ), KOITSCH 1960 ( 22 ), JANSE u. BOREL 1965 ( 20 ). Die Dimension für  $\lambda$  ist:  $\frac{\text{cal}}{\text{cm} \cdot \text{sec} \cdot \text{Grad C}}$ , d.h. anschaulich: Wärmemenge in cal, die pro Zeiteinheit von einer Fläche eines 1 cm-Würfels zur gegenüberliegenden Fläche strömt, wenn die Temperatur-Differenz dieser Flächen 1 Grad C beträgt. Alle übrigen Flächen werden als total thermo-isoliert betrachtet.

Für chemisch einheitliche und reine Substanzen ist  $\lambda$  unter Standard-Bedingungen eine Material-Konstante (Silber 1,00 cal/cm · sec · Grad). In porösen, thermisch anisotropen Medien, zu denen der Boden mit seinem zeitlich und räumlich wechselnden Wassergehalt rechnet, ist das nicht der Fall. Die Variabilität von  $\lambda$  als Funktion des Wassergehaltes ist Gegenstand

einer Reihe von russischen Arbeiten [vgl. TSCHUDNOWSKI 1962 (36)] und Untersuchungen von KOITZSCH 1960 (22) und DE VRIES 1952 (12). Meßtechnisch sind jedoch hierbei noch mehrere Fragen offen geblieben.

### 2.2.2.1 Theorie

Aus der Herleitung der Bestimmungsgleichung für  $\lambda$  bei der nichtstationären Wärmeleitung ergeben sich wesentliche Gesichtspunkte für die meßtechnische Handhabung, die bislang in der Literatur im Hinblick auf Bodenfeuchte-Messungen nur wenig Berücksichtigung gefunden haben. Aus diesem Grunde soll die mathematische Ableitung ausführlicher behandelt werden.

Ausgangspunkt für die Ableitung ist die Lösung der partiellen Differential-Gleichung für die radiale zweidimensionale Wärmeleitung [vgl. CARSLAW 1965 (11)]. Sie gibt den zeitlichen Temperatur-Verlauf für einen beliebigen Punkt im zylindrischen Temperaturfeld an.

$$T = C \cdot \frac{e^{-\frac{r^2}{4at}}}{4\pi at} \quad (1)$$

$a$  = spezifische Temperaturleitfähigkeit

$t$  = Zeit in sec

$r$  = Abstand von der Wärmequelle

$C$  = Konstante, festgelegt durch die Randbedingungen

Die spezifische Temperaturleitfähigkeit  $a$  ist als das Verhältnis

$$\frac{\lambda}{\rho \cdot c} = a \left[ \frac{\text{cm}^2}{\text{sec}} \right] \quad \begin{array}{l} \rho = \text{Dichte} \\ c = \text{spez. Wärme} \end{array}$$

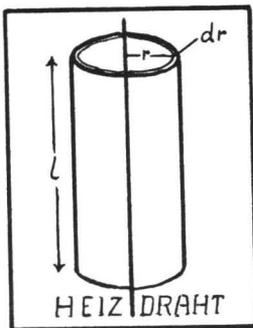
aus der Differential-Gleichung für die nichtstationäre Wärmeleitung entnommen:

$$\frac{\delta T}{\delta t} = \frac{\lambda}{\rho \cdot c} \cdot \frac{\delta^2 T}{\delta x^2}$$

Beide hierin enthaltenen Größen, die spezifische Wärme  $c$  [ $\text{cal} \cdot \text{g}^{-1} \cdot \text{Grad C}^{-1}$ ] und die Temperaturleitfähigkeit  $a$  lassen sich neben der Wärme-Leitfähigkeit als weitere substanzspezi-

fische Größen messen und theoretisch auch für Wassergehalts-Bestimmungen verwenden. So schlugen ALBRECHT 1949 ( 2 ) die Messung der Wärmekapazität und JAEGER 1959 ( 19 ) die Messung der Temperatur-Leitfähigkeit nach dem Sender-Empfänger-Prinzip (Heizkörper und Temperatur-Meßelemente getrennt) vor. Beide Methoden sind jedoch aus technischen Gründen (Notwendigkeit der räumlichen Umgrenzung, wechselnde Grenz Widerstände etc.) für praktische Messungen im Boden wenig geeignet.

Mit Hilfe einer Wärmebilanz-Betrachtung soll die Konstante C aus Gleichung (1) ermittelt werden, wobei der radiale Wärme-Abfluß von einem ausgespannten elektrischen Heizdraht zugrunde gelegt wird.



Die Annahme gilt, daß zum Zeitpunkt  $t = 0$  eine einmalig zugeführte Wärmemenge vom Betrag  $Q$  im Heizdraht in der Zylinder-Achse gespeichert ist. Betrachtet man die Verteilung der Wärmemenge  $Q$  bei radialem Wärme-Abfluß für Zeiten  $t > 0$ , so hat sich die Wärme über einen Teil des als unendlich ausgedehnt gedachten Bodenzylinders ausgebreitet. In einem unendlich dünnen

Zylinder-Ring mit der Dicke  $dr$  und dem Abstand  $r$  vom Heizdraht befindet sich nun der Wärme-Teilbetrag  $Q_E$ , der sich wie folgt errechnet:

$$Q_E = C \cdot \rho \cdot T \cdot 2\pi r \cdot dr \cdot l$$

Die radial abfließende Wärmemenge wird dabei - wie auch später die Heizleistung-auf 1 cm Zylinder- bzw. Heizdraht-Länge bezogen, so daß die Länge  $l$  ( $= 1$ ) fortfällt.

Die Gesamt-Wärmesumme  $Q_T$  aus den Wärme-Teilbeträgen  $Q_E$  der Zylinderringe ist dann:

$$Q_T = \int_0^{\infty} C \cdot \rho \cdot T \cdot 2\pi r \cdot dr \quad (2)$$

Durch Einsetzen von Gleichung (1) für  $T$  wird

$$Q_T = C \cdot c \cdot \rho \cdot \int_0^{\infty} \frac{r}{2at} \cdot e^{-\frac{r^2}{4at}} \cdot dr$$

Wir substituieren den Exponenten von e durch  $\gamma$ :

$$\frac{r^2}{4at} = \gamma; \quad \frac{d\gamma}{dr} = \frac{2r}{4at}; \quad dr = \frac{2at}{r} \cdot d\gamma$$

und erhalten die vereinfachte Integral-Gleichung:

$$Q_T = C \cdot c \cdot \rho \cdot \int_0^{\infty} d\gamma \cdot e^{-\gamma}$$

Die Integration ergibt:

$$Q_T = -C \cdot c \cdot \rho \cdot \left[ e^{-\gamma} \right]_0^{\infty}$$

$$Q_T = -C \cdot c \cdot \rho \cdot (0 - 1)$$

$$Q_T = C \cdot c \cdot \rho$$

$$C = \frac{Q}{c \cdot \rho} \quad (3)$$

Durch Einsetzen in (1) resultiert:

$$T = \frac{Q}{c \cdot \rho} \cdot \frac{e^{-\frac{r^2}{4at}}}{4\pi at} \quad (4)$$

C ist eine Konstante, die direkt proportional der zugeführten Wärmemenge und umgekehrt proportional der spezifischen Wärme und der Dichte ist.

Bis hierher ist lediglich die Umverteilung einer kleinen Wärmemenge betrachtet worden, die durch einen einmaligen elektrischen Impuls dem Heizdraht zugeführt worden war und sich dann im Meßmedium ausgebreitet hat. Im praktischen Meßprozeß handelt es sich aber um eine fortlaufende konstante Wärme-Zufuhr (Heizleistung  $\cdot$  Zeit).

Zur Behandlung dieses Problems sollen die nacheinander erzeugten Wärme-Teilbeträge betrachtet werden, die eine Temperatur-Teilerhöhung im Heizleiter und Meßmedium bewirken. Zur gedanklichen Erfassung der zeitlichen Abfolge der nacheinander zugeführten konstanten Wärme-Teilbeträge wird wie folgt vorgefahren: Zu einem bestimmten Zeitpunkt  $\tau$  seit Beginn des Versuches ( $t = 0$ ) wird eine differentiale Wärmemenge  $Q_x \cdot d\tau$  im Heizleiter entwickelt. Diese hat dann im späteren Zeitpunkt  $t$  eine bestimmte Temperatur-Teilerhöhung innerhalb des

gesamten Temperaturfeldes bewirkt, welche auf den Wärmestrom innerhalb des Zeitabschnittes  $t - \tau$  zurückzuführen ist. Unter Verwendung von Gleichung (4) ergibt sich für die Temperaturteilerhöhung

$$dT = \frac{Qx \cdot d\tau}{c \cdot \rho} \cdot \frac{e^{-\frac{r^2}{4a(t-\tau)}}}{4\pi a(t-\tau)}$$

Die Temperatur im Zeitpunkt  $t$  ergibt sich aus der Summe der Teilbeträge der Temperatur-Erhöhen

$$T = \int_0^t dt = \frac{Qx}{c \cdot \rho} \cdot \int_0^t \frac{e^{-\frac{r^2}{4a(t-\tau)}}}{4\pi a(t-\tau)} \cdot d\tau \quad (5)$$

Für den Exponenten von  $e$  wird  $\beta$  gesetzt und nach der Quotientenregel differenziert:

$$\beta = \frac{r^2}{4a(t-\tau)} \quad (6)$$

$$\frac{d\beta}{d\tau} = \frac{r^2}{4a(t-\tau)^2}$$

$$d\tau = \frac{t-\tau}{\beta} d\beta$$

Eingesetzt in Gleichung (5) ergibt sich für  $T$

$$T = \frac{Qx}{4\pi a \cdot c \cdot \rho} \cdot \int_{\frac{r^2}{4at}}^{\infty} \frac{e^{-\beta}}{\beta} \cdot d\beta \quad (7)$$

Infolge der Substitution ergeben sich die obigen neuen Grenzen für das Integral in Gleichung (7) und zwar aus der Einsetzung der alten Grenzen aus Gleichung (5) in die Substitution (6), wobei  $t$  zur Konstanten wird.

Für die untere Grenze  $\tau = 0$  gilt:  $\frac{r^2}{4at}$

Für die obere Grenze  $\tau = t$  gilt:  $\frac{r^2}{\infty} = 0$

Anstelle des Ausdrucks  $a \cdot c \cdot \rho$  kann in den Nenner die spezifische Leitfähigkeit  $\lambda$  eingesetzt werden.

Die Gleichung (7) kann nicht mehr geschlossen integriert werden, sondern führt auf den Integral-Logarithmus  $Ei$ .

$$T = - \frac{Qx}{4\pi\lambda} \cdot \text{Ei}\left(-\frac{r^2}{4at}\right) \quad (8)$$

Für kleine Werte des Argumentes  $x = -r^2/4at$  ergibt sich die EULER'sche Reihe (vgl. CARSLAW u. JAEGER 1965 (11), S.262:

$$-\text{Ei}(-x) = -0,5772 - \ln x + \frac{x}{1 \cdot 1!} - \frac{x^2}{2 \cdot 2!} + \frac{x^3}{3 \cdot 3!} - \dots + C$$

Sofern das Argument gegen 0 strebt, kann die Reihe nach VAN DER HELD u. VAN DRUNEN 1949 (37) nach  $\ln x$  abgebrochen werden, so daß nun gilt

$$-\text{Ei}(-x) = \ln \frac{1}{x} - 0,5772$$

Durch Einsetzen in Gleichung (8) wird

$$T = \frac{Qx}{4\pi\lambda} \cdot \left( \ln \frac{1}{x} - 0,5772 \right)$$

Wird nun an einer beliebigen Stelle des Temperaturfeldes die Temperatur zu zwei verschiedenen Zeiten ( $t_1$  und  $t_2$ ) gemessen, so erhält man für den ersten Zeitwert die Temperatur

$$T_1 = \frac{Qx}{4\pi\lambda} \left( \ln \frac{4at_1}{r^2} - 0,5772 \right)$$

und entsprechend für den zweiten Temperatur-Zeitwert

$$T_2 = \frac{Qx}{4\pi\lambda} \left( \ln \frac{4at_2}{r^2} - 0,5772 \right)$$

Durch Differenzbildung ergibt sich:

$$T_2 - T_1 = \frac{Qx}{4\pi\lambda} \cdot \ln \frac{t_2}{t_1} \quad (9)$$

Damit ist die relativ einfache Bestimmungs-Gleichung für die spezifische Wärmeleitfähigkeit in einem nichtstationären zylindrischen Temperaturfeld gewonnen:

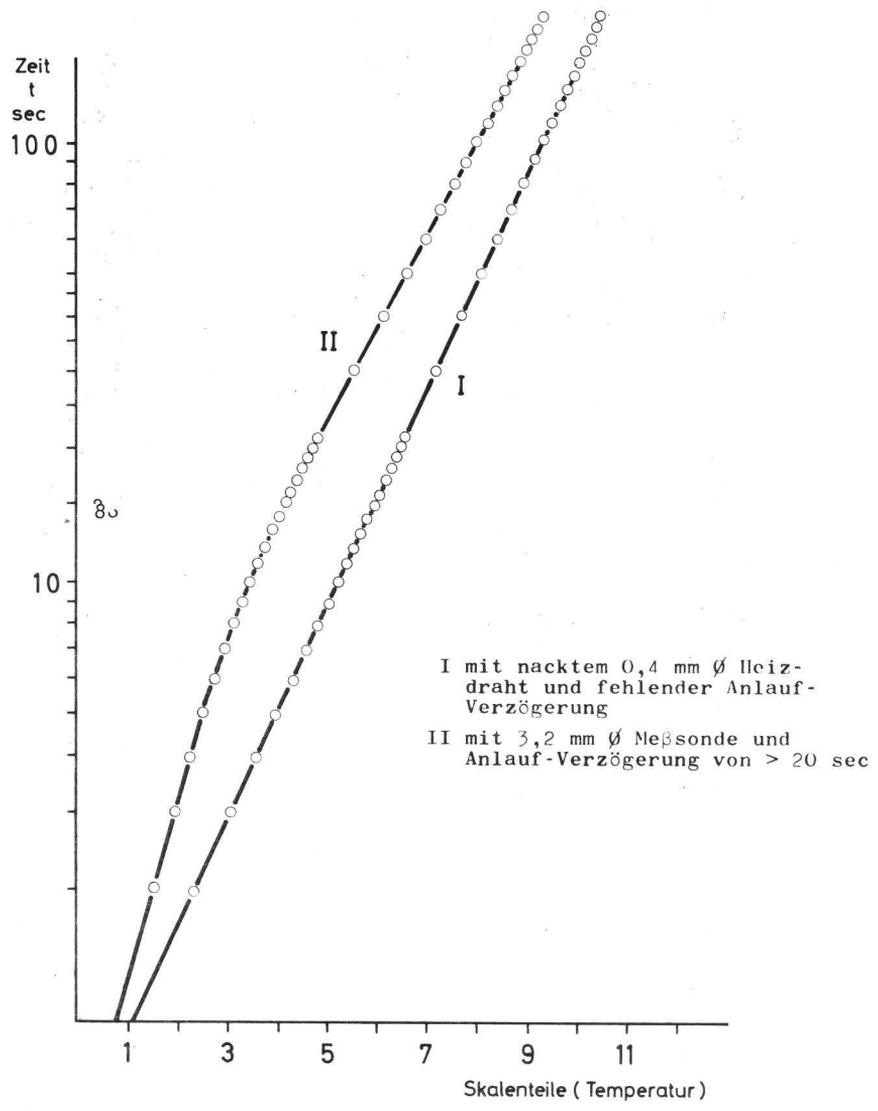
$$\lambda = \frac{Qx}{4\pi} \cdot \frac{\Delta \ln t}{\Delta T} \quad (10)$$

### 2.2.2.2 Meßtechnische Folgerungen

- 1.) Wie die abgeleitete Gleichung zeigt, besteht der Vorteil

eines zylinderförmigen Temperatur-Meßfeldes darin, daß man  $\Lambda$  bei konstant gehaltener Wärme-Leistung der Sonde direkt aus den Temperaturen ermitteln kann, die zu zwei verschiedenen Zeitpunkten gemessen werden. Dieser Vorteil erlischt, wenn man Messungen unter Bedingungen durchführt, bei denen die Wärme-Ausbreitung nicht zweidimensional (zylindrisch radial), sondern dreidimensional erfolgt, wie z.B. bei der Verwendung von kugelförmigen Heiz-Meß-Sonden und Temperatur-Feldern. Hierbei erscheint dann der Wert  $a$  mit dem Exponenten  $3/2$  statt  $1$  (vgl. Übergang von Gleichung (7) auf (8)). Anzustreben sind daher dünne langgestreckte Heizsonden. Je kürzer und dicker diese werden, desto stärker wird — vor allem bei langen Heizzeiten — die Deformation des zylinderförmigen Temperatur-Feldes zu einem kugelförmigen Temperatur-Feld als Folge des zunehmenden Stirnflächen-Effektes. Die oben abgeleitete Gesetzmäßigkeit verliert dann ihre Gültigkeit.

- 2.) In Gleichung (10) ist nicht mehr der Wert  $r$ , der Abstand des Temperatur-Meßpunktes von der Heizquelle, enthalten. Aus praktischen Erwägungen kann daher die Temperaturmessung in unmittelbarer Nähe der Zylinder-Achse, z.B. in der Sonden-Oberfläche, erfolgen. Diese Wahl des Meßortes begünstigt zugleich die Anwendung der EULERSchen Reihen unter Vernachlässigung der höheren Reihen-Glieder (vgl. S.70).
- 3.) Aufgrund der mathematischen Ableitung wird für die Auswertung nicht die einfache Registrier-Kurve verwendet, sondern die erhaltenen Meßwerte in Form einer halblogarithmischen "Auswertungs-Kurve" ( $\ln t = f(T)$ ) aufgetragen. Die in den Gleichungen (9) bzw. (10) zum Ausdruck kommende Gesetzmäßigkeit, d.h. die Linearität zwischen der Temperatur und dem nat. Logarithmus der Zeit wird nicht sofort nach dem Einschalten einer im Boden befindlichen Heiz- und Meß-Sonde erreicht. Hierfür sind Einschalt-Verzögerungen sowie der Umstand verantwortlich, daß zwar in der Ableitung der Gleichung der Radius des Heizdrahtes  $r = 0$  gesetzt wurde,



**Abb.1: Aufheizkurve in lufttrockenem Quarzsand**

in praxi aber  $r$  stets größer als 0 ist und somit die Wärmekapazität eine Rolle spielt. Diese Faktoren wirken sich in der Weise aus, daß der lineare Abschnitt der Auswertungskurve mit zunehmendem Radius der Meßsonde immer später erreicht wird. Ein hierzu durchgeführter Handversuch ergab folgendes (Abb. 1):

Mit einem sehr dünnen, nackten Heizdraht und einem Thermoelement, das aus einer kleinen, direkt am Heizdraht angelegten Lötperle bestand, wurde bereits nach weniger als 1 sec ein linearer Kurven-Verlauf erreicht (Abb. 1,I). Demgegenüber wurde bei Verwendung einer selbstgebauten, ummantelten Meßsonde von 4,0 mm Durchmesser erst nach mehr als 20 sec der lineare Abschnitt der Auswertungskurve erreicht.

- 4a.) Die Genauigkeit in der Bestimmung von  $\lambda$  beruht auf der Meßgenauigkeit der Temperatur-Unterschiede. Zu Beginn des Aufheiz-Vorganges ist der Temperatur-Zuwachs  $\Delta T / \Delta t$  groß im Vergleich zu den nachfolgenden Abschnitten der Aufheizkurve. Demzufolge sollte die Temperatur-Intervall-Messung am Anfang der Registrier-Kurve erfolgen.
- 4b.) Der Vorteil kurzfristigen Messens nach Heizbeginn liegt darüber hinaus in der Vermeidung störender Einflüsse. Bei langen Heizzeiten können Schwankungen der Temperatur im Meßmedium, der Bezugs-Temperatur im Thermobad für das Vergleichs-Thermoelement und Schwankungen in der Stärke des Heizstromes auftreten.
- 4c.) Kurze Meßzeiten empfehlen sich auch zur Vermeidung von Stirnflächen-Effekten (s.Punkt 1), wie sie besonders bei gedruckten Meßsonden durch Deformation des zylindrischen Meßfeldes bei längeren Meßzeiten zu befürchten sind. Auf derartige kurze Sondenformen und dementsprechende kurze Meßzeiten läßt sich aber aus verschiedenen Gründen nicht verzichten: 1. verlangt das Einführen von Sonden in den natürlich gelagerten Boden eine bestimmte Stabilität der

Sonden; 2. läßt sich in der Regel mit gedrunghenen Sonden leichter ein reproduzierbarer Kontakt zwischen Sonde und Boden herstellen, weil die Gefahr einer Verkantung durch Hebelwirkung beim Einführen kurzer Sonden geringer ist als bei langen; 3. bieten nur kurze Sonden die Möglichkeit, Messungen in enger begrenzten räumlichen Ausschnitten des Pedons durchzuführen.

- 5a.) Die Temperatur-Differenz-Messung entsprechend Gleichung (10) bietet gegenüber dem Temperatur-Zeit-Vergleich (Absatz 2.2.1) verschiedene weitere Vorteile. Einer davon besteht in der Möglichkeit, unkontrollierbare Übergangs-Widerstände rechnerisch weitgehend zu eliminieren, wie sie durch unterschiedlichen Kontakt zwischen Meßsonde und Boden entstehen und sich bei einfachem Temperatur-Zeit-Vergleich als kaum zu behebbende Fehlerquellen einer Reproduzierbarkeit der Meßwerte entgegenstellen.
- 5b.) Der zweite Vorteil gegenüber dem Temperatur-Zeit-Vergleich ist die geringe erforderliche Heizleistung. Beim Temperatur-Zeit-Vergleich sind relativ hohe Heizleistungen notwendig, um eine Vergrößerung der Meßgenauigkeit zu erreichen und die einzelnen Feuchte-Stufen signifikant gegeneinander abzugrenzen. Da der  $\lambda$ -Wert unabhängig von der Heizleistung ist, können bei der Temperatur-Differenz-Messung durch kurze Heizzeiten und geringe Heizleistungen konvektive Störungen der Wärmeleitung weitgehend vermieden werden.
- 6.) Bei Anwendung der Bestimmungs-Gleichung (10) für die Ermittlung der spez. Wärme-Leitfähigkeit reicht eine einzelne Temperatur-Differenz-Messung aus. Auf diese Weise wird man weitgehend unabhängig von der Ausgangs-Temperatur des Bodens. Dadurch wird eine wesentliche Verbesserung der von LINDNER 1964 (29) und FÖLDI 1966 (17) angewendeten Verfahren der Feuchte-Messung erreicht. Außerdem ist eine Temperatur-Differenz-Messung technisch wesentlich einfacher durchzuführen als eine Absolut-Messung.

- 7.) Die Forderung nach möglichst kurzen Meßzeiten (siehe Punkte 4a-c) steht im Widerspruch zu der unter Punkt 3 besprochenen Einschalt-Verzögerung. Diese nämlich führt dazu, daß der lineare Abschnitt der Auswertungs-Kurve erst nach einer gewissen, vom Sonden-Durchmesser abhängigen Zeit erreicht wird.

Unter Heranziehung des Argumentes  $r^2/4a$  (Gleichung 8) läßt sich nach VAN DER HELD u. VAN DRUNEN die vom Radius  $r$  der Sonde zeitabhängige Abweichung der Auswertungs-Kurve von der Geraden kalkulieren: Wenn die erste Temperatur-Messung zum Zeitpunkt  $t = 2.5 r^2/a$  erfolgt, beträgt die Abweichung der Auswertungs-Kurve von der Geraden noch 5 %. Rechnen wir aus, wann dieser Zeitpunkt bei einer Sonde — wie wir sie verwendet haben — von  $r = 0,20$  cm erreicht ist, wenn wir einmal einen Tonboden mit  $a = 0,0106$  cm<sup>2</sup>/sec, zum anderen einen grobkörnigen Sandboden mit  $a = 0,00139$  cm<sup>2</sup>/sec (beide Angaben n. ECKERT 1966 (14)) verwenden, so ergeben sich für den Ton 95 sec und für den Sand 720 sec, nach welchen die Abweichung von der Geraden immer noch 5% beträgt.

In dem aufgezeigten Widerspruch liegt das Kernproblem der Bestimmung von  $\lambda$  aus der instationären Wärmeleitung. Grundsätzlich bieten sich zur Lösung zwei Wege an: a) Man wartet das Erreichen des linearen Abschnittes der Auswertungs-Kurve ab, oder man versucht b) bereits den nicht-linearen Anfangs-Abschnitt der Kurve auszuwerten.

- a) Der erste Weg ist z.B. dann gangbar, wenn es die Art des Meßmediums gestattet, sehr dünne Meßelemente zu verwenden und damit die Zeiten kurz zu halten. Das gelingt bei Flüssigkeiten, die in Gefäße gefüllt werden können, in denen bereits ein dünner Heizdraht mit nackter Thermoelement-Lötperle gespannt ist. So führten EUCKEN u. ENGLERT 1938 (16) Messungen an verfestigten Gasen und Flüssigkeiten durch, wobei die Linearität bereits nach 5 sec erreicht war. In dem Zeit-Intervall zwischen 5 und 70 sec, innerhalb dessen die Temperatur-Ablesungen erfolgten, trat nur eine Temperatur-Erhöhung von 0,5°C ein. Somit ließ sich der Wärme-Transport durch Konvektion vernachlässigen.

Bei nicht schüttffähigen Meßmedien und Messungen im Boden besteht der Zwang zur Verwendung stabiler Sonden (vgl. Punkt 4c). Will man mit derartigen Sonden den Beginn der Linearität abwarten, so müssen diese bei minimaler Dicke sehr lang sein, um die Meßzeit in erträglichen Grenzen zu halten. Die meisten Autoren haben bislang diesen Weg beschritten und dabei bis zu 10 min Aufheizdauer bei Temperatur-Erhöhungen von 2-3°C in Kauf genommen. Der erheblichen Gefahr eintretender Konvektion steht bei diesem Verfahren der Vorteil gegenüber,  $\lambda$  auf einfachem Wege ohne Anwendung von Korrektur-Faktoren aus den Zeit-Temperatur-Werten zu berechnen.

- b) Will man das Risiko der Konvektion umgehen, mit dem in Flüssigkeiten und sehr feuchten Böden stets zu rechnen ist, und ist man aus mechanischen Gründen (kohärente Böden; Messungen an/eng umgrenzten Stellen) gezwungen, kürzere oder gedrungene Sondenformen zu verwenden, so ist man auf das zweite Verfahren, die Temperatur-Messung im nicht-linearen Kurven-Abschnitt kurz nach dem Einschalten des Heizstromes angewiesen. Um  $\lambda$  zu ermitteln ist hierbei die Einführung eines Zeit-Korrektur-Faktors erforderlich.

### 2.2.2.3 Korrektur-Faktor

Nach einem Vorschlag von VAN DER HELD u. VAN DRUNEN verfährt man so, daß man in die Gleichung (9) einen additiven Zeitbetrag  $t_0$  einfügt:

$$T_2 - T_1 = \frac{Q}{4\pi\lambda} \ln \frac{t_2 + t_0}{t_1 + t_0} \quad (11)$$

In der Auswertungs-Kurve ( $\ln t = f(T)$ ) wirkt sich dies in einer Vertikal-Verschiebung der Kurve um den konstanten Zeitbetrag  $t_0$  aus. Den Korrektur-Wert  $t_0$  ermittelt man in folgender Weise: Man trägt graphisch  $dt/dT$  aus der Registrier-Kurve gegen  $t$ , d.h. den jeweiligen Zeitabstand vom Versuchsbeginn

auf. Man verlängert die so erhaltene Gerade. Dann ergibt ihr Schnittpunkt mit der t-Ordinate die Zeit  $t_0$ . Um diesen konstanten Betrag wird die Auswertungs-Kurve nach unten verschoben. Liegt, wie bei unseren Meßbedingungen, der Schnittpunkt auf der negativen t-Ordinate, so wird addiert und die Auswertungs-Kurve nach oben verschoben. Dadurch wird der gekrümmte Anfangs-Abschnitt der Auswertungs-Kurve in eine Gerade überführt, deren Anstieg gleich dem des linearen oberen Kurven-Abschnittes ist.

Der Grund für diese Maßnahme liegt in folgendem: Die Absättigung der Wärme-Kapazität des Heizleiters zu Beginn des Aufheizens bedingt, daß die Temperaturen nach einer bestimmten kurzen Zeit niedriger sind als dem Anstieg der sich später einstellenden linearen Funktion entsprechen würde. Umgekehrt würde die gemessene Temperatur einer kürzeren Zeit als der tatsächlich gemessenen entsprechen. Es muß demnach ein fixer Zeitbetrag abgezogen werden. Die zeitliche Verzögerung wirkt sich gleichmäßig auf den Verlauf der gesamten Auswertungs-Kurve aus.

### 3 M E S S - A N O R D N U N G

Im folgenden wird eine stationäre, unter labormäßigen Bedingungen erprobte Meß-Anordnung beschrieben, die speziell zur fortlaufenden Feuchte-Messung bei bodenhydrologischen Modell-Versuchen, z.B. an Lysimetern, Permeametern, Evaporimetern, Stechzylindern und Boden-Mischproben, dient und an das Elt-Versorgungs-Netz gebunden ist. Sobald von der Netz-Versorgung unabhängige und dabei genügend empfindliche Meß-Instrumente erhältlich sind, läßt sich die dargestellte Meß-Anordnung ohne weiteres für Messungen im Freiland verwenden.

Die Meß-Anordnung besteht aus:

der Vorrichtung zur Temperatur-Messung an der Sonden-Oberfläche (Meßkreis), gekoppelt mit einem Zeit-Temperatur-Schreiber, und  
der Vorrichtung zur Beheizung der Sonde (Heizkreis).

Elemente der Apparatur sind:

- 1) Sonden: 1a) Heiz-Meß-Sonde, 1b) Bezugs-Sonde,
- 2) Meßkreis: 2a) Nanovoltmeter als Verstärker für 2b) einen nachgeschalteten Schreiber,
- 3) Heizkreis: 3a) Gleichrichter, 3b) regulierbarer Niederspannungs-Konstanthalter, 3c) batteriebetriebenes Schalt-Relais zur verzögerungsfreien Synchron-Einschaltung von Heizkreis und Meßkreis.

### 3.1 TEMPERATUR-MESSUNG (MESSKREIS)

Die beim Aufheizen der Heiz-Meß-Sonde an deren Oberfläche auftretende Temperatur-Erhöhung beträgt bei den hier angewendeten kurzen Meßzeiten maximal nur  $1,5^{\circ}\text{C}$ . Zur sicheren Bestimmung von  $\lambda$  sind Temperatur-Meßgenauigkeiten von  $< 0,01^{\circ}\text{C}$  erforderlich.

Für derartige genaue Temperatur-Messungen bieten sich

- a) Widerstands-Thermometer und b) Thermo-Elemente an.

Widerstands-Thermometer aus metallischen Leitern genügen wegen ihrer geringen temperaturabhängigen Widerstands-Änderung von nur  $\sim 4^{\circ}/100$  pro  $^{\circ}\text{C}$  den gestellten Anforderungen nicht. Infolgedessen lassen sich die Vorteile nicht nützen, die darin bestehen, daß man Beheizung und Messung gleichzeitig in einem Widerstands-Draht geringer Dicke und geringer Wärme-Kapazität (verzögerungsfreie Anzeige) durchführen könnte. Allerdings lassen sich hierbei keine Temperatur-Punktmessungen durchführen. Die Folge sind Störungen durch Stirnflächen-Effekte.

Geeigneter sind nichtmetallische Halbleiter, sog. NTC-Widerstände, die als Thermistoren bezeichnet werden. Bei ihnen beträgt der Widerstands-Temperatur-Koeffizient 2,5 bis 4,5 % pro °C bei 25°C. v. HERZEN u. MAXWELL 1959 (39) und BULLARD u. MAXWELL 1956 (9) verwenden in ihren Heiz-Meß-Sonden winzige Thermistoren, die ähnlich wie Thermoelement-Lötstellen Temperatur-Punktmessungen gestatten. Derartige Thermistoren standen uns nicht zur Verfügung. Die Nachteile, die mit der Verwendung von Thermistoren verbunden sind, bestehen in folgendem: 1. Aufgrund geringer, nicht kontrollierbarer Schwankungen der Material-Reinheit bei der serienmäßigen Herstellung haben die angebotenen NTC-Widerstände Toleranzen von  $\pm 20\%$  ihres Kaltwiderstandes. 2. Aus diesem Grunde und wegen der nichtlinearen Widerstands-Temperatur-Beziehung verlangt jede Heiz-Thermistor-Sonde die Aufnahme einer gesonderten Eichkurve. 3. Infolge Alterung der Thermistoren ist diese Eichkurve in Abständen zu überprüfen, was wegen der exponentiellen Widerstands-Temperatur-Beziehung recht aufwendig ist. 4. Eine registrierende Meßanordnung, wie sie zur exakten Bestimmung von  $\lambda$  erforderlich ist, ist bei der Verwendung von Thermistoren meßtechnisch viel schwieriger herzustellen als bei der Verwendung von Thermoelementen, da sich die Differenzen der Ausgangs-Temperaturen des Meßmediums nicht durch eine einfache Schaltung kompensieren lassen.

Aus den genannten Gründen verwenden wir in Anlehnung an DE VRIES, VAN DER HELD, VOS und KOITZSCH Thermoelemente zur Temperatur-Messung. Als Thermoelemente werden Miniatur-Mantel-Thermoelemente "Thermocoax" der Fa. Philips verwendet (Typen: 2 AB Ac 050 bzw. 2 AB Ac 025). Diese bestehen aus dem Thermopaar Chromel/Alumel und einem rostfreien Stahlmantel, der gegen die beiden Leiter durch ein hochtemperaturfestes Pulver (MgO) isoliert ist. Der Gesamt-Durchmesser dieser Thermocoax-Elemente beträgt 0,50 bzw. 0,25 mm. Die Beziehung zwischen Temperatur und Thermospannung ist in dem zur Frage stehenden Temperatur-Bereich linear und beträgt  $41 \mu\text{V pro } ^\circ\text{C}$ . Wie Abb. 2 zeigt, liegt die Meß-Schweißstelle in der Heiz-Meß-Sonde, die Vergleichs-Schweißstelle in einer Sonde, die durch Einführen in den Boden oder in einen Thermostaten auf beliebiger, aber konstanter Temperatur-Höhe gehalten wird.

Aus Abb. 2 ist ferner ersichtlich, daß die beiden Anschluß-Stellen des Thermoelementes (Thermopaares) an die Kupfer-Verbindungsleitung zum Meßgerät in die Bezugs-Sonde vorverlegt worden sind. Dies hat folgende Gründe: Die Messung der Thermospannung macht eine Verbindung des Thermoelementes mit dem

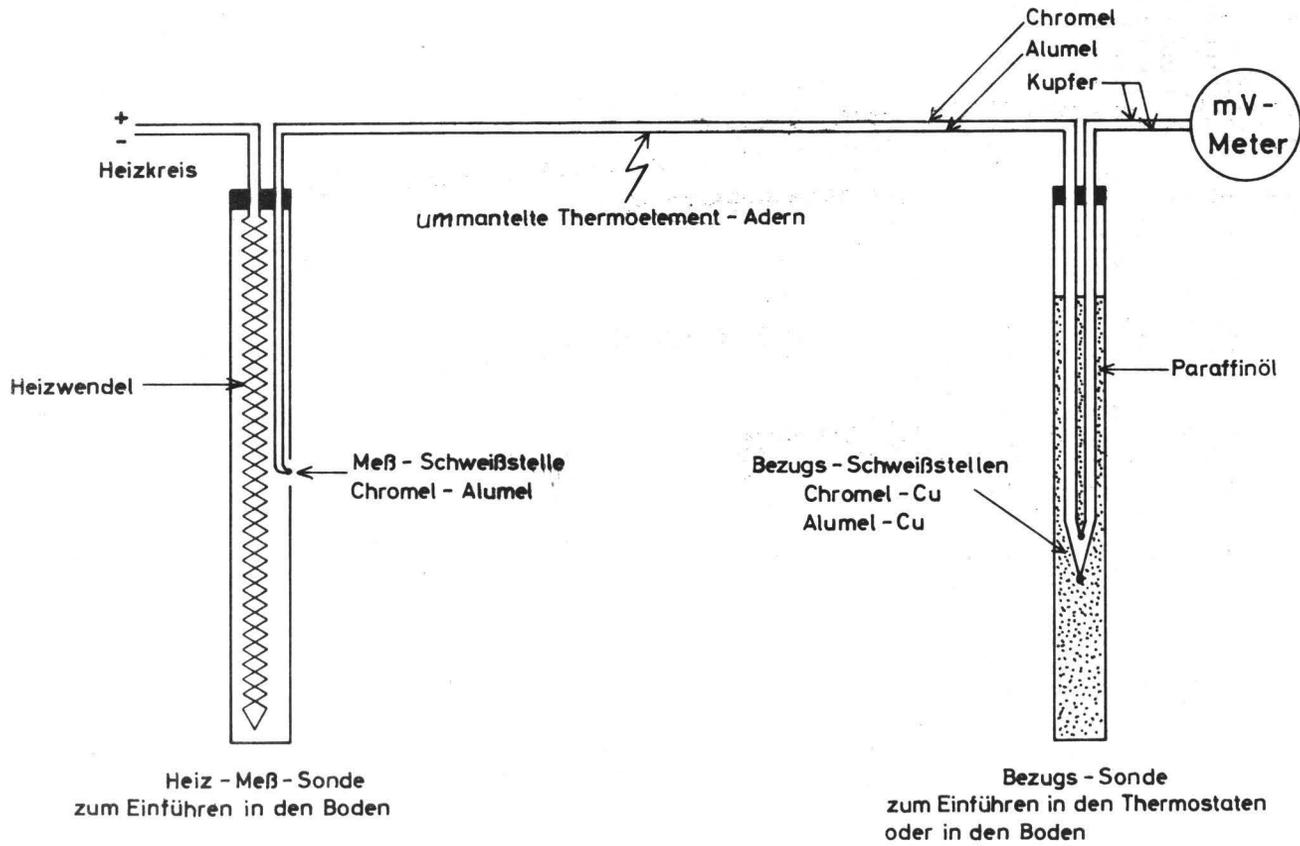


Abb.2: Temperatur - Meßanordnung

Nanovoltmeter notwendig. Dazu lassen sich entweder Ausgleichs-Leitungen verwenden, die aus den gleichen Metall-Legierungen wie das Thermopaar bestehen oder kupferne Verbindungsleitungen. Die Übergänge können in Form von Lötperlen oder Klemmkontakten hergestellt werden. Sowohl bei räumlich getrennt liegenden und daher leicht ungleichmäßig erwärmbaren Lötstellen gleicher Metalle als auch bei allen außerhalb des Meß-Vergleichs-Systems liegenden Klemm- und Löt-Übergängen verschiedener Metalle (z.B. Thermopaar/Kupfer am Meßgerät) können durch Schwankungen der Raum-Temperatur zusätzliche Thermo-Spannungen erzeugt werden, welche das Meßergebnis verfälschen. Sind die an der Temperatur-Meßstelle des Thermoelements zu messenden Temperatur-Differenzen groß, so lassen sich diese Fehler vernachlässigen. Liegen dagegen — wie in unserem Fall — die zu messenden Temperatur-Erhöhungen in der gleichen Größenordnung wie die Schwankungen der Umgebungs-Temperatur, so macht sich der störende Einfluß der Außen-Kontakt-Stellen in der Verbindungsleitung gravierend bemerkbar. Demzufolge ist es empfehlenswert, die Übergangs-Stellen vom Thermopaar auf das Kupfer-Meßleitungs-System vorzuziehen und direkt in der temperaturkonstanten Bezugs-Sonde unterzubringen.

Die Thermo-Spannungen werden mit einem KEITHLEY-Milli-Micro-voltmeter-Modell 149 gemessen. Dieses dient als Verstärker für einen angeschlossenen x-y-Recorder der HOUSTON OMNIGRAPHIC CORP. (Vertr. Kontron, München) Modell HR-98 mit einem zum Synchron-Schalter (siehe Abb. 4, Schalter  $S_2$ ) umgebauten Vor-schub-Schalter. Mit dieser Meß-Einrichtung erfolgt die 0-Punkt-Einstellung vor der Messung nach dem Kompensations-Prinzip. Damit werden eliminiert: Temperatur-Differenzen zwischen der im Meßmedium befindlichen Meß-Stelle und der im Thermostaten befindlichen Vergleichs-Stelle des Thermoelements, die unterschiedlichen Leitungs-Widerstände des Thermoelements und der Verbindungs-Leitungen (wichtig beim gleichzeitigen Anschluß von mehreren Thermoelementen über einen Meßstellen-Umschalter) sowie die an den Übergangs-Stellen des Meß-Systems durch Temperatur-Schwankungen des Raumes ausgelösten Thermo-Spannungen.

Beträgt die zu messende Temperatur-Erhöhung  $1-2^{\circ}\text{C}$  ( $\sim 40-80 \mu\text{V}$ ) so lassen sich maximal  $1000 \mu\text{V}$  ( $\sim 25^{\circ}$ ) durch Zero Suppress kompensieren. Da jedoch stets zusätzliche Thermo-Spannungen aus der Zuleitung hinzutreten, die das Kompensations-Vermögen des Gerätes übersteigen können, und die Meß-

Genauigkeit bei nur geringer Nullpunkt-Herabsetzung größer wird, empfiehlt es sich, die Bezugs-Stelle des Thermoelements etwa auf der Ausgangs-Temperatur des Meßmediums zu halten. Es ist also für die Bezugs-Sonde kein Thermostat notwendig, der bei allen Serien-Messungen die Bezugs-Temperatur auf konstanter Höhe hält. Vielmehr sollte entsprechend den Erfordernissen der Meß-Einrichtung die Temperatur des Bodens als des zu untersuchenden Mediums selbst als Bezugs-Temperatur dienen. Dies geschieht in der Weise, daß man die Bezugs-Sonde in geringem Abstand von der Meß-Sonde in den Boden einführt. Der erforderliche Abstand beträgt nur 1 bis 2 cm. Eine Überschlags-Rechnung zeigt, daß bei den von uns verwendeten kurzen Heiz-Zeiten die meßbare Wärme-Ausbreitung von der Oberfläche der Heiz-Meß-Sonde nur wenige Millimeter beträgt.

### 3.2 ZEIT-MESSUNG

Der verwendete X-Y-Schreiber gestattet, bei einem Zeit-Vorschub von 4 cm/sec noch Zeit-Abschnitte von  $1/50$  sec mit befriedigender Genauigkeit abzulesen. Mit Hilfe des Schreibers werden die Temperatur-Zeit-Werte als "Registrier-Kurve" aufgetragen, die als Grundlage zur Berechnung der spez. Wärme-Leitfähigkeit dient.

### 3.3 HEIZ-MESS-SONDE

Aufgrund der theoretischen Ableitungen sind beim Bau der Heiz-Meß-Sonde folgende Forderungen zu erfüllen:

1. Hinreichende mechanische Stabilität in Bezug auf die Biegefestigkeit, um die Herstellung eines gleichmäßigen Boden/Sonden-Kontaktes zu gewährleisten,
2. Verwendung kreisrunder Metall-Röhrchen von möglichst geringem Durchmesser,

3. Gute elektrische Isolation zwischen Heizwendel, Sondenwandung und Thermopaar,
4. Vermeidung unterschiedlicher Wärme-Übergangs-Widerstände im Innern in den einzelnen Abschnitten der Sonde (z.B. Luftblasen im Epoxyd-Harz).

Die Konstruktion der selbstgebauten Heiz-Meß-Sonden ist aus Abb. 3 ersichtlich: Sie lehnt sich an die von KOITZSCH 1960 ( 22 ) vorgeschlagene an, weicht jedoch insofern ab, als die Temperatur-Meßstelle im Sonden-Mantel untergebracht ist und nicht in der Sonden-Achse in unmittelbarer Nähe des Heizleiters. Hierdurch wird die Summe der im Sonden-Inneren vorhandenen unbekanntenen Wärmeleit-Widerstände (Heizdraht-Isolierung, Epoxyd-Harz-Füllung, Sonden-Mantel) eliminiert und die Sonden-Oberfläche als Wärmequelle für die Wärme-Ausbreitung im Boden behandelt. Somit wird nur der Übergangswiderstand Sonde/Boden und der bodeneigene Wärmeleit-Widerstand erfaßt. Dies erhöht die Empfindlichkeit der Meß-Anordnung ganz erheblich und gestattet die Erfassung geringer Wassergehalts-Unterschiede in dem sonst der Messung nicht zugänglichen Bereich hoher Bodenfeuchte.

#### 3.4 HEIZ-VORRICHTUNG

Auf die Erzeugung einer konstanten Heizleistung in der Heiz-Meß-Sonde ist größter Wert zu legen, da Schwankungen im Temperaturgang, die in die relativ kurze Meßzeit von nur 30 sec fallen, erhebliche Meß-Fehler verursachen. Das Schalt-Schema für den Heizkreis ist in Abb. 4 dargestellt. Die vom Netz über einen Gleichrichter oder von einer Batterie übernommene Betriebs-Spannung von 10-20 V wird von einem Eigenbau-Niederspannungs-Konstanthalter N aufgenommen, welcher für den Heizkreis eine geregelte Ausgangs-Spannung von 8 V liefert. Eine bestimmte Zeit vor Beginn der Messungen wird durch

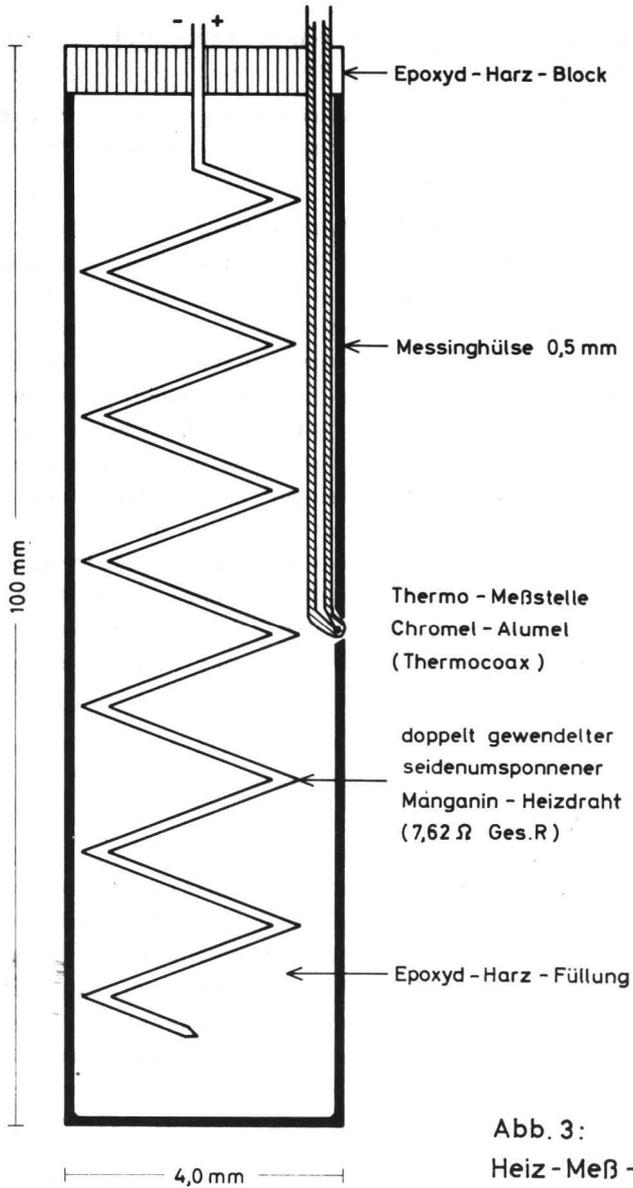
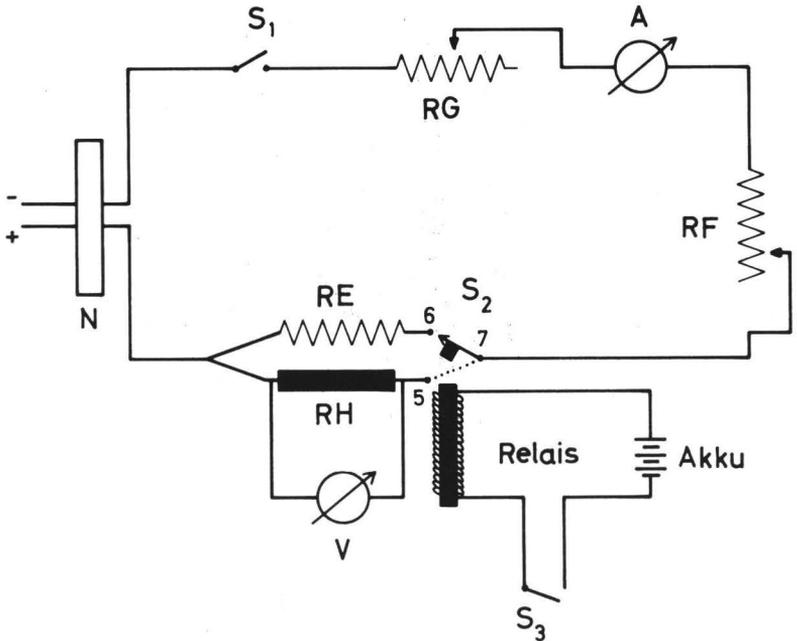


Abb. 3:  
Heiz - Meß - Sonde



**Abb.4: Heizkreis-Schaltschema**

N Niederspannungs-Konstanthalter  
RG, RF Grob- und Feinregulier-Widerstände  
RE Ersatzwiderstand  
RH Heizwendel der Sonde

Betätigung des Schalters  $S_1$  der Heizkreis unter Ausschluß der Heiz-Sonde (RH) und unter Einschaltung eines entsprechenden Ersatz-Widerstandes (RE) geschlossen. Schalter  $S_2$  befindet sich dabei in der Ruhe-Stellung  $6 \rightarrow 7$ . Auf diese Weise erhält das gesamte Zuleitungs-System der Heiz-Sonde eine konstante Betriebs-Temperatur. Es kann sich dadurch auf einen bestimmten Widerstands-Wert einstellen. Ist dieser erreicht, wird Schalter  $S_2$  in Stellung  $5 \rightarrow 7$  gebracht und damit die Heiz-Sonde (RH) eingeschaltet. Das Einschalten muß gleichzeitig mit der Betätigung des Zeit-Vorschub-Schalters am Schreibgerät erfolgen. Um diesen Vorgang möglichst synchron zu gestalten, ist der Zeit-Vorschub-Schalter des Schreibers als Synchron-Schalter  $S_3$  ausgebildet, der das Schalt-Relais betätigt. Das Relais (SIEMENS-Kammrelais, 6 V/1 A) läßt den Schalter  $S_2$  aus der Ruhe-Stellung  $6 \rightarrow 7$  in die Arbeits-Stellung  $5 \rightarrow 7$  springen. In diesem Zeitpunkt beginnt die Messung. Die Heizleistung ergibt sich aus den Ablesungen von Ampere- und Voltmeter (A u. V).

#### 4 KONTROLL - VERSUCHE

Zur Überprüfung der beschriebenen Apparatur bieten sich zwei Wege an:

- 1) Unter Verwendung einer Eich-Substanz von bekannter Wärme-Leitfähigkeit (z.B. Glycerin) wird kontrolliert, ob mit Hilfe der entwickelten Meß-Einrichtung die gleichen thermischen Koeffizienten ermittelt werden;
- 2) Böden, deren  $\lambda$ -Werte nach der hier beschriebenen Methode ermittelt worden sind, müßten bei Verwendung anderer Meß-Verfahren (z.B. Platten-Verfahren) die gleichen Werte liefern.

Da keine Vergleichs-Apparatur zur Verfügung stand, wurde der

erste Weg beschritten. Im folgenden werden Wasser und Glycerin als Eichsubstanzen verglichen, unterschiedliche Sonden-Formen getestet sowie die Heizleistungen modifiziert.

Eichsubstanz: Glycerin hat gegenüber Wasser den Vorteil, daß es bei 0°C eine um mehrere Zehnerpotenzen niedrigere dynamische Viskosität besitzt und damit die Gefahr konvektiven Wärmetransportes vermindert ist. Bei den hier verwendeten kurzen Meßzeiten und geringen Temperatur-Erhöhungen läßt sich jedoch in Wasser genau so gut wie in Glycerin eichen. Die konvektive Beeinflussung der Wärme-Ausbreitung — kenntlich am Abknicken der Auswertungs-Kurve nach oben — wird erst bei längeren Heiz-Zeiten und höheren Heiz-Leistungen beobachtet.

Sondenform: Weil für die Messung im Boden nur stabile Sonden von relativ kurzer, dicker Form in Betracht kommen, soll im folgenden überprüft werden, in wie weit die thermischen Koeffizienten derartiger gedrungener Sonden-Formen von denen langer, dünner Sonden abweichen, die der Ideal-Form angenähert sind.

Heiz-Leistung: Entsprechend der Theorie müssen die aus den Meß-Ergebnissen ermittelten  $\lambda$ -Werte konstant, d.h. unabhängig von der angewendeten Heiz-Leistung sein. Um das zu kontrollieren, wurde die elektrische (Heiz-) Leistung auf das Achtfache (0,1 → 0,8 W) gesteigert. Aus der elektrischen (Heiz-) Leistung [I (z.B. 0,160 A) x U (z.B. 1,22 V)] ergibt sich bei einer Heiz-Sonden-Länge von z.B. 10 cm über das elektrische Wärme-Äquivalent eine spezifische Heizleistung von

$$\frac{Q}{t} \text{ spez.} = 0,00466 \text{ [cal/cm.sec]} \quad (11)$$

Berechnung: Anhand eines Beispiels aus einer Vielzahl von Messungen soll der Auswertungs-Gang dargelegt werden.

Daten:	Versuchs-Substanz	Wasser
	Ausgangs-Temperatur	20°C
	Meß-Sonden-Länge	100 mm
	Meß-Sonden-Durchmesser	4 mm
	elektr. (Heiz-)Leistung	0,160 A x 1,22 V
	Cal. Heiz-Leistung	0,0466 cal/sec
	spez. Heiz-Leistung	0,00466 cal/sec.cm

In Abb. 5 ist die Auswertungs-Kurve ( $\log t = f(T)$ ) dieser Messung wiedergegeben (5a, I). Daneben findet sich die graphische Ermittlung des Korrektur-Faktors (5b, II), der hier  $t_0 = 9,2$  sec beträgt. Man erkennt, daß die durch Addition des Korrektur-Faktors zu den Werten der Auswertungs-Kurve errechnete korrigierte Kurve (5a, II) eine Gerade ergibt. Deren Neigung beträgt

$$\frac{\Delta \log t}{\Delta \text{SKT}} = 0,0247$$

Bevorzugt man statt der graphischen Lösung die numerische Berechnung der Steigung in Meßwert-Intervallen, so ergibt sich eine Streuung von  $\pm 0,0003$ .

Einem Skalenteil (SKT) entspricht ein Temperatur-Wert in °C von

$$T = \frac{\text{SKT} \cdot 0,6}{41 \mu\text{V}}$$

Für die spez. Wärme-Leitfähigkeit ergibt sich nunmehr

$$\lambda = \frac{Q}{4\pi} \cdot 2,303 \cdot \frac{\Delta \log t}{\Delta \text{SKT}} \cdot \frac{41}{0,6}$$

Unter Heranziehung von Gleichung (11) erhält man:

$$\lambda = 0,00144 \text{ [cal/cm} \cdot \text{sec} \cdot \text{°C]}$$

Befund: Die Ergebnisse der Kontroll-Versuche sind in Tab.2 zusammengestellt. Es ergibt sich daraus, daß weder die hier verglichenen Sonden-Formen noch die Variation der Heiz-Leistungen unter den gewählten Versuchs-Bedingungen einen Einfluß auf das Meß-Ergebnis haben. Die Werte für die spezifische

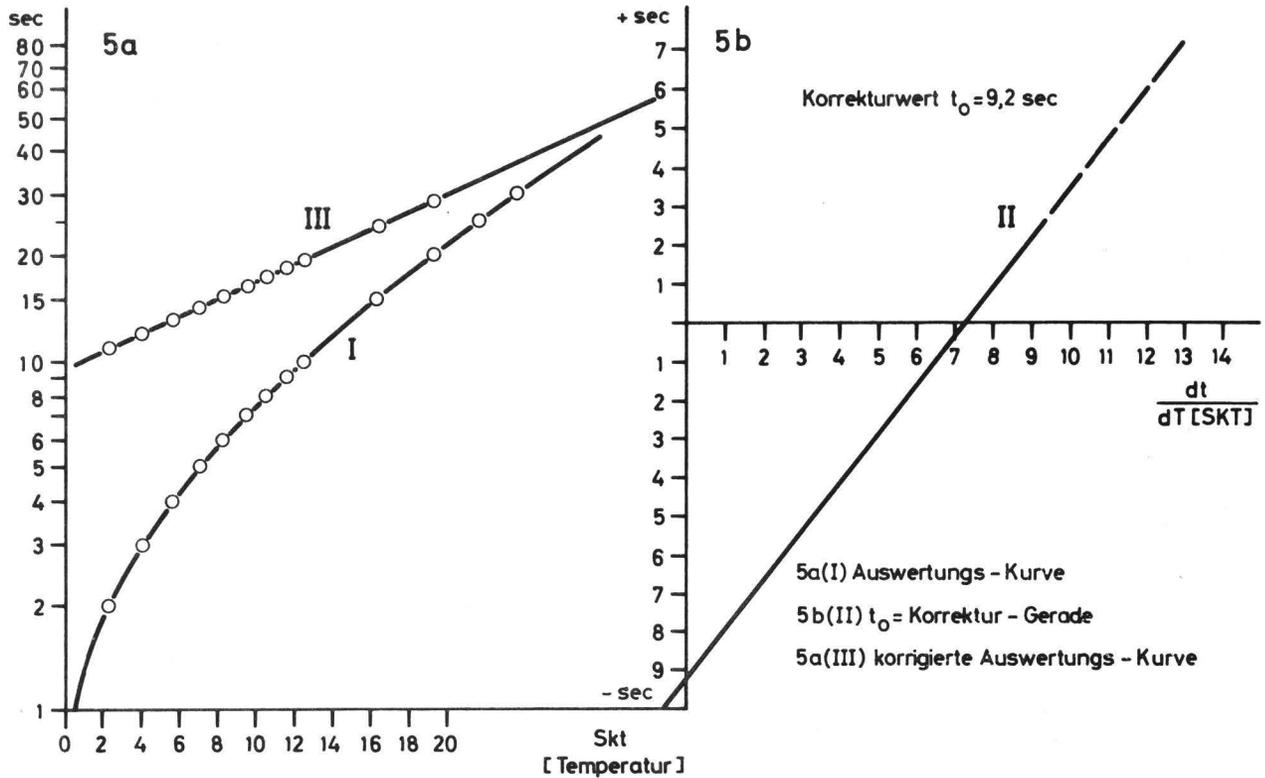


Abb. 5: Auswertungs - Beispiel einer Kontrollmessung in Wasser

Wärme-Leitfähigkeit kommen sehr nahe an die in der Literatur angegebenen Werte heran.

Tab. 2: Kontroll-Messungen in Wasser und Glycerin.  
Sonden- und Heiz-Leistungs-Vergleich.

WASSER							
Sonde lang - dünn 150 mm - Ø 1,3 mm			Sonde kurz - dick 100 mm - Ø 4,0 mm				
elektr. Heizleistung			$\lambda \cdot 10^5$	elektr. Heizleistung			$\lambda \cdot 10^5$
A	x	V		A	x	V	
0,175		0,90	146	0,160		1,22	144
0,215		1,10	142	0,175		1,33	143
0,235		1,20	146	0,215		1,64	145
0,275		1,40	143	0,235		1,79	142
0,300		1,53	143	0,245		1,87	148
0,340		1,73	145	0,285		2,17	145
0,400		2,05	143				
GLYCERIN							
Sonde lang - dünn 150 mm - Ø 1,3 mm			Sonde kurz - dick 100 mm - Ø 4,0 mm				
elektr. Heizleistung			$\lambda \cdot 10^6$	elektr. Heizleistung			$\lambda \cdot 10^6$
A	x	V		A	x	V	
0,145		0,74	704	0,110		0,84	702
0,165		0,84	703	0,120		0,91	708
0,175		0,90	708	0,130		0,99	705
0,185		0,95	708	0,140		1,07	706
0,195		1,00	703	0,150		1,14	703
0,205		1,05	707	0,160		1,22	704
0,225		1,15	705				

Wenn KOITZSCH ( 22 ) feststellen mußte, daß Sonden mit Durchmessern  $> 2,0$  mm keine von der Heiz-Leistung unabhängigen  $\lambda$ -Werte mehr zu ermitteln gestatteteten, so scheint dies damit zusammenzuhängen, daß seine Temperatur-Meßstellen in der Sonden-Achse lokalisiert waren, während sich unsere in der Heiz-Sonden-Oberfläche befinden.

Aufgrund der Befunde ist anzunehmen, daß die im folgenden an Böden ermittelten Wärme-Leitfähigkeiten zumindest in ihrer Größenordnung den Absolutwerten entsprechen dürften.

## 5 F E U C H T E - B E S T I M M U N G I N B Ö D E N

Um die Beziehungen zwischen wechselnden Boden-Wassergehalten und der jeweiligen spezifischen Wärme-Leitfähigkeit zu untersuchen, bieten sich zwei methodische Wege an:

1. Die Einstellung verschiedener Wassergehalte kann in der Weise erfolgen, daß bestimmte Gewichts-Anteile Wasser mit bestimmten Gewichts-Anteilen trockenen Boden-Materials vermischt und auf das gleiche Volumen gebracht werden, soweit dies möglich ist. Bei steigenden Wasser-Gehalten werden nämlich die Bodenteilchen infolge des vermehrt zwischen ihnen eingelagerten Wassers leichter gegeneinander verschiebbar. Das bedeutet folgendes: Bei steigenden Wassergehalten nimmt die Bereitschaft des Boden-Materials hinsichtlich einer Umstrukturierung von einer lockeren zu dichteren "Kugel-Packungen" zu. Damit verstärkt sich die Tendenz einer selbsttätigen sedimentären Verdichtung, die innerhalb der Versuchs-Reihen methodisch nicht eliminierbar ist. Wie zahlreiche Vorversuche gezeigt haben, ist bei einer derartigen Versuchs-Anstellung die Wärme-Leitung nicht nur eine Funktion des Wasser-Gehaltes, sondern auch eine Funktion der unterschiedlichen Trocken-Dichte  $\rho$  des Meß-Mediums.
2. Bei Verwendung ungestörter, z.B. mit Stechzylindern entnommener Bodenproben natürlicher Lagerung kann im  $H_2O$ -Adsorptions- wie auch im -Desorptions-Gang der Wassergehalt innerhalb weiter Grenzen schwanken ( $pF_{-\infty}$  bis zum Schrumpfungspunkt, bei uns  $pF > 4,2$ ) ohne daß nennenswerte Gefüge-Veränderungen eintreten.

Im folgenden berichten wir daher über Vergleichs-Untersuchungen, die in der letztgenannten Weise durchgeführt werden.

Proben-Auswahl und -Entnahme: In Stechzylindern (hier PVC) von der Länge 120 mm und dem Durchmesser 66 mm werden 3 verschiedene Bodenproben mit je 3 Parallelen entnommen. Für den Bodenarten-Vergleich sind aus dem Spektrum der in Süd-Niedersachsen verbreiteten Böden solche ausgewählt, die entweder nach Körnungs- und Gefüge-Art Extreme darstellen (vgl. "Sand", "Lehm") oder die weiteste Verbreitung besitzen (vgl. "Löß"). Ton-Böden werden wegen ihrer schon bei niedrigen Saugspannungen erfolgenden Gefüge-Veränderungen zunächst fortgelassen. - Die Korngrößen-Zusammensetzung der Vergleichs-Proben und die Bodenarten-Ansprache ist in Tabelle 3 wiedergegeben. Es handelt sich bei den Proben aus dem Göttinger Raum um eine saure Braunerde aus pleistozäner, steinfreier Buntsandstein-Fließerde-Decke (Reinhausen, "Lehm"), um einen kalkhaltigen primären Löß (Lehm-Grube Lenglern, "Löß") und um einen marinen Sand aus dem Miocän (Dransfeld, "Sand").

Tab. 3: Korngrößen-Zusammensetzung in Gew.

$\mu \text{ } \emptyset$	630-200	200-63	63-20	20-2	< 2	
"Lehm"	38	12	28	4	18	s x L
"Löß"	-	4	70	12	14	t U
"Sand"	82	13		4	< 1	S

Saugspannungs-Charakteristik: Die Saugspannungs-/Wassergehalts-Werte werden im desorptiven Feuchte-Gang nach vorhergehender völliger Wasser-Aufsättigung im Vakuum wie folgt ermittelt:

pF 1 bis 3 in mehrstöckigen Niederdruck-Töpfen auf 1 bar-Keramik-Platten der Fa. SOIL MOISTURE EQPT., Santa Barbara, Calif., dtsh. Vertr.: Colora G.m.b.H., Hamburg,

pF 3 bis 4,2 in einer speziell für die langen Stechzylinder

erhöhten RICHARDS-Hochdruck-Apparatur auf 15 bar-Keramikplatten (Hersteller wie oben).

Die Gewichts-Abnahmen werden gravimetrisch ermittelt.

Wärmeleit-Charakteristik: Die Bestimmung der spezifischen Wärme-Leitfähigkeit erfolgt gleichzeitig mit der Einstellung der pF-Stufen an denselben Proben in folgender Weise: Nach Erreichen des jeweiligen Gleichgewichts-Wertes von Saugspannung und Wasser-Gehalt wird durch Einstechen der Heiz-Meß-Sonde in die Stechzylinder-Proben die dem jeweiligen Wasser-Gehalt entsprechende Registrier-Kurve aufgenommen.

Um die bereits erörterten Kontakt-Probleme zu umgehen und eine befriedigende Reproduzierbarkeit zu gewährleisten, darf die Sonde beim vertikalen Einführen in die Proben nicht verkantet werden. Bei trockneren Proben mit höherem Eindring-Widerstand muß vor dem Einführen der Sonde mit einem Drill-Bohrer kleineren Durchmessers vorgebohrt werden. Es zeigt sich, daß nach kurzer Einübung im Handhaben der Sonde eine zufriedenstellende Reproduzierbarkeit der Registrier-Kurven erreicht wird (vgl. die Parallelen in Tab. 4). Zur Kontrolle der Meßwerte sei angemerkt, daß ein möglichst flacher Verlauf parallel ermittelter Registrier-Kurven das Vorliegen eines optimalen Kontaktes Boden/Sonde bedeutet. - Die in Tab. 4 angegebenen Meßwerte sind in der Weise kontrolliert worden, daß auf jeder Saugspannungs-Stufe an jeder Parallele je 2 Sonden-Einstiche mit 3 verschiedenen Heiz-Leistungen und 2 verschiedenen Meßzeiten vorgenommen wurden.

Kontakt-Mängel als Fehlerquellen: Wenn die Sonden nicht verkantungsfrei in den Boden eingeführt werden, ergeben sich Abweichungen der ermittelten  $\lambda$ -Werte. Um das Ausmaß dieser Abweichungen festzustellen sind Messungen durchgeführt worden, bei denen die Sonden nach dem Einstechen in unterschiedlichem Maße rotierend gelockert wurden. Mit abnehmendem Kontakt zwischen Boden und Sonde erniedrigen sich die ermittelten spez. Wärmeleit-Werte infolge zunehmender Luft-Ummantelung

Tabelle 4 : Werte für Saugspannung, spez. Wärmeleitfähigkeit und H<sub>2</sub>O-Porenfüllungsgrad für drei verschiedene Bodenarten mit je 3<sup>n</sup>-Parallelen

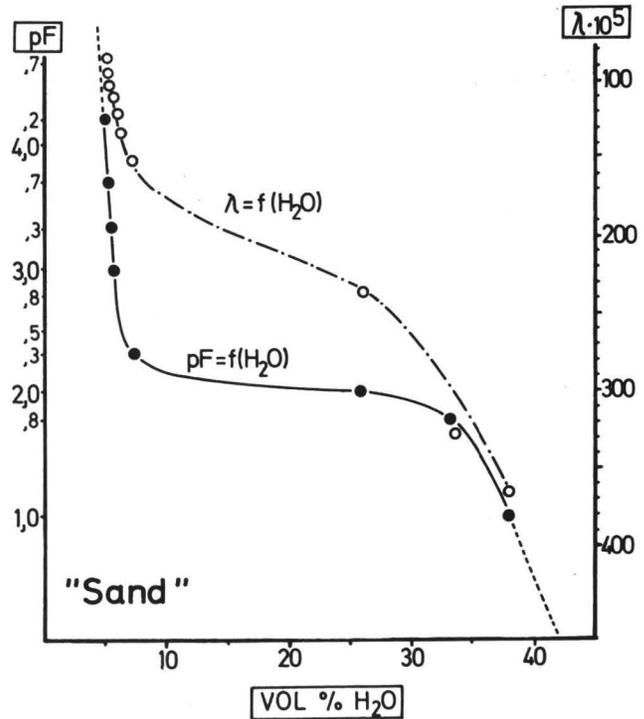
p <sup>F</sup>	Poren- Ø μ		S A N D				L Ö S S				L E H M			
			1	2	3	Ø	1	2	3	Ø	1	2	3	Ø
1	300	PV % λ. 10 <sup>5</sup>	35,9 360	39,8 376	38,3 362	38,0 366	43,2 326	43,0 321	42,7 328	43,0 325	37,2 345	35,2 347	36,1 343	36,1 345
1,78	50	PV % λ. 10 <sup>5</sup>	30,6 347	34,5 363	34,4 352	33,2 354	42,2 308	42,2 302	41,6 308	42,0 306	31,8 282	29,2 278	30,0 271	30,3 270
2,0	30	PV % λ. 10 <sup>5</sup>	23,7 238	26,6 236	27,1 233	25,8 235	40,4 251	39,7 256	40,2 267	40,1 258	29,9 260	27,9 263	28,5 253	28,7 259
2,3	15	PV % λ. 10 <sup>5</sup>	7,84 165	6,44 144	6,96 142	7,08 150					27,6 245	26,6 255	26,9 243	27,0 247
2,5	10	PV % λ. 10 <sup>5</sup>	7,46 140	6,12 133	6,66 131	6,74 134	36,4 215	35,9 223	35,5 216	35,9 218	25,5 235	25,5 250	24,8 233	25,3 239
2,78	5	PV % λ. 10 <sup>5</sup>					31,6 193	31,2 203	29,5 198	30,7 198				
3,0	3	PV % λ. 10 <sup>5</sup>	6,24 121	5,82 126	6,36 118	6,24 122	25,8 163	25,1 171	22,3 161	24,4 165	24,7 225	25,0 241	24,3 227	24,7 231
3,3	1,5	PV % λ. 10 <sup>5</sup>	6,23 102	5,50 118	6,10 105	5,93 108	21,2 157	20,5 156	17,8 146	19,8 153	23,9 232	24,4 234	23,6 221	24,0 229
3,7	0,6	PV % λ. 10 <sup>5</sup>	5,60 76	5,20 110	5,78 97	5,52 94,2	20,7 137	19,9 136	17,5 138	19,4 137	21,1 228	22,2 230	22,2 217	21,8 225
4,2	0,2	PV % λ. 10 <sup>5</sup>	5,50 70	5,10 106	5,62 90	5,41 88,7	10,3 92	9,5 89	8,7 100	9,5 93,6	18,4 161	19,1 155	20,0 164	19,2 160

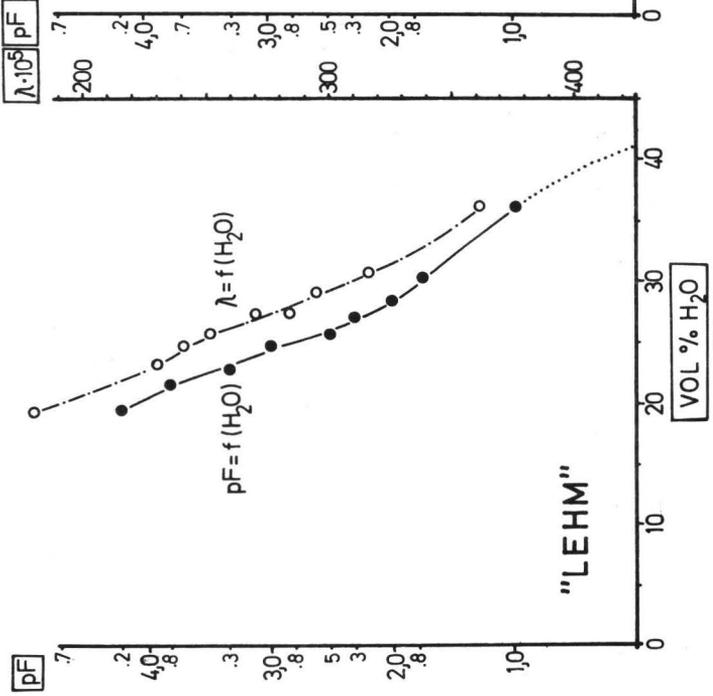
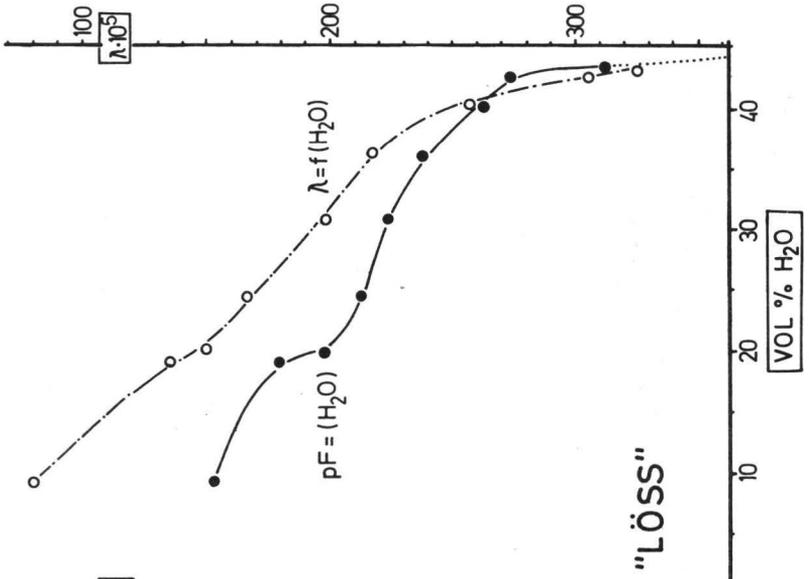
der Sonde. Eine volle rechnerische Korrektur der Auswertungs-Kurve ist nämlich hierbei nicht mehr möglich. Die errechneten  $t_0$ -Werte sind zu klein. Wahrscheinlich hängt das damit zusammen, daß bei ungleichmäßigem Sonden/Boden-Kontakt die Wärme in den einzelnen Abschnitten der Sonde unterschiedlich nach außen abfließt und dadurch eine vertikale Wärme-Bewegung im Sonden-Mantel hervorgerufen wird. Abweichungen der spez. Wärme-Leitfähigkeit, die gleichbedeutend sind mit einer Fehl-Bestimmung des Wasser-Gehaltes von  $> 5 \text{ Vol}\%$  treten jedoch erst dann ein, wenn die Sonde deutlich sichtbar gelockert und drehbar im Bohrloch steckt. Insofern muß das Risiko von Fehl-Messungen bei sorgfältigem vertikalem Einführen der Sonden in den Boden als relativ gering betrachtet werden (vgl. Tab. 4).

$\lambda$ -Feuchte-Eichkurven: In Abb. 6 sind die pF-Kurven ( $pF = f(H_2O)$ ) der 3 Versuchs-Böden getrennt dargestellt. Die  $\lambda$ -Maßstäbe für die zugehörigen Kurven der spezifischen Wärme-Leitfähigkeit ( $\lambda = f(H_2O)$ ) sind so gelegt worden, daß die beiden Kurven möglichst dicht beieinander liegen und leicht zu vergleichen sind.

In allen 3 Beispielen zeigt die spez. Wärme-Leitfähigkeit einen der pF-Kurve grob angeglichenen Verlauf, doch sind die  $\lambda$ -Kurven in ihrem Anstieg durchweg stetiger. Abb. 6 läßt erkennen, daß die Wärme-Leitfähigkeit bei allen drei gewählten Körnungs-Arten eine brauchbare und hinreichend genau zu ermittelnde Meß-Größe für die Bestimmung der Boden-Feuchte innerhalb des gesamten pF-Bereiches zwischen 1 und 4 darstellt. Im ungünstigsten Fall, hier z.B. im mittleren Abschnitt der pF-Kurve vom Sand, in dem die Wasser-Gehalts-Änderung sehr stark, die Saugspannungs- und  $\lambda$ -Abnahme dagegen gering ist, beträgt die Bestimmungs-Genauigkeit für den Wasser-Gehalt ca.  $\pm 1,5 \text{ Gewichts}\%$  (bez. Tr.S.). Die Anwendbarkeit der Methode für die Feuchte-Bestimmung endet im trockenen Bereich an demjenigen Punkt, an dem im Entwässerungs-Gang die Schrumpfung einsetzt und damit die Lösung des Kontaktes zwischen Sonde

Abb. 6:  
 Saugspannungs-/ Wassergehalts - Kurven  
 (pF - Kurven)  
 und  
 spez. Wärmeleitfähigkeits-/ Wassergehalts - Kurven  
 der drei verglichenen  
 Boden - Körnungsarten





und Boden beginnt. Beim Sand, in dem keine Schrumpfung eintritt, erlangt die Methode gerade im trockenen Bereich eine erhöhte Anzeige-Genauigkeit.

Vergleich: Wärme-, Elt-, Wasser-Leitfähigkeit: Mit Hilfe der spez. Wärme-Leitfähigkeit kann also die Feuchte-Änderung des Bodens innerhalb eines weit gespannten pF-Bereiches fortlaufend registrierend verfolgt werden. Die Grenzen dieses Bereiches entsprechen etwa denjenigen, die unter unseren Klima-Verhältnissen während des Jahres-Ablaufes als die natürlichen Saugspannungs-Extreme des Bodens in Erscheinung treten. Schon aufgrund dieser Tatsache erweist sich die Wärme-Leitfähigkeit als eine wesentlich brauchbarere indirekte Wassergehalts-Meßgröße gegenüber der elektrischen Leitfähigkeit. In Abb. 7 sind die spez. Wärme-Leitfähigkeit ( $\lambda$ ), die spez. elektrische Leitfähigkeit ( $\kappa$ ) (Meß-Prinzip siehe (30)) und die spez. hydraulische Leitfähigkeit ( $K$ ) (Meß-Prinzip siehe (24)) als Funktion des Wasser-Gehaltes zusammenfassend anhand des Beispiels "Löb" dargestellt:

Aus der Darstellung geht folgendes hervor:  $K$  und  $\kappa$  zeigen nur innerhalb desjenigen Feuchte-Bereiches des Bodens einen ausgeprägten Gradienten, in dem kohärente Wasserfäden existieren (z.B. Porenwasserfäden, durchgehende Wassermeniskus  $\leftrightarrow$  Wassermeniskus-Kontakt-Stränge). Oberhalb des etwa bei pF 2,5 bzw. 3 liegenden Punktes, bei dem diese kohärenten Wasser-Verbindungen abzureißen beginnen und der Meniskenwasser-Kontakt nur noch über dünne Wasserfilme auf den Korn-Oberflächen hergestellt ist, zeigen die spez. elektrischen und hydraulischen Leitfähigkeits-Werte selbst bei starker fortschreitender Wasser-Abgabe (Einengung der Wasser-Menisken) kaum noch Veränderungen. Die spez. Wärme-Leitfähigkeit hingegen ist aufgrund des nicht ausschließlich an das Bodenwasser gebundenen Transport-Mechanismus der Wärme (geringe Unterschiede der spez. Wärme-Leitfähigkeit zwischen der festen, flüssigen und gasförmigen Boden-Komponente) noch in den Bodenfeuchte-Bereichen aufgrund eines hinreichenden  $\lambda$ -Gradienten als Meß-Größe verwendbar,

$\lambda \cdot 10^5$

K

$\rho F$

$\kappa \cdot 10^3$

[cal/cm·sec·°C] [cm/d]

[cmho/cm]

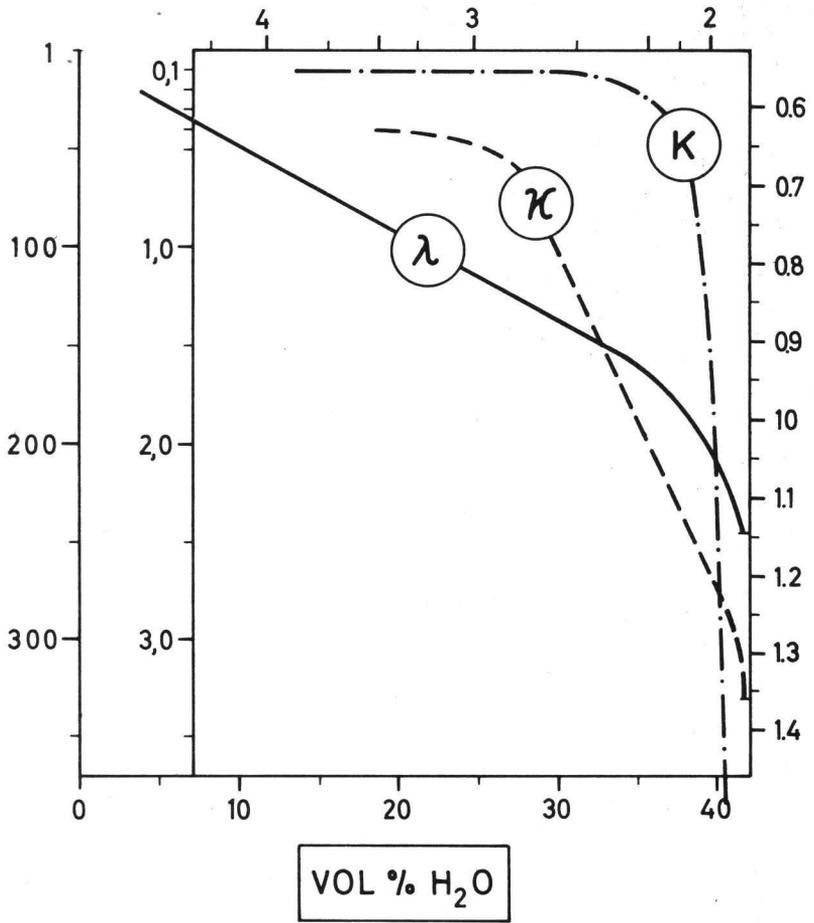


Abb. 7: Leitfähigkeiten in Abhängigkeit vom Wassergehalt in Lößmaterial

- λ spez. Wärme - Leitfähigkeit
- κ spez. ELT - Leitfähigkeit
- K hydraulische Leitfähigkeit

in denen nur noch Wasser-Menisken an den Korn-Berührungs-Stellen existieren und eingeeengt werden. Diese Zusammenhänge bedürfen einiger theoretischer Erörterungen:

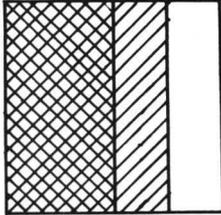
Deutung der  $\lambda$ -Kurven: Der Umstand, daß die  $\lambda$ -Kurven nicht in linearer Abhängigkeit vom Wassergehalt stehen, sondern sich m.o.w. dem Verlauf der pF-Kurven anpassen — besonders auffällig beim "Sand"—erklärt sich aus der Tatsache, daß der Verteilungs-Zustand des Wassers im Boden auf den jeweiligen Entwässerungs-Stufen von wesentlicher Bedeutung für den Betrag der spez. Wärme-Leitfähigkeit ist. Um dieses näher zu erläutern und zu überprüfen, ob die von uns gemessenen Kurven mit den theoretischen Erwartungen in Einklang stehen, bedienen wir uns im folgenden eines Rechen-Modelles. Stellen wir uns die feste Substanz des Bodens (50 Vol%) und den Poren-Raum (50 Vol%) in Form kleiner gleichgroßer Würfel verteilt vor, die auf- und nebeneinander gestapelt sind! Dann ergeben sich 3 verschiedene Vierer-Elementar-Zellen, von denen zwei sich thermisch gleich verhalten (I u. II). Die Würfel, die den Hohlraum-Anteil darstellen, sollen zunächst ausschließlich mit Luft gefüllt sein und dann langsam in Pfeil-Richtung entweder von unten nach oben oder von links nach rechts mit Wasser angefüllt werden. (Skizze 1, S. 101)

Legen wir die vorn angegebenen spezifischen Wärme-Leitfähigkeiten für die festen, flüssigen und gasförmigen Volumen-Anteile zugrunde, so ergeben sich für das betrachtete System die in der schematischen Darstellung angegebenen maximalen und minimalen spezifischen Wärme-Leitfähigkeiten.

Man ersieht daraus, daß eine Verstärkung der senkrecht zur Richtung des Wärme-Stromes angeordneten Wasser-"Lamellen" einen ausgeprägten Gradienten für  $\lambda$  bewirkt, während die Verdickung der parallel zum Wärme-Strom orientierten "Lamellen" keine wesentliche Erhöhung für  $\lambda$  ergibt. Im Boden liegen beide Extreme je nach Entwässerungs-Grad in verschiedenen Mischungs-Anteilen vor.

Skizze 1

I u. II  
fest flüss.gasf.

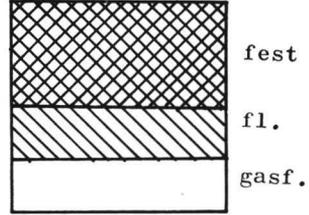


Reihenschaltung  
u. Addition d. spez.  
Wärmeleit-Widerstände

0 Vol % Wasser  $10 \cdot 10^{-5}$   
50 Vol % Wasser  $252 \cdot 10^{-5}$

Richtung des  
→  
Wärmestromes

III



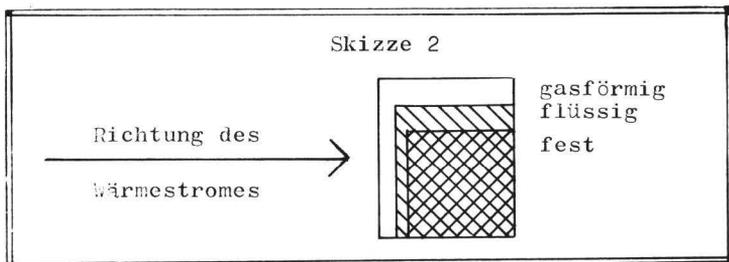
Parallelschaltung  
d. Widerstände u.  
Addition d. spez.  
Wärme-Leitfähigkeiten

$\lambda$   $2082 \cdot 10^{-5}$   
 $\lambda$   $2145 \cdot 10^{-5}$

In Abb. 8 sind die  $\lambda$ -Eichkurven der Abb. 6 noch einmal mit einheitlichem Maßstab dargestellt. Dazu ist die Kurve der spez. Wärme-Leitfähigkeit eines Würfel-Modells aufgetragen, für das folgende Annahmen gelten:

Feste Substanz 55 Vol%, Poren-Raum 45 Vol%; bei der Aufnahme von Wasser in das trockene Würfel-"Gitter" soll sich die flüssige Phase in gleichmäßig dicken Filmen auf die Würfel-Oberflächen verteilen bis alle Poren mit Wasser aufgefüllt sind.

Bei der Berechnung wurde davon ausgegangen, daß sich die wasser- und luftgefüllten Hohlräume des Würfel-Modells wie dargestellt vereinfachend um einen Feststoff-Würfel herum anordnen lassen:(Skizze 2,S.102)



Nach den Regeln für parallel und In-Reihe-geschaltete Widerstände lassen sich die in Abb. 8 dargestellten Leitfähigkeitswerte errechnen.

In ähnlicher Weise wurden Kugel-Modelle (kubisch lockerste; hexagonal dichteste) berechnet, deren  $\lambda$ -Kurven im Gegensatz zu der konvexen Würfel-Modell-Kurve eine flach konkave Krümmung aufweisen, wobei die erhaltenen Rechen-Werte in der Größenordnung unserer Meßwerte liegen.

Die an Böden ermittelten spez. Wärme-Leitfähigkeits-Kurven zeigen besonders in ihrem unteren Abschnitt eine recht gute Annäherung an die theoretische Kurve des berechneten Würfel-Modells. Trotz der Naturferne des Würfel-Modells mit seinen "Lamellen"-Poren ist zu erkennen, daß Böden mit einem hohen Wasser-Sättigungsgrad, bei welchem innerhalb des Poren-Raumes ein kohärentes Netz oder Gerüst von Wasser-Fäden und -Lamellen ausgebildet ist, in ihren thermischen Eigenschaften sich annähernd wie das verwendete Würfel-Modell verhalten. Tatsächlich zeigt sich in Dünnschliffen verdichteter Löß-Böden, daß die Zahl der durch flächenhafte Korn-Berührung gebildeten Lamellen-Poren, die sich bei Saugspannungs-Änderung sprunghaft entleeren oder auffüllen, einen erheblichen Prozentsatz des Gesamt-Porenvolumens ausmacht.

Oberhalb des bereits erwähnten "Abriß"-Punktes des kohärenten Bodenwassers, d.h. in dem Bereich, in dem nur noch Menisken-Brücken zwischen den Körnern existieren, gleicht sich der Verlauf der  $\lambda$ -Kurven unserer Böden den am Kugel-Modell errechneten konkaven  $\lambda$ -kurven an. Dies wird besonders an der Kurve des "Sandes" deutlich, bei dem der "Abriß"-Bereich bereits

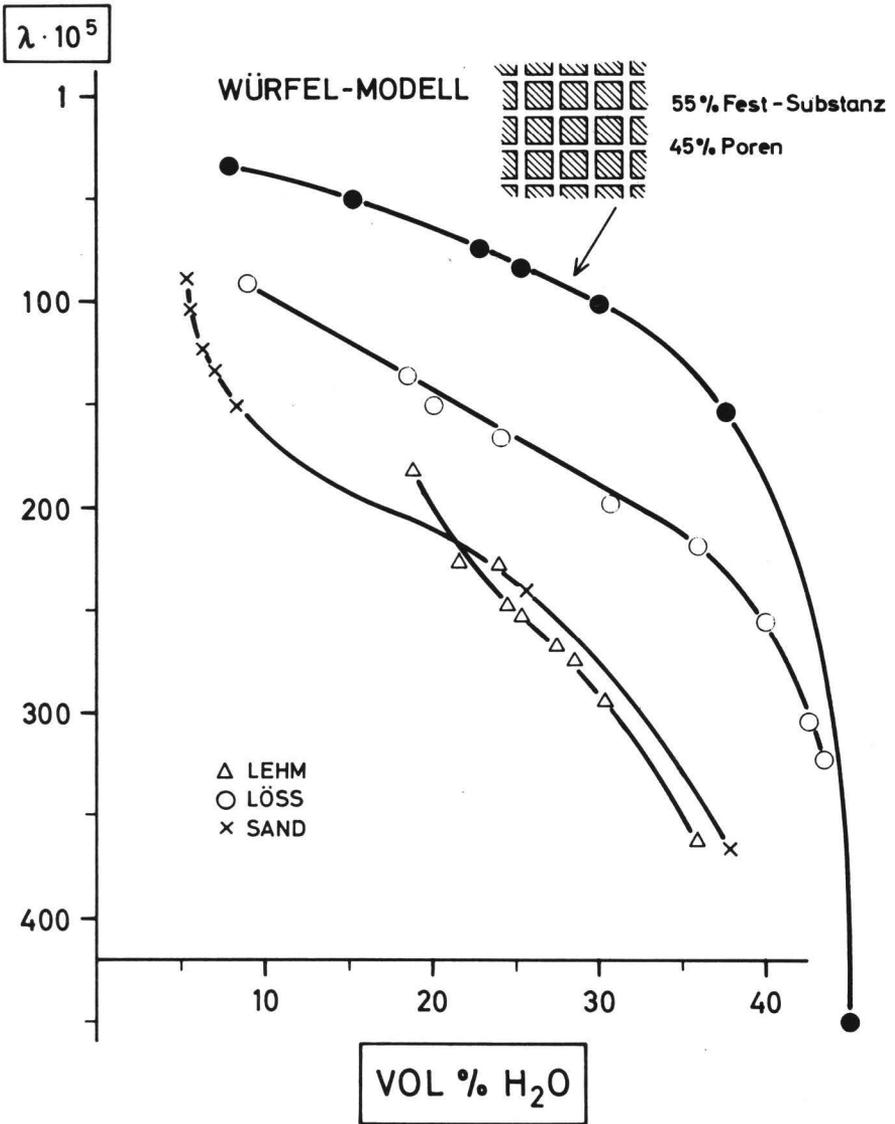


Abb. 8 : Spez. Wärmeleitfähigkeit/Wassergehalt - Kurven der drei Vergleichs-Böden in Gegenüberstellung zu einer für ein Würfel-Modell berechneten Kurve.

bei 33 Vol%  $H_2O$  erreicht ist. Beim Löß ist die Tendenz zur Konkavität lediglich aus der Streckung der  $\lambda$ -Kurve abzulesen.

Die letzte Darstellung zeigt einerseits, daß die an den Böden ermittelten  $\lambda$ -Werte in ihrer Größenordnung durch die modellmäßig errechneten bestätigt werden. Andererseits passen sich die ermittelten  $\lambda$ -Kurven der Böden, wenn auch modifiziert durch die jeweiligen strukturellen und körnungsmäßigen Besonderheiten, recht gut den theoretisch zu erwartenden Wärmeleit-Kurven an. Damit ist indirekt eine weitere Kontrolle und Bestätigung der vorgeschlagenen Methode zur Ermittlung  $\theta$  Bodenfeuchte mit Hilfe der spezifischen Wärme-Leitfähigkeit gegeben.

## 6 Z U S A M M E N F A S S U N G

1. Die Arbeit befaßt sich mit der Methode der spez. Wärme-Leitfähigkeits-Messung zur Feuchte-Bestimmung in Böden. Diese Methode wird hier zunächst für registrierende Messungen an ungestörten Böden in Modell-Versuchen (z.B. Stechzylindern, Lysimetern) unter labormäßigen Bedingungen weiter entwickelt.
2. Aufgrund ausführlicher theoretischer Betrachtungen wird der Messung der instationären Wärme-Leitung der Vorzug gegeben und über den empirischen Temperatur-Zeit-Vergleich hinausgehend die exakte Bestimmung der spezifischen Wärme-Leitfähigkeit als einer absoluten und reproduzierbaren Meß-Größe gefordert.
3. Aus der mathematischen Ableitung für die Wärme-Ausbreitung im zylindrischen Temperatur-Feld werden die Folgerungen für den Bau und den Betrieb der Heiz-Meß-Sonden gezogen: Verhältnis von Länge: Dicke der Sonden, Anordnung des Temperatur-Meß-Punktes, Heiz-Leistung, Heiz-Dauer, Auswertung der Registrier-Kurve sowie Möglichkeiten der rechnerischen Korrektur.

4. Die Meß-Anordnung, bestehend aus der Heiz-Meß-Sonde, dem Temperatur-Meß-Kreis, dem Heiz-Kreis sowie der Einrichtung zur Zeit-Messung, wird diskutiert. Zur Temperatur-Messung werden Thermocoax-Thermoelemente verwendet.
5. Kontroll-Versuche mit thermisch definierten Eich-Substanzen dienen zum Vergleich verschiedener Sonden-Formen, Heiz-Leistungen und Heiz-Zeiten. Darüberhinaus werden an Bodenproben die Fehler überprüft, die durch mangelnden Sonde/Boden-Kontakt hervorgerufen werden können. Entgegen der Theorie lassen sich bei Anbringung der Temperatur-Meß-Stelle an der Sonden-Oberfläche auch gedrungene, stabile Sonden-Formen (100 x 4 mm) verwenden. Es werden Heiz-Leistungen von 0,1-0,3 Watt pro cm Sonden-Länge bei Meß-Zeiten von maximal 35 sec, Temperatur-Erhöhungen an der Sonden-Oberfläche von maximal 1,5<sup>0</sup>C und einem Durchmesser des zylindrischen Temperatur-Feldes von ca. 1 bis 5 mm angewendet.
6. Da mit Hilfe des Temperatur-Differenz-Verfahrens die spezifischen Wärme-Leitfähigkeiten ermittelt werden, spielen die genaue Einhaltung der Meß-Bedingungen, sowie auch die durch wechselnde Qualität des Sonde/Boden-Kontaktes bedingten Störquellen keine für die Wasser-Gehalts-Bestimmung gravierende Rolle.
7. An Böden verschiedener Korngrößen-Zusammensetzung werden die spez. Wärmeleitfähigkeits-Wassergehalts-Eichkurven ermittelt und den Saugspannungs-Kurven gegenübergestellt.
8. Vergleiche zwischen den Wärme-Leitfähigkeits-, ELT-Leitfähigkeits- und Wasser-Leitfähigkeits-Kurven erweisen die hervorragende Eignung von  $\lambda$  als einer indirekten Wassergehalts-Meßgröße, die — unabhängig von der Kohärenz des Porenwassers — in einem weitgespannten pF-Bereich (0 bis > 4) eine starke, vom Wasser-Gehalt abhängige Veränderlichkeit zeigt.

9. Die Interpretation und Kontrolle der erhaltenen  $\lambda$ -Kurven wird anhand von Modell-Berechnungen vorgenommen. Bei hohen Wassersättigungs-Graden lassen sich die Böden näherungsweise als Würfel-Modelle behandeln, oberhalb des Punktes, an dem die Kohärenz des Bodenwassers aufgehoben wird, dagegen als Kugel-Modelle beim Vorliegen von Menisken-Brücken.

Literaturverzeichnis

1. ALBRECHT, F., 1932: Ein Meßgerät für die Messung des Wärmeumsatzes im Erdboden. Meteor.Z. 44, 294-299
2. ALBRECHT, F., 1949: Die Weiterentwicklung der Meßtechnik des Wassergehaltes des Bodens auf thermischer Grundlage. Arch.Met.Geophys.Bioklimatolog. Ser.B, 1, 149-150
3. BECK, A., 1956: The measurement of thermal conductivities of rocks by observations in bore holes. Austral.J.Phys. 2, 286-296
4. BOLLMEYER, K., 1958: Die Bestimmung der Bodenfeuchte aus der Messung der Wärmeleitfähigkeit. Z.Pflanzenernähr.,Düng.,Bodenkd. 80,245-25
5. BRACHT, J., 1949: Über die Wärmeleitfähigkeit des Erdbodens, des Schnees und den Wärmeumsatz im Erdboden. Veröff.Geophys.Inst.Leipzig 14, 145-225
6. BUETTNER, K., 1955: A small portable meter for soil heat conductivity and its use in the O'Neil test. Trans.Am.Geophys.Union 36, 827-830
7. BUETTNER, K., 1955 : Evaluation of soil heat conductivity with cylindrical test bodies. Trans.Am.Geophys Union 36, 831-837
8. BULLARD, E.C., 1954: The flow of heat through the floor of the Atlantic Ocean. Proc.Royal Soc. 222, 408-429
9. BULLARD, E.C., 1956: Heat flow through the deep sea floor. MAXWELL, A.E., Advan.Geophys. 3, 153-181  
BEVELLE, R.R.
10. BULLARD, E.C., 1961: The flow of the heat through the floor of the Atlantic Ocean. Geophys.J. 4, 282-292  
DAY, A.
11. CARSLAW, H.S., 1965: Conduction of heat in solids, 2nd edition, JAEGER, J.C. Oxford University Press, London, 510 p.p.
12. DE VRIES, D.A., 1952: A non-stationary method for determining thermal conductivity of soil in situ. Soil Sci. 73, 83-87
13. DE VRIES, D.A., 1958: On the cylindrical probe method of measuring thermal conductivity with special reference to soils. Austral.J.Phys.11,255-2

14. ECKERT, E., 1966: Einführung in den Wärme- und Stoffaustausch. 3.Aufl., Springer-Verlag Berlin/Heidelberg/New York, 313 S.
15. EDER, F.X., 1956: Moderne Meßmethoden der Physik. Vol.II, Dtsch.Verl.d.Wiss.Berlin, 468 S.
16. EUCKEN, A., ENGLERT, H. 1938: Die experimentelle Bestimmung des Wärmeleitvermögens einiger verfestigter Gase und Flüssigkeiten. Z.f.Ges.Kälte-Industrie 6, 109-115
17. FÖLDI, T., SZONYI, L. 1966: Measurement of soil moisture by determining the temperature gradient. Symposium on water in the unsaturated zone, Wageningen, 19-25 June
18. JAEGER, J.C., 1958: The measurement of thermal conductivity and diffusivity with cylindrical probes. Trans.Am.Geophys.Union 39, 708-710
19. JAEGER, J.C., 1959: The use of the complete temperature-time curves of determination of thermal conductivity with particular reference to rocks. Austral.J.Phys.12, 203-217
20. JANSE, A.R.P., BOREL, G. 1965: Measurement of thermal conductivity in situ in mixed materials, e.g. soils. Neth.J.agric.Sci. 13, 57-62
21. KASPAR, J., 1967: Some remarks on soil moisture measurements by a thermal method. International soil water Symposium Prag Bd. 1, 163-178
22. KOITZSCH, R., 1960: Versuche zur Bestimmung des Wassergehalts des Erdbodens auf thermischer Grundlage. Abh.Meteorol.u.Hydrol. Dienst D.D.R., 8, 9-80
23. KOITZSCH, R., 1967: Erwärmung von dünnen zylindrischen Meßkörpern im Erdboden zur Bestimmung von dessen Wärmeleitfähigkeit und Wassergehalt. Thaer-Arch. 11, 1091-1103
24. KRAMER, W., MEYER, B. 1968: Untersuchungen über die ungesättigte hydraulische Leitfähigkeit von Bodenproben natürlicher Lagerung mit der Doppelmembran-Druckapparatur. Gött.Bdkl.Ber. (im Druck)

25. KRISCHER, O., 1938: Grundgesetze der Feuchtigkeitsbewegung in Trocknungsgütern. Kapillarwasserbewegung und Wasserdampfdiffusion. Z. V.D.J. 82, 373-378
26. KRISCHER, O., 1956: Die Wärmeübertragung in feuchten, porigen Stoffen verschiedener Struktur. Forsch. Ing. Wesen 22, 1-8
27. KRISCHER, O., 1963: Die wissenschaftlichen Grundlagen der Trocknungstechnik, Vol. I, Springer-Verl., Berlin/Göttingen/Heidelberg, 431 S.
28. LEE, W.H.K. 1965: Terrestrial heat flow. Geophysical Monograph Series 8, American Geophysical Union Publ.No. 1288, Washington, 276 S.
29. LINDNER, H., 1964: Über ein Gerät zur Messung des Wassergehaltes und der Temperatur des Bodens mit Hilfe von Thermistoren. Thaer-Arch. 8, 79-
30. MOSCHREFI, N., 1968: Lösssäulen-Modellversuche zur Niederschlagsversickerung und Grundwasserspende bei ungesättigtem Feuchtezustand, Lufteinschluß und unterschiedlichem Grundwasserstand. Gött.ßdkl.Ber. 1, 1-31
31. PFRIEM, H., 1938: Ein nichtstationäres Verfahren zur Messung der Wärme- und Temperaturleitfähigkeit von Flüssigkeiten. Z. V.D.I. 82, 71-75
32. RATCLIFFE, E.H., 1960: The thermal conductivity of ocean sediments. J.Geophys.Res. 65, 1535-1541
33. SHAW, B., 1939: Heat conductivity as an index of soil moisture. J.Amer.Soc.Agron. 31, 886-889
34. SHAW, B., 1940: An electrothermal method for following moisture changes of soil in situ. Soil Sci.Soc.Amer.Proc. 4, 78-83
35. STÅLHANE 1931: Teknisk Tidskrift (1931) zit.n.VAN DER HELD u. VAN DRUNEN ( 37 )  
PYK
36. TSCHUDNOWSKY, A.F., 1966: Methods and devices for measuring moisture, evaporation and available wet ratio of soil based on the analysis of its heat regime. Symposium on water in the unsaturated zone, Wageningen, 19-25 June

37. VAN DER HELD, E.F.M.,1949: A method of measuring the thermal conductivity of liquids.  
VAN DRUNEN, F.G.  
Physica 15, 865-881
38. VAN DER HELD, E.F.M.,1953: On the measurement of the thermal conductivity of liquids by a non-stationary method.  
HARDEBOL, J.  
KALSKOVEN, J.  
Physica 19, 208-216
39. VON HERZEN, R.P., 1959: The measurement of thermal conductivity of deep-sea sediments by a needle probe method.  
MAXWELL, A.E.  
J.Geophys.Res. 64, 1557-1563
40. VOS, B.H., 1956: Measurement of thermal conductivity by a non-steady-state method.  
Appl.Sci.Res.Section A, 5, 425-432

Ulrich, B. :

## **Charakterisierung des Nährstoffzustandes von Böden**

Vortrag beim XIV. IUFRO-Kongress in München 1967

**Göttinger Bodenkundliche Berichte 1, 111-126  
(1968)**

Im Rahmen der Forstwissenschaften hat die Bodenkunde als Hilfswissenschaft die Aufgabe, die Beziehungen zwischen den über den Boden vermittelten Wachstumsfaktoren (insbesondere Wasser und Nährstoffe) und der Entwicklung von Pflanzen bzw. dem Zuwachs aufzuklären. Die erste Frage, die man dabei zu prüfen hat, ist die, ob die vorhandenen Maßstäbe zur Messung des Zuwachses bzw. der Entwicklungsmöglichkeit von Pflanzen andererseits überhaupt sinnvoll und der Aufgabe angemessen sind.

Zur Beantwortung dieser Frage müssen die Beziehungen zwischen Boden und Pflanze auf ein übersichtliches Modell reduziert werden. Eine solche modellmäßige Vorstellung ist z.B. die, daß der pflanzliche Ertrag als Arbeitsleistung aufgefaßt wird. Soweit die Bodennährstoffe an der Erstellung dieser Leistung beteiligt sind, interessiert demnach als Maßstab ihre Fähigkeit, diese Arbeit zu leisten, oder, mit anderen Worten, ihr Energieinhalt.

Bei der Erfassung des Nährstoffzustandes muß der Boden daher als ein System betrachtet werden, das zur Leistung von Arbeit fähig ist. Wir betrachten als einfaches Analogon ein Beispiel aus der Hydrostatik. Die Arbeit, die das in einem Vorratsbehälter gespeicherte Wasser an einem Turbinenrad leisten kann, ist abhängig von

- a) der Höhe der Wassersäule als Maß für den Druck. Unter Druck verstehen wir die auf die Einheit (z.B. der Fläche:  $\text{cm}^2$ ) bezogene Kraft. In der chemischen Thermodynamik tritt an die Stelle des Drucks das chemische Potential als energetische Größe. Druck und Potential sind intensive Größen oder Intensitätsparameter.
- b) der auf einer bestimmten Höhe, also mit einem bestimmten Druck vorhandenen Wassermenge. Analog muß uns der mit einem bestimmten Potential zur Verfügung stehende Nährstoffvorrat interessieren. Menge oder Vorrat sind als Kapazitätsparameter oder Quantitäten extensive Größen.

c) Aus Druck und Menge läßt sich die potentielle Energie erschließen. Um die mit Hilfe des Systems mögliche Arbeitsleistung zu erschließen, muß in dem gewählten Beispiel noch der Rohrdurchmesser bekannt sein. Bei konstantem Wasserdruck bestimmt der Rohrdurchmesser die Fließgeschwindigkeit als die pro Zeit- und Querschnitts-Einheit auf das Wasserrad fallende Wassermenge und damit die Leistung. In der physikalischen Chemie tritt neben die Fließgeschwindigkeit die Diffusionsgeschwindigkeit und die Reaktionsgeschwindigkeit.

Das Beispiel zeigt uns, daß wir zur Erfassung des Nährstoffzustandes von Böden intensive, extensive und kinetische Größen brauchen. Diese Begriffe sind hier im physikalisch-chemischen Sinn gebraucht, sie charakterisieren entsprechende Eigenschaften eines Systems:

Extensive Eigenschaften hängen von der Masse ab. Wird die Masse verdoppelt, so verdoppeln sich auch die extensiven Eigenschaften. Die extensiven Eigenschaften eines Systems setzen sich also additiv aus den entsprechenden extensiven Eigenschaften der verschiedenen Teile des Systems zusammen.

Charakteristische Beispiele für extensive Größen sind Volumen und Gewicht. Da ein Boden in der Natur keine klaren Grenzen hat, sondern einen dreidimensionalen Ausschnitt aus der Pedosphäre darstellt, müssen alle extensiven Größen auf die Fläche und die Mächtigkeit eines oder mehrerer Horizonte bzw. des Solums bezogen werden. Als Flächeneinheit wählt man bei der Charakterisierung eines einzelnen Profils das  $m^2$ , bei der Charakterisierung einer Fläche, z.B. eines Bestandes, den ha.

In Abb. 1 ist als Beispiel die Nährstoffbilanz für einen 100-jährigen Fichtenbestand auf einem sauren Lehmboden dargestellt. Die Angaben für den Bestand sind aufgrund von Ertragstafelwerten und Literatur-Angaben über die Nährstoffgehalte geschätzt, die Angaben für den Auflagehumus und den Mineralboden

**Abb. 1:** Nährstoffbilanz für einen 100 - j. Fichtenbestand  
mittlerer Bonität auf saurem Lehmboden

	$N_t$	$P_t$	$K_u$	$Ca_u$	$Mg_u$
	kg / ha				
Bestand + Vornutzung	1 300	150	760	1 300	150
Auflagehumus 60 t C	1 100	50	40	200	20
50 cm Boden	1 600	800	200	500	130
Gesamtvorrat	4 000	1 000	1 000	2 000	300
Düngergaben ca.	300	70	100	1 000	25
$t = total$	$u = im\ Nährstoffkreislauf\ umgesetzt\ oder\ umsetzbar$				

entsprechen größenordnungsmäßig eigenen Untersuchungen. Im Auflagehumus beziehen sich alle Angaben auf den Gesamtgehalt, im Mineralboden wurden bei den Kationen nur die austauschbaren Vorräte berücksichtigt. Es wird damit versucht, soweit wie möglich die im Nährstoffkreislauf umgesetzten oder umsetzbaren Nährstoffvorräte zu erfassen. Die Tabelle stellt praktisch eine Nährstoffbilanz des Standortes dar. Ihr Informationswert entspricht dem üblichen Informationswert einer Bilanz, übertragen auf den Nährstoffhaushalt eines Standorts. Die Verteilung der Vorräte auf die verschiedenen Straten eines Standorts läßt insbesondere Rückschlüsse zu auf

- a) das Ausmaß der Beanspruchung der Nährstoffvorräte im Boden durch die Vegetationsdecke,
- b) die Auswirkungen einer Vegetationsdecke auf den Nährstoffhaushalt
- c) die Auswirkungen eines Exports vom Standort durch den wirtschaftenden Menschen auf den Nährstoffhaushalt (Nutzung von Teilen des Bestandes, Streunutzung)
- d) die Auswirkungen eines Imports zum Standort z.B. durch Düngung. Zum Vergleich sind einige bei der Forstdüngung in Mitteleuropa übliche Düngermengen in der Abbildung aufgeführt.

Je weiter eine Bilanz aufgeschlüsselt wird, umso aussagekräftiger wird sie, sie verliert gleichzeitig jedoch an Transparenz. Die Bilanz in Tabelle 1 ist daher nur wenig in die verschiedenen Straten aufgegliedert. Die Bilanz wird auch umso aussagekräftiger, je mehr es durch Auswahl entsprechender Methoden gelingt, sie auf die im Nährstoffkreislauf umgesetzten oder umsetzbaren Nährstoffe zu beschränken.

Intensive Eigenschaften sind unabhängig von der Masse und damit nicht additiv. Beispiele für intensive Größen sind (Abb.2)

## **Abb. 2:** Masszahlen für intensive Eigenschaften

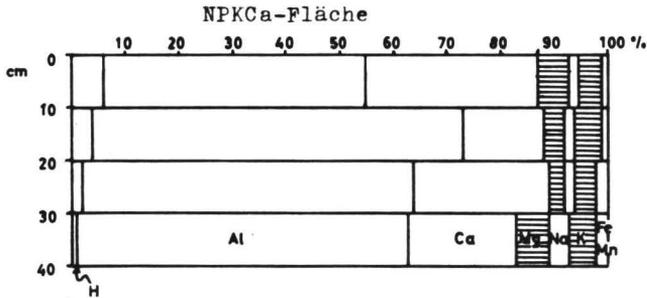
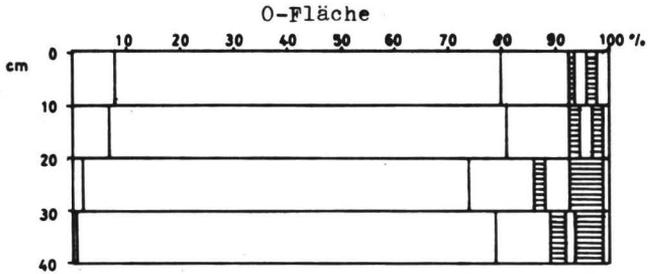
<i>Dimension</i>	<i>Beispiel</i>
a) <i>mg / 100g Boden</i> <i>mval / 100g Boden</i>	<i>pflanzenverfügbare Nährstoffe</i> <i>Austauschkapazität, austauschbare Kationen</i>
b) —	<i>C / N</i> <i>Sättigungsgrad (Äquivalentprozent)</i> <i>z. B. der austauschbaren Kationen</i>
c) <i>Mol / l</i>	<i>pH-Wert</i>
d) <i>Kcal / Mol</i>	<i>chemische Potentiale</i> <i>Schofield'sche Potentiale</i>

- a) alle auf die Einheit des Volumens oder des Gewichts bezogenen Angaben, wie Gehalte an pflanzenverfügbaren Nährstoffen, Austauschkapazität, Gehalte an austauschbaren Kationen
- b) dimensionslose Verhältniszahlen wie C/N-Verhältnis, Sättigungsgrad von austauschbaren Kationen usw. Anstelle Sättigungsgrad würde richtiger von Äquivalentprozenten gesprochen.
- c) Konzentrationen bzw. Aktivitäten von Ionen wie z.B. der pH-Wert
- d) die aus Ionen-Aktivitäten ableitbaren chemischen bzw. elektro-chemischen Potentiale und ähnliche Größen, wie die Schofield'schen Potentiale.

Die unter a) genannten Größen sind schlicht relative Mengenangaben, physikalisch-chemisch ausgedrückt also Konzentrationen, und zwar Konzentrationen im Boden. Vom Benutzer werden sie in der Regel gefühlsmäßig gar nicht als intensive sondern als extensive Größen gewertet und entsprechend benutzt. So hat sich z.B. für die Bewertung des Gehalts an pflanzenverfügbaren Nährstoffen, wie sie nach irgendeiner chemischen Extraktionsmethode ermittelt werden, der Umrechnungsfaktor 1 mg/100 g Boden entspricht 30 kg/ha eingebürgert. Relative, auf die Gewichtseinheit bezogene Mengenangaben sind im Grunde genommen für viele Fälle Durchgangszahlen für die Berechnung extensiver Eigenschaften, ihr Aussagewert als intensive Größen ist häufig recht beschränkt.

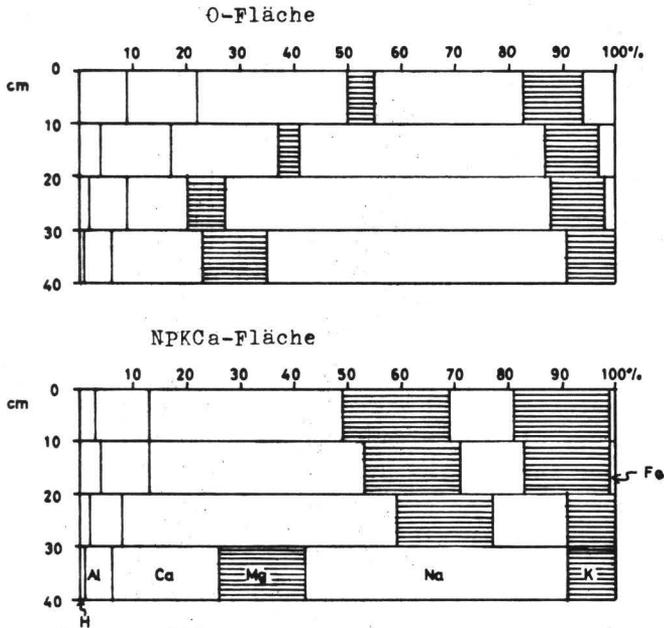
Die unter b) genannten dimensionslosen Verhältniszahlen sind als intensive Größen wesentlich aussagekräftiger. Sie erlauben insbesondere, verschiedene Böden oder allgemeiner verschiedene Bildungen miteinander zu vergleichen. Als allgemein bekanntes Beispiel sei das C/N-Verhältnis angeführt: Man charakterisiert mit ihm den Ernährungszustand von Bäumen, die Zersetzbarkeit der Streu, den Stickstoff-Haushalt des Bodens und kann über das C/N-Verhältnis Relationen zwischen diesen drei

Abb. 3 : FA. Gahrenberg Abt. 46  
 Fichte 45 j., Hang-Stagnogley  
 austauschbare Kationen (1 n  $\text{NH}_4\text{Cl}$ )



Düngung: 1950 : 100 dz Branntkalk  
 1962-64: 1200 kg Kalkammonsalpeter  
 pro ha 1800 kg Thomasphosphat  
 1800 kg Kalimagnesia

Abb. 4 : FA. Gahrenberg Abt. 46  
 Fichte 45 j., Hang-Stagnogley  
 Zusammensetzung der Gleichgewichts-Bodenlösung  
 (Äquivalentprozente)



Düngung: 1950 : 100 dz Branntkalk/ha  
 1962-64: 1200 kg Kalkammonsalpeter  
 pro ha 1800 kg Thomasphosphat  
 1800 kg Kalimagnesia

Straten zahlenmäßig erfassen.

Weitere Beispiele sind einer eigenen Veröffentlichung über den Nährstoff-Haushalt staunasser Standorte entnommen. Sie können hier nicht im einzelnen besprochen sondern nur beispielhaft vorgestellt werden.

Abb. 3 gibt die Äquivalentprozesse der austauschbaren Kationen der obersten 40 cm eines nicht gedüngten und eines gedüngten Fichtenbestandes wieder. Trotz unterschiedlicher Austauschkapazitäten in den verschiedenen Bodentiefen, bedingt durch unterschiedlichen Humusgehalt, lassen die Äquivalentprozente den Düngungserfolg erkennen: Die durch Düngung zugeführten Nährstoffe Ca, Mg und K haben ihren Anteil an der Austauschbelegung auf Kosten des Al erhöht. Durch Verwendung des Sättigungsgrades bzw. des Äquivalentprozents können also Böden mit unterschiedlicher Austauschkapazität verglichen werden.

In gleicher Weise kann die Zusammensetzung der Gleichgewichts-Bodenlösung charakterisiert werden (Abb. 4). Der Düngungseinfluß kommt in der Gleichgewichts-Bodenlösung eher noch stärker zum Ausdruck, er äußert sich hier jedoch auch sehr stark in einer Verringerung des Anteils von Na an der Kationenzusammensetzung der Gleichgewichts-Bodenlösung.

Die Erklärung für den unterschiedlichen Düngungseinfluß auf Gleichgewichts-Bodenlösung und Kationenbelegung gibt Tab. 1. Hier ist für jedes Kation das Verhältnis zwischen Äquivalentprozent am Austauscher ( $X^S$ ) und Äquivalentprozent in der Gleichgewichts-Bodenlösung ( $X^L$ ) berechnet worden. Dieses Verhältnis wird als Sorptionsselektivitäts-Koeffizient bezeichnet. Niedere Selektivitäts-Koeffizienten (Na) zeigen eine geringe Bindungsfestigkeit am Austauscher an, hohe Selektivitäts-Koeffizienten (Al) dagegen eine große Bindungsfestigkeit.

Wir sehen an diesem Beispiel, daß die Verhältnisse der Äquivalentprozente zweier Phasen desselben Systems die Verteilung einer Komponente zwischen den zwei Phasen wiedergeben und

damit Aussagen über Selektivität bzw. Diskriminierung bei Gleichgewichts-Reaktionen bzw. über Bindungsfestigkeiten zu lassen.

Diese Überlegung kann auch auf das System Boden - Pflanze ausgeweitet werden (Tab. 2). Von Interesse ist hier die Selektivität der Kationenaufnahme. Man berechnet die Aufnahme-Selektivitäts-Koeffizienten im einfachsten Fall als Verhältnis zwischen den Äquivalentprozenten eines Kations in den Blattorganen bzw. der Streu und in der Gleichgewichts-Bodenung. Man kann darüber hinaus die Kationenaufnahme auch mit Hilfe extensiver Größen pro Flächeneinheit berechnen und dann die Äquivalentprocente der aufgenommenen Kationen bilden. Dieser Weg muß begangen werden, wenn die im jährlichen Zuwachs festgelegten Nährstoffmengen und die mit der Kronenauswaschung auf den Boden zurückkehrenden Nährstoffmengen (K) bei der Berechnung des Bruttoaufnahme-Selektivitätskoeffizienten berücksichtigt werden sollen.

Dimensionslose Verhältniszahlen haben demnach bereits eine erhebliche Aussagekraft. Man muß allerdings darauf achten, daß bei der Bildung einer Verhältniszahl Zahlenpaare sinnvoll kombiniert werden, daß also die zueinander in Relation gesetzten Meßgrößen einem in der Natur vorhandenen Zusammenhang entsprechen.

Unter c) sind bei den Maßzahlen für intensive Eigenschaften Konzentrationen bzw. Aktivitäten von Ionen genannt. Die allgemeine Anwendbarkeit derartiger intensiver Meßgrößen ist vom pH-Wert her bekannt: Der pH-Wert genießt hohes Ansehen in der Biologie und den Geowissenschaften, und über seine Bedeutung für die Charakterisierung des Bodens braucht nichts gesagt zu werden. Bei seiner universellen Bedeutung ist es umso erstaunlicher, daß er theoretisch als Einzelionenaktivität gar nicht meßbar ist, meßbar ist nur die Aktivität eines Ionenpaares, bestehend aus Kation und Anion. Der pH-Wert ist aber nicht nur deshalb eine konventionelle Meßgröße. Er ist auch

**Tab. 1** : Gahrenberg Abt. 46, Stagnogley  
Sorptions-Selektivitätskoeffizienten

cm	Na	K	Ca	Mg	Al
0 - 10	0,095	0,25	0,64	0,23	6,4
10 - 20	0,093	0,28	0,43	0,17	7,4
20 - 30	0,076	0,48	0,75	0,22	10,8
30 - 40	0,058	0,52	0,75	0,39	12,6
∅	0,080	0,38	0,64	0,23	9,3

**Tab. 2** : Gahrenberg Abt. 46,  
Fichte 45 j., Hang-Stagnogley  
0-Fläche

	Na	K	Ca	Mg	Al	Fe
Äquivalentanteil in 5 j. Nadel $\bar{x}^{B5}$	0,012	0,15	0,68	0,11	0,019	0,0069
Äquivalentanteil in Bodenlösung 0-40 cm $\bar{x}^{\bar{L}}$	0,50	0,10	0,20	0,072	0,10	0,027
Aufnahmeselektivitäts- Koeffizient $\bar{x}^{B5} : \bar{x}^{\bar{L}}$	0,024	1,4	3,4	1,5	0,19	0,26
Bruttoaufnahmeselektivitäts- Koeffizient $\bar{x}^K + B5 : \bar{x}^{\bar{L}}$	0,048	2,2	2,8	1,1	0,85	0,74

von den Meßbedingungen abhängig, und wir können im Grunde nur für eine standardisierte Art der pH-Messung vom pH-Wert des Bodens sprechen: Z.B. vom pH in Wasser bzw. in KCl- oder  $\text{CaCl}_2$ -Lösung bestimmter Konzentration.

Trotz der eminenten praktischen Brauchbarkeit sind Meßgrößen wie der pH-Wert daher für physikalisch-chemische Berechnungen nicht unmittelbar verwendbar. Eine Ausnahme macht der pH-Wert der Gleichgewichts-Bodenlösung, der zusammen mit anderen in der Gleichgewichts-Bodenlösung gemessenen Ionenaktivitäten zu Berechnungen auf der Grundlage des Massenwirkungsgesetzes verwendet werden kann. Der Versuch, für solche Meßgrößen eine breitere, auf theoretischen Grundlagen fundierte Anwendung zu finden, führt unmittelbar zum chemischen Potential bzw. zum Schofield'schen Potential.

Die Schofield'schen Potentiale werden auf der Grundlage von Ionenaktivitäten  $a$  in der Gleichgewichts-Bodenlösung definiert. Als Maß des Energieinhalts der Festphase werden also Messungen in der von der Festphase abgetrennten Gleichgewichtslösung benutzt. Die zu berücksichtigenden Ionenaktivitäten ergeben sich aus der Anwendung des Massenwirkungsgesetzes, des elektrochemischen Potentials oder ähnlicher Beziehungen auf das Gleichgewichtssystem Boden-Bodenlösung; hierbei werden bestimmte und mehr oder weniger gesicherte Annahmen über die Bindungsformen der Nährstoffe im Boden gemacht. Als Schofield'sche Potentiale ergeben sich unter Berücksichtigung der Ionen-Wertigkeit  $z$  gebildete Verhältnisse oder Produkte von Ionenaktivitäten. Die Definition der Schofield'schen Potentiale erfolgt so, daß sie konstante Größen im Gleichgewichtssystem Boden-Bodenlösung darstellen. Änderungen der Elektrolytkonzentration der Gleichgewichts-Bodenlösung, die so vorgenommen werden, daß der Zustand der Festphase nicht geändert wird, haben keinen Einfluß auf das Schofield'sche Potential, obwohl die chemischen Potentiale der beteiligten Ionen geändert werden. Die Schofield'schen Potentiale sind also unab-

hängig von der Elektrolytkonzentration der Gleichgewichtslösung.

Die Betrachtung Schofield'scher Potentiale ist ein noch recht junger Entwicklungszweig der Bodenchemie. Die Forschung über Methodik und Anwendung ist noch voll im Fluß, der im Umdruck vorliegende Vortragstext<sup>\*)</sup> enthält die mir zugänglich gewordenen Literaturstellen und soll den Interessenten zu Einzelfragen hinführen. An dieser Stelle soll nur noch kurz auf die Anwendung des Schofield'schen Potentials eingegangen werden, wobei wir uns auf seine Eignung zur Charakterisierung des Nährstoffzustands von Böden beschränken wollen. Ziel ist die Aufschlüsselung der Nährstoffvorräte im Boden, also der Quantitäten, nach ihrem Energieinhalt, der Intensität. Es interessiert also die Quantität/Intensität-Beziehung, bei der die Quantität  $Q$  als Funktion der Intensität  $I$  dargestellt wird. Dieses Modell hat sich beim Bodenwasser schon außerordentlich bewährt. Die  $Q/I$ -Beziehung wird hier durch die Wasserspannungskurve ( $pF$ -Kurve) realisiert und gehört heute zum Lehrbuchwissen. Sie ist der Ausgangspunkt aller Überlegungen und Untersuchungen zum Wasserhaushalt eines Bodens oder eines Standorts. Als Meßgrößen finden wir beim Bodenwasser für die Quantität  $Q$  die Wassermenge pro Einheit Boden, für die Intensität  $I$  die Saugkraft des Bodens, gemessen in atm, cm WS oder  $pF$ . Analog wird der Nährstoffzustand des Bodens beschrieben. Als Meßgröße für die Quantität  $Q$  benutzen wir Nährstoff-Teilmengen pro Einheit Boden, für die Intensität  $I$  die aus der Analyse der Gleichgewichts-Bodenlösung gewonnenen Schofield'schen Potentiale. Bei der Charakterisierung durch die Quantität/Intensität-Beziehung erfahren Wasser und Nährstoffe eine auf der Grundlage der klassischen Thermodynamik beruhende identische Behandlung. Die auf dieser Grundlage beruhende

---

\*) ULRICH, B.: Erfassung des Nährstoffzustands von Böden.

XIV. IUFRO-Kongress, Referate, Bd. II, 51-71, München (1967)

Charakterisierung des Wasser- bzw. Nährstoff-Haushalts von Böden hat statischen Charakter, sie stellt also eine Zustandsanalyse dar. Das angewandte Modell ist also nicht in der Lage, die Nährstoffaufnahme der Pflanze zu beschreiben. Zu diesem Zweck ist das Modell um Überlegungen zu ergänzen, die den Nährstofftransport im Boden, an der Phasengrenze zwischen Boden und Pflanze und in der Pflanze betreffen. Auch mit solchen Überlegungen beschäftigt sich die Bodenkunde, doch würde es zu weit führen, die hierfür entwickelten Modelle im Rahmen dieses Vortrags zu diskutieren. Immerhin erlaubt das angewandte Modell grundsätzlich, das Teilsystem Boden-Bodenlösung mit dem Teilsystem Nährlösung bzw. Bodenlösung-Pflanze zu verknüpfen. Was unter dieser Verknüpfung zu verstehen ist, sei am Beispiel des Bodenwassers gezeigt. Hier wird sowohl die Saugkraft des Bodens als auch die Saugkraft der Pflanze in gleicher Dimension gemessen, z.B. in at. Erst auf dieser Grundlage ist es möglich, pflanzenverfügbares und totes Wasser voneinander zu trennen: Der bei ca. 15 at Saugkraft liegende permanente Welkepunkt gibt an, daß bei höheren Saugkräften im Boden die Saugkraft der Wurzeln nicht mehr ausreicht, um die Pflanzen dem Boden Wasser entziehen zu lassen. Schon lange vor Erreichen des permanenten Welkepunktes wird jedoch die Wasserversorgung der Pflanzen kritisch. Daß sie kritisch wird, hängt mit der Kinetik zusammen: Der potentielle Wasserverbrauch durch die Pflanze ist größer als die durch die Fließgeschwindigkeit des Wassers im Boden begrenzte Wasseraufnahme. Diese Differenz zwischen zwei kinetischen Größen führt trotz absoluten Vorhandenseins an pflanzenverfügbarem Wasser im Boden zu einer angespannten Situation in der Wasserversorgung der Pflanze. Dieses Beispiel möge die Grenzen des angewandten Modells nochmals veranschaulichen.

Es war der Sinn der vorstehenden Ausführungen einen Überblick über Ziele und Wege einer ökologisch ausgerichteten Bodenkunde zu geben. Es muß jedoch nochmals betont werden, daß die hier vorgetragenen Dinge sich in der Entwicklung befinden. Die

Bodenchemie hat also auch heute noch nicht ein abgeschlossenes, hinsichtlich Untersuchungsmethodik und Anwendungsbreite vollständig durchdachtes analytisches System für ökologische Fragestellungen anzubieten. An der Entwicklung eines solchen Untersuchungssystems sollte sich die forstliche Standortforschung nach Kräften beteiligen.

Kramer, W. und Meyer, B.

**Messungen der ungesättigten hydraulischen  
Leitfähigkeit von Bodenproben natürlicher Lagerung  
mit Hilfe einer Doppelmembran – Apparatur**

**Göttinger Bodenkundliche Berichte 1,127-154  
(1968)**

GLIEDERUNG:

- 1 ÜBERBLICK
- 2 APPARATUR
  - 2.1 DRUCK-BEHÄLTER
  - 2.2 DRUCK-KAPSELN
  - 2.3 MESSBÜRETTEN-AUFSATZ
- 3 ARBEITSGANG u. MESSPRINZIP
- 4 MEMBRAN - WIDERSTÄNDE
- 5 UHL - MESSUNGEN AN BODENPROBEN  
mark unterschiedlicher Porungsart
  - 5.1 PROBEN
  - 5.2 VERHÄLTNIS PLATTEN-/PROBEN-WIDERSTAND
  - 5.3 VARIATION DES HYDRAULISCHEN DRUCKES
  - 5.4 UHL-VERGLEICH VERSCHIEDENER BÖDEN
- 6 ZUSAMMENFASSUNG
- 7 LITERATUR

1 ÜBERBLICK

Über die hydraulische Leitfähigkeit des Bodens im wasser-gesättigten Zustand (saturated hydraulic conductivity, Durchlässigkeit, Permeabilität,  $K$ - oder  $K_f$ -Wert ) sind zahlreiche Untersuchungen durchgeführt worden. Sie können Anhalte zur Bestimmung der Dränabstände liefern (vgl. BAUMANN, 1) oder ganz allgemein zur Beurteilung der Bodenstruktur dienen (BENECKE, 2,3. HARTGE, 8).

Demgegenüber ist die Zahl der Arbeiten über die Wasser-Bewegung im wasserungesättigten Zustand des Bodens (unsaturated flow, ungesättigte hydraulische Leitfähigkeit, im folgenden kurz UHL genannt) nicht groß. Dies mag einerseits darin begründet sein, daß die Bedeutung dieser Größe für den Boden-Wasserhaushalt in der Landschaft, für die natürliche Dränung und für die Wasser-Versorgung der Pflanzen bislang auf Seiten der pedo-

hydrologischen Praxis noch nicht die ihr zukommende Beachtung gefunden hat. Zum anderen liegt die Ursache wohl auch darin, daß die Messung der UHL einen wesentlich größeren technischen und zeitlichen Aufwand erfordert als die der Permeabilität des Bodens im wassergesättigten Zustand.

In vorausgegangenen Arbeiten (ROHDENBURG u. MEYER, 13, MEYER u. MOSCHREFI, 14) trat das Problem der UHL besonders im Zusammenhang mit der Messung der Wasserbilanz, der Grundwasser-Spende und dem Stoff-Transport in stärkeren Lößdecken und ihren holozänen Oberflächen-Böden auf. Aufgrund der in diesen Arbeiten gemachten Gelände-Befunde und der Modell-Experimente konnten wir bereits ungefähr die Saugspannungs-Bereiche abgrenzen, innerhalb derer die UHL quantitative Bedeutung erlangt.

In der vorliegenden Arbeit soll nun über eine Methode berichtet werden, die es gestattet, an Boden- und Sediment-Proben in Stechzylindern die kontinuierliche Verringerung der UHL zu erfassen, die eintritt, wenn durch Abpressen unter steigendem Luftdruck der Wassergehalt der Probe abnimmt und die Saugspannung des verbliebenen Wassers ansteigt.

Unter den für diesen Zweck gebräuchlichen Methoden sind auf der einen Seite die sogenannten instationären Verfahren zu nennen (5,9,10,11,15,17). Hierbei werden an gesättigten Bodenproben in Membran-Töpfen die laufend abnehmenden Ausfluß-Raten gemessen und die mit steigender Druck-Differenz zwischen Innen- und Außenseite der Membranen eintretenden Veränderungen dieser Raten ausgewertet. Trotz der mehrfach überprüften mathematischen Auswertungs-Ansätze und trotz Einführung von Korrektur-Faktoren läßt sich bei diesen Verfahren eine ganze Reihe von meßtechnisch bedingten gravierenden Abweichungen von den natürlichen Bedingungen nicht umgehen.

Auf der anderen Seite ist das stationäre (steady state) Verfahren zur Ermittlung der UHL zu nennen, wie es von RICHARDS u. MOORE (16) entwickelt und von VETTERLEIN (18) in jüngster Zeit modifiziert wurde. Hierbei werden Bodenproben zwischen

zwei Wasser-Kammern angebracht, die mit durchlässigen Membranen oder Keramik-Filterplatten abgeschlossen sind. Zwischen den Kammern wird ein bestimmtes Druck-Gefälle aufrecht erhalten, das ein gleichmäßiges Durchströmen der Bodenprobe bewirkt. Bodenprobe und Kammern befinden sich in einem Druckbehälter. Unter Anlegen eines bestimmten Luftdruckes wird die Probe während der Messung in einem konstanten Feuchte- bzw. Wasserspannungs-Zustand gehalten. Gemessen wird die Stromstärke des die Bodenprobe stetig durchfließenden Wassers.

Der folgende Bericht befaßt sich mit einer technischen Weiterentwicklung dieser Methode. Es wird eine Doppelmembran-Druckapparat beschrieben, mit Hilfe derer im  $H_2O$ -Desorptionsgang an  $200\text{ cm}^3$ -Stechzylinder-Proben die UHL bis zu Wasserspannungen entsprechend pF 3 (Filterplatten), bzw. 4,2 (Membranen, Hochdruck-Filterplatten) ermittelt werden kann. Beispielsmäßig werden die an verschiedenen Bodenarten bis pF 3 ermittelten UHL-Werte vorgestellt.

## 2 A P P A R A T U R (vgl. Abb. 1 u. 2)

Die Apparatur besteht aus drei Elementen:

1. dem thermostatisierbaren Druck-Behälter,
2. den 3 bis 4 einhängbaren Doppelmembran-(Filterplatten-) Druck-Kapseln für die Aufnahme der perforierten Stechzylinder,
3. dem Meßbüretten-Aufsatz.

### 2.1 DRUCK-BEHÄLTER (vgl. Abb. 1, K)

Die technischen Daten des Druck-Behälters sind aus der nachstehenden Tabelle ersichtlich. Konstruktions-Pläne werden von den Autoren zur Verfügung gestellt.

Der Druck-Behälter ist mit Anschlüssen für insgesamt 3 Druck-Kapseln (= 3 Stechzylinder) versehen. Der Deckel M ist als Montage-Basis fest an einem Lochschienen-Montage-Rahmen angebracht (vgl. Abb. 2). Der an Führungs-Schienen gleitende Druck-Topf wird von einem Wagenheber getragen.

Er kann soweit gesenkt werden, daß zwischen Deckel und Behälter-Rand genügend Platz für das Anschließen der Druck-

	Hersteller: Schmidt'sche Heißdampf-Gesellschaft, Kassel	
	TÜV-geprüft	
	Innendurchmesser	400 mm
	Höhe	376 mm
	Wandstärke innen	8 mm
	" Boden	25 mm
M	" Deckel	34 mm
L	Thermomantel	30 mm
	Außenwandstärke	3 mm
	Verschraubung	16 Stiftschrauben M 27x65
	Gewicht	236,4 kg
	Inhalt	58,5 l
	Thermomantel-Inhalt	13 l
	Höchstzulässiger Betriebsdruck	17 atü

Kapseln bleibt. An die Stützen  $l_1$  und  $l_2$  wird mit Thermo-Isolierschläuchen ein Ultra-Thermostat geschlossen, der die Innenraum-Temperatur auf  $25^\circ\text{C}$  ( $\pm 0,2^\circ\text{C}$ ) hält (Kontroll-Thermometer T). Notfalls kann der Behälter außen zusätzlich mit Schaumstoff und Al-Strahlungsfolie isoliert werden. Der zulässige Höchstdruck des Behälters gestattet, den Saugspannungsbereich des Bodens von voller Sättigung bis zu  $p_F 4,2$  durchzumessen.

**Abb. 1** : Schematische Darstellung der Apparatur-Elemente mit einer eingebauten Druck-Kapsel (Erläuterungen im Text)

**Doppelmembran-Druckapparat  
schematisch**

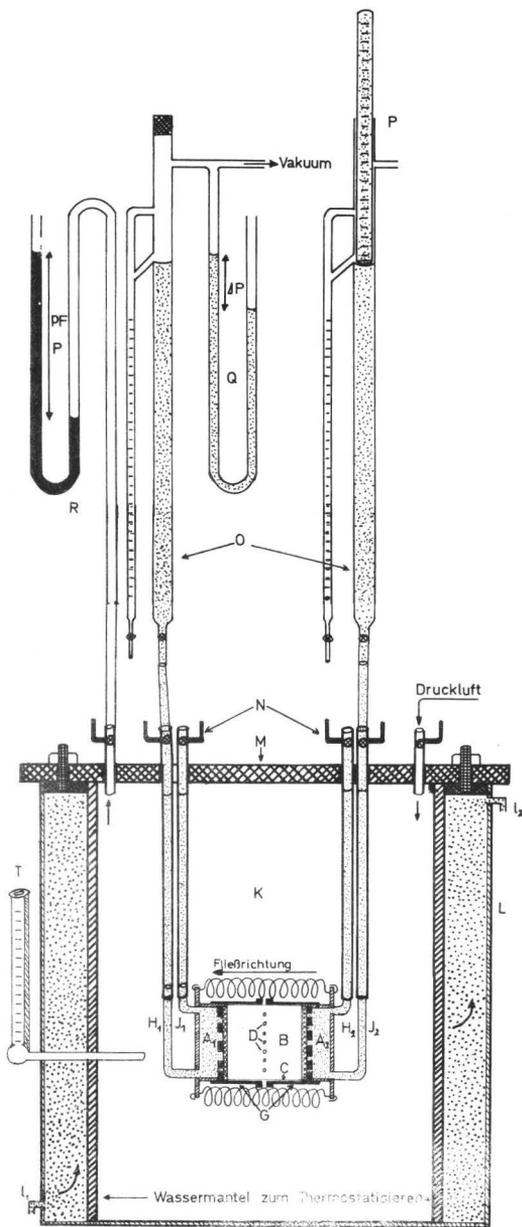
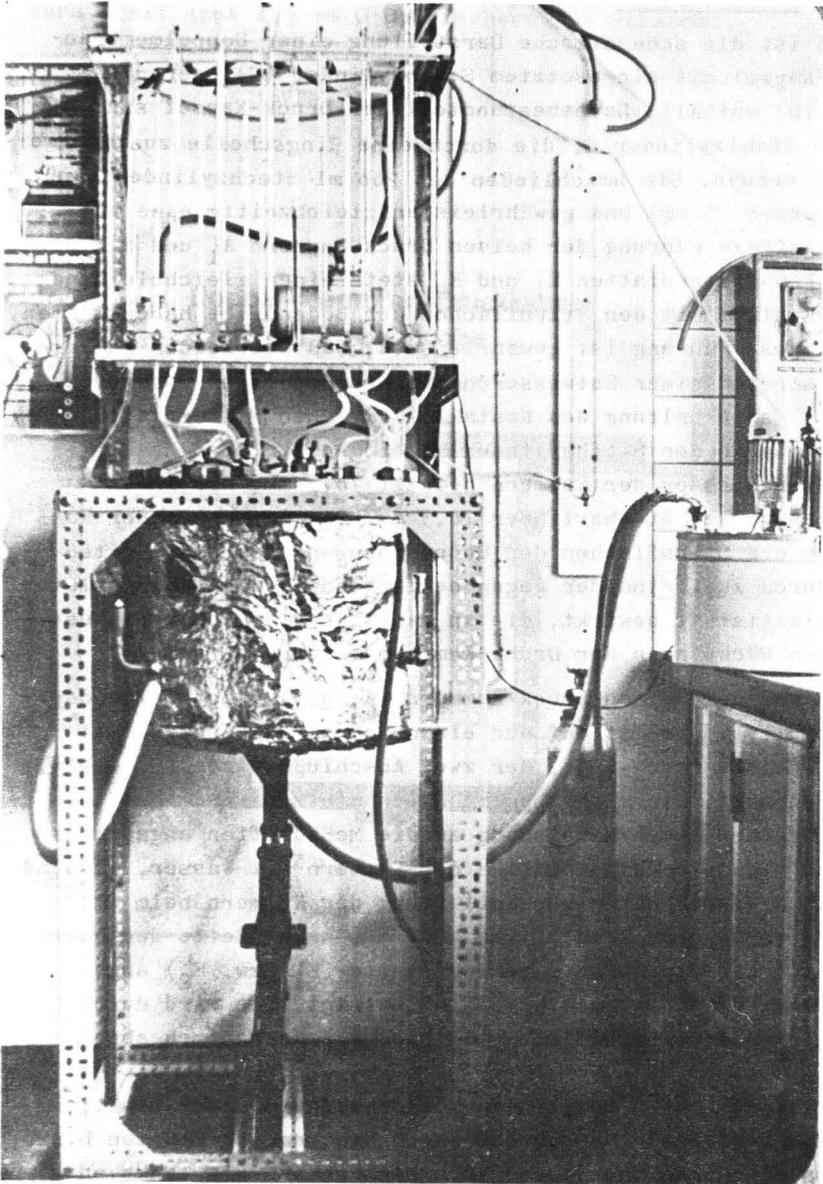


Abb. 2 : Gesamtansicht der Doppelmembran-Apparatur



## 2.2 DRUCK-KAPSELN

Abb. 3 ist die schematische Darstellung einer Doppelmembran-Druck-Kapsel mit eingesetztem Stechzylinder (C), der die Bodenprobe (B) enthält. Hauptbestandteil der Druck-Kapsel sind die beiden Stahlzylinder G, die durch eine Ringschelle zusammengehalten werden. Sie umschließen den 200 ml Stechzylinder (Außendurchmesser 75 mm) und gewährleisten gleichzeitig eine verkantungsfreie Führung der beiden Druck-Kammern  $A_1$  und  $A_2$ , die mit ihren Filterplatten  $E_1$  und  $E_2$  stets einen gleichbleibend guten Kontakt mit den Stirnflächen der Bodenprobe haben müssen. Durch diese Führung ist gewährleistet, daß die beiden Kammern bei Eintreten einer Entwässerungs-Schrumpfung der Bodenprobe zur Aufrechterhaltung des Kontaktes zwischen Filterplatte und Bodenprobe in den Stechzylinder hineingleiten können. Der Außen-Durchmesser der Kammern beträgt 70,3 mm, der Innendurchmesser der Stechzylinder 70,5 mm. Das Anpressen der Kammern an die Stirnflächen der Bodenprobe und das Nachgleiten wird durch zwei einander gegenüberliegende Wendelfedern gleicher Elastizität bewirkt, die an den über die Kapsel hinausragenden Rückwänden der Druck-Kammern angebracht sind.

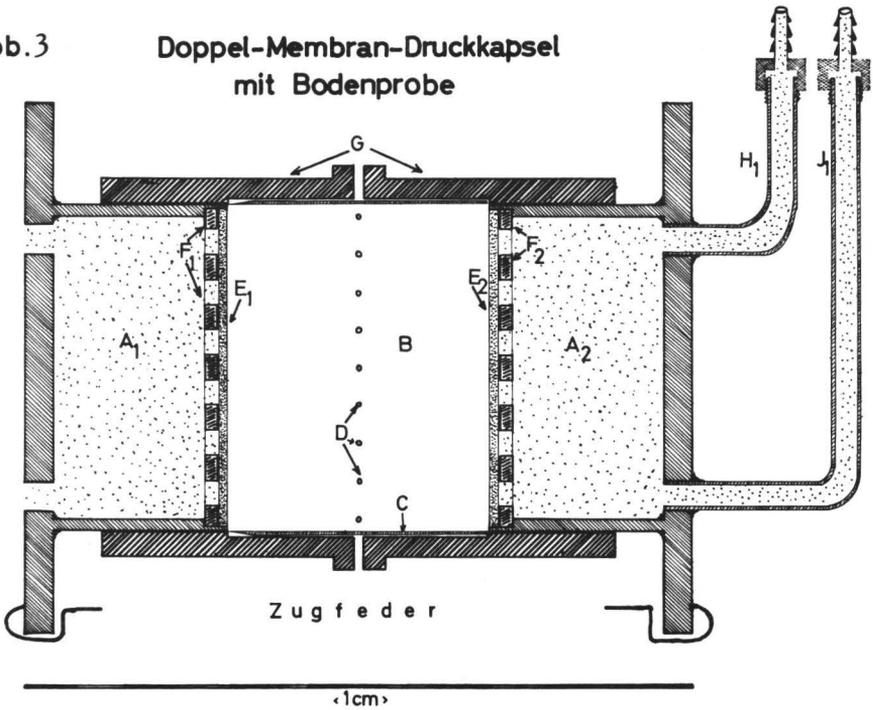
Der Aufbau der beiden Druck-Kammern ( $A_1$  u.  $A_2$ ) ist folgender: Ein Stahlzylinder ist auf der einen Seite (Außenseite) mit einem Deckel verschweißt, der zwei Anschlußstutzen ( $H_{1,2}$  bzw.  $I_{1,2}$ ) enthält. Die mit I bezeichneten Stutzen werden mittels einer Druckschlauch-Verbindung an die Meßbüretten angeschlossen und dienen auch zum Füllen der Kammern mit Wasser, während die mit H bezeichneten zur Entlüftung der Kammern beim Füllvorgang vorgesehen sind. - Die andere (Innen-)Seite der Kammer ist durch die eingeklebte poröse Platte ( $E_1$  bzw.  $E_2$ ) abgeschlossen, deren Dicke 4 bzw. 6 mm beträgt. Sie wird durch eine perforierte Stahlplatte ( $F_1$  bzw.  $F_2$ ) mechanisch abgestützt.

Durch Vorgabe eines bestimmten Luftdruckes im Druck-Behälter soll die umkapselte Bodenprobe durch die porösen Platten hindurch stufenweise und gleichmäßig nach rechts und links entwässert werden. Um die dafür notwendige gleiche Druck-Wirkung

auf die Bodenprobe zu erhalten, ist der Mantel des Stechzylinders C mit acht 1,5 mm  $\varnothing$ -Bohrlöchern (D) versehen.

Abb.3

Doppel-Membran-Druckkapsel  
mit Bodenprobe

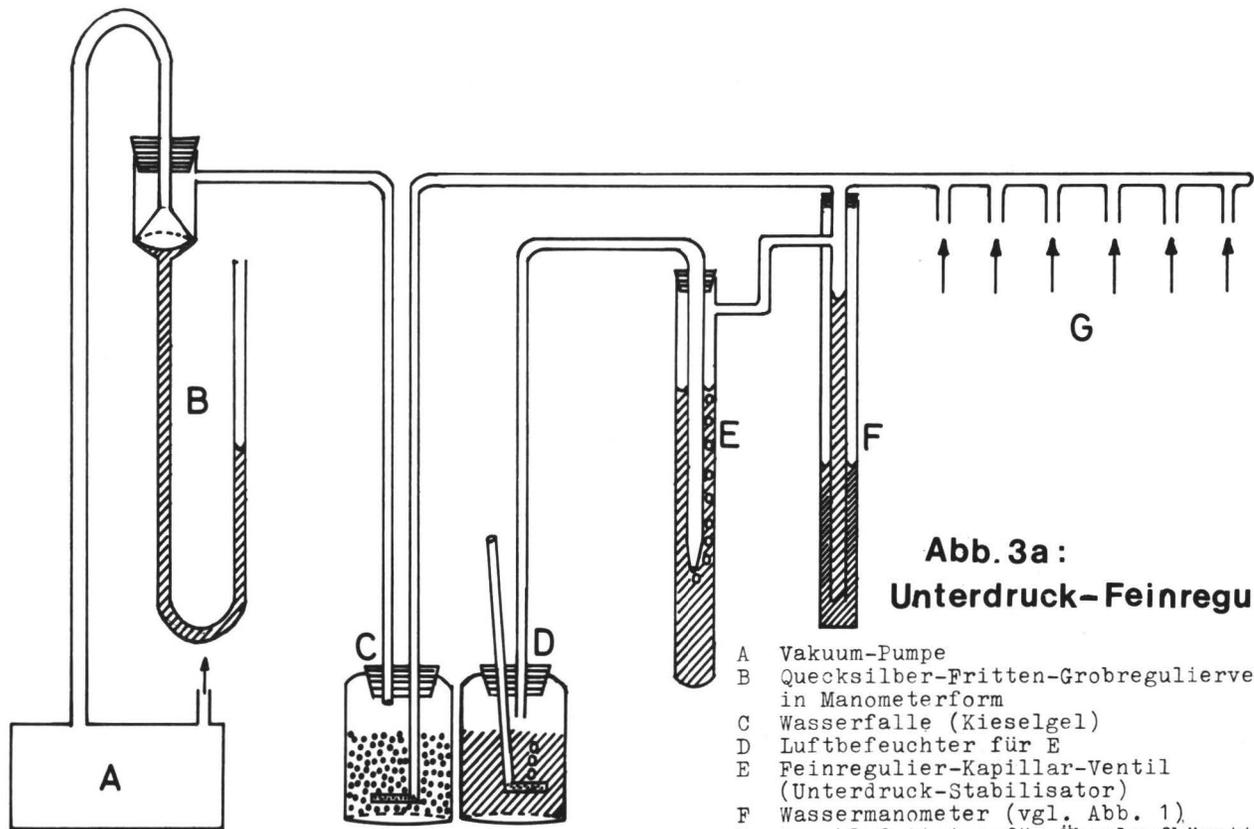


### 2.3 MESSBÜRETTEN-AUFSATZ

Der Meßbüretten-Aufsatz (Abb. 1) besteht aus den beiden Überlaufbüretten O, deren entleerbarer Mikrobüretten-Ansatz mit 1/100 ml-Graduierung versehen ist. Der Abstand vom Überlauf-Niveau bis zur Mittel-Ebene der horizontal hängenden Bodenprobe beträgt 100 cm. In die eine Bürette wird eine "Kücken-Tränke" gehängt, die das Niveau der Wassersäule konstant hält. Die andere Bürette wird an ein laufend stabilisiertes, variables Unterdruck-System angeschlossen, dessen Druck durch das Wassermanometer Q angezeigt wird. Die erforderliche exakte Unterdruck-Einstellung kann z.B. wie in der Skizze (Abb. 3a) dargestellt, erreicht werden. - Die gewählte Anordnung des Meßbüretten-Aufsatzes gestattet, ohne Schwierigkeit eine Umkehrung der Druck-Vorlagen und der Transportrichtung des Wassers vorzunehmen.

ANMERKUNG: Es erwies sich aufgrund von Vorversuchen als erforderlich, die UHL im Saugspannungs-Bereich  $pF < 3$  in Form von Langzeit-steady state-Messungen zu ermitteln, um damit eine Kontroll-Möglichkeit für eventuell auftretende, mechanisch bedingte Veränderungen der UHL von Bodenproben und Filterplatten in die Hand zu bekommen und die vom Druck-Gefälle abhängigen veränderlichen Grenzwiderstände ermitteln zu können.

VETTERLEIN (18), der vorwiegend Saugspannungs-Bereiche  $pF > 3$  untersuchte und dabei mit sehr hohen Druck-Gefällen (1,5 at) arbeitete, konnte vereinfachend die während der Messung eintretenden Verschiebungen (2 - 3 cm) der Wassersäulen in den Büretten oberhalb der Bodenprobe vernachlässigen und direkt zur Messung des Wassertransportes verwenden, da diese relativ geringen Verschiebungen keine meßbare Zusatz-Erhöhung der UHL mehr bewirkten.



**Abb. 3a:**  
**Unterdruck-Feinregulator**

- A Vakuumpumpe
- B Quecksilber-Fritten-Grobregulierventil in Manometerform
- C Wasserfalle (Kieselgel)
- D Luftbefeuchter für E
- E Feinregulier-Kapillar-Ventil (Unterdruck-Stabilisator)
- F Wassermanometer (vgl. Abb. 1)
- G Anschluß-Stutzen für Überlaufbüretten

### 3 ARBEITSGANG u. MESSPRINZIP

Zur Messung der UHL wird die Stechzylinder-Probe - wie bei der Vorbereitung zur Messung von pF-Kurven - im luftevakuierten Exsikkator unter Vermeidung von Luft-Einschlüssen voll mit Wasser aufgesättigt. Anschließend wird die Probe auf einer porösen Platte im Drucktopf - besser jedoch mit hängenden Wasserfäden - bis zu einem bestimmten Grenz-Wassergehalt entwässert. Dieser Wassergehalt stellt den unteren Ausgangspunkt für die aufzunehmende pF-UHL-Charakteristik dar. Der Grenz-Wassergehalt wird von der Konsistenz der Bodenprobe bestimmt. Es muß eine ausreichende Kohärenz der Boden-Teilchen erreicht werden, um beim Einsetzen der Stechzylinder in die UHL-Kapseln mit ihrem Spannfeder-Mechanismus ein Zerfließen oder eine Kompression zu vermeiden. Die Konsistenz-Schwelle hängt von der Körnungsart und der Strukturstabilität der jeweiligen Bodenprobe ab und wird bei Saugspannungen von ca. 5 cm Wassersäule (Ton), ca. 10 cm (Löß) bis ca. 30 cm (Sand) erreicht.

Nach dem Einkapseln der Stechzylinder, dem Füllen und gleichzeitigen Entlüften der Druck-Kammern, dem Herstellen der Büretten-Anschlüsse und dem Verschließen des Druck-Behälters wird dieser unter einen Luftdruck gesetzt, der höher sein muß als der vorgewählte Entwässerungs-Gleichgewichts-Druck der Bodenprobe. Dabei ist der Gegendruck der Wassersäule in den Büretten zu berücksichtigen, der 100 cm Wassersäule (s.o.) beträgt. Also muß der Behälterdruck > Ausgangs-Äquivalent-Saugspannung + 100 cm Wassersäule sein.

Das in den Boden-Hohlräumen gebundene Wasser wird unter dem im Druck-Behälter herrschenden Druck durch die porösen Membranen in die anliegenden Druck-Kammern und Überlauf-Büretten gepreßt und kann an den Überläufen der Büretten in die graduierten Mikrobüretten-Schenkel abfließen. Es tritt solange Wasser aus, bis das Gleichgewicht zwischen dem auf der Bodenprobe lastenden Luftdruck und den wasserbindenden Kräften (Saugspannung aufgrund von Matrix- bzw. Kapillarpotentialen) der Probe erreicht ist.

Während der Gleichgewichts-Einstellung können die Überlauf-Raten des Wassers und der zeitliche Endpunkt des Wasser-Austrittes auf beiden Seiten der Probe gemessen werden. Gleiche Überlauf-Raten auf beiden Seiten zeigen ein einwandfreies Anliegen beider Druckkammer-Platten an die Bodenprobe an - sofern die vorher exakt zu bestimmenden Platten-Widerstände gleich sind. Diese Kontroll-Möglichkeit ist ein weiterer Vorteil des gewählten Meß-Verfahrens.

Nach Erreichung des Gleichgewichtes zwischen dem im Druck-Behälter vorgegebenen Luftdruck (minus Büretten-Wassersäulen-Höhe) und den wasserbindenden Kräften der Boden-Hohlräume in der Probe kann durch Anlegen eines Wasser-Druckgefälles an die beiden Seiten der Bodenprobe - besser: an die Außenseiten der porösen Membranen - eine Wasser-Bewegung in Richtung des Gefälles durch die Bodenprobe bewirkt werden. Auf diese Weise läßt sich die hydraulische Leitfähigkeit (UHL) der Bodenprobe in einem Wasser-Sättigungs-Zustand messen, der dem erreichten Gleichgewichts-pF-Wert entspricht, und der auf die Wasser-Leitung der in diesem Zustand noch mit Wasser erfüllten durchlaufenden kapillaren Poren-Stränge zurückzuführen ist.

Durch Einstellung höherer pF-Werte (Entwässern kleinerer Porengrößen) kann mit der beschriebenen Apparatur die UHL bei jeder beliebigen Boden-Wasserspannung zwischen dem Konsistenz-Schwellen-Wassergehalt (s.o.) und pF 4,2 gemessen werden.

Das Druckgefälle zwischen den Außen-Flächen der Membranen wird wie folgt erzeugt: In die eine Bürette wird zur Konstant-Haltung der Wassersäulen-Höhe die "Kücken-Tränke" eingeführt, an die linke Bürette wird ein beliebiger Unterdruck angelegt. Das die Probe durchströmende Wasser läuft an der linken Bürette über und kann im Mikrobüretten-Ansatz gemessen und abgelassen werden. Durch Anlegen verschiedener Unterdrucke bei konstanter Probenwasser-Saugspannung kann die pF-spezifische Abhängigkeit zwischen Druckgefälle und Wasser-Durchflußrate ermittelt werden. Die Fließrichtung kann nach Belieben gewechselt werden.

Bei diesem Meß-Verfahren ist jedoch zu berücksichtigen, daß

durch Anlegen des Druck-Gefälles der Saugspannungs-Gleichgewichts-Zustand der Bodenprobe gestört wird. Von der Seite des Unterdrucks her tritt eine zusätzliche Entwässerung von Boden-Poren ein, und es bildet sich in der Probe ein Sättigungs-Gradient aus, d.h. der wasserleitende Querschnitts-Anteil der Probe nimmt zur Seite des Unterdrucks hin ab. Der dem vorgegebenen pF-Wert entsprechende Wassergehalt ist tatsächlich nur noch an derjenigen Außenseite der Bodenprobe vorhanden, die der Unterdruck-Bürette abgewandt ist. Wollen wir die ermittelten UHL-Werte nun demjenigen pF-Wert zuordnen, der in der Mitte der Bodenprobe herrscht, so müssen wir einen pF-Wert ansetzen, der niedriger ist als der ursprünglich vorgegebene. Um dieser Schwierigkeit zu entgehen und die UHL-Werte auf den im Drucktopf vorgegebenen pF-Wert beziehen zu können, wird wie folgt verfahren: Das gewünschte Druckgefälle wird in der Weise erzeugt, daß auf der einen Seite ein bestimmter Unterdruck (in cm Wassersäule) angelegt wird und auf der anderen Seite die Bürette mit der Wassersäule um den gleichen cm-Betrag angehoben wird. Im Zentrum der Bodenprobe bleiben so bei dem entstehenden Saugspannungs- und Sättigungs-Gefälle der ursprüngliche Sättigungs-Zustand und pF-Wert erhalten. Diese Maßnahme ist besonders bei Messungen in niedrigen Saugspannungs-Bereichen zu beachten, in denen die anzulegenden Druck-Gefälle (bis ca. 30 cm H<sub>2</sub>O-Säule) etwa in der Größenordnung der Bezugs-pF-Werte liegen.

Nach dem Durchmessen der Druckgefälle-UHL-Beziehungen auf einer bestimmten pF-Stufe läßt sich die nächst höhere pF-Stufe ohne Proben-Wechsel durch Erhöhung des Luftdruckes im Druck-Behälter einstellen.

Unter der Voraussetzung, daß der Druck-Abfall in den porösen Membranen bekannt ist und von der Gesamt-Druck-Differenz zwischen den Büretten abgezogen werden kann, ergibt sich die UHL nach der DARCY (4)-Gleichung

$$UHL_{pFn} = \frac{\text{ml} \cdot \text{Länge der Probe}}{\text{Querschnittsfläche} \cdot \text{Druckdiff.} \cdot \text{Zeit}} \quad [\text{cm} \cdot \text{sec}^{-1}]$$

Das Druckgefälle innerhalb der Bodenprobe könnte in Anlehnung an RICHARDS (16) mit Tensiometern bestimmt werden. Dieser Weg ist jedoch technisch schwierig und oberhalb pF 2,8 sowieso nicht gangbar. Es ist daher notwendig, vor und nach den Messungen exakte Bestimmungen der Wasserleit-Widerstände bzw. Permeabilitäten der porösen Membranen vorzunehmen. Durch Abzug dieser Widerstände vom Gesamt-Widerstand ergibt sich der Widerstand der Bodenprobe bzw. dessen reziproker Wert, die UHL.

#### 4 MEMBRAN - W I D E R S T Ä N D E

Bei der Auswahl von porösen Membranen und Platten für UHL-Messungen an Bodenproben sind von vornherein folgende Kenngrößen zu berücksichtigen:

1. Derjenige Wert des auflastenden Luft-Druckes, bei dem die wassergesättigte poröse Platte Luft-durchlässig wird, d.h. bei dem die größten Poren mit der geringsten Kapillar-Spannung nicht mehr ihre Wasser-Füllung festzuhalten vermögen. Dieser Luftdurchtritts-Grenzdruck bestimmt die Obergrenze des pF-Bereiches, in dem die Platten zu UHL-Messungen an Böden verwendet werden können.
2. Der hydraulische Eigen-Widerstand der Wasser-gesättigten Platten, der kleiner als derjenige sein muß, den die zu messende Bodenprobe hat.
3. Der hydraulische Druckdifferenz-Grenzwert, der unten noch ausführlicher zu behandeln sein wird.

Durchlässigkeits-Untersuchungen wurden zum Zweck der Auswahl geeigneter Membranen an folgenden Materialien durchgeführt:

- a) Cellulose-Membranen verschiedener Porosität und Provenienz,
  - b) poröse Kunststoff-Membranen,
  - c) Membran-Filter der Fa. Sartorius, Göttingen,
  - d) keramische TZ-Platten der Fa. Haldenwanger,
  - e) Diapor-Platten der Fa. Schumacher,
  - f) Glassinter-Filterplatten G<sub>5f</sub>, D<sub>4</sub> u. D<sub>3</sub> der Fa. Schott, Mainz
- a - c mußten wegen ihrer geringen Haltbarkeit ausgeschlossen werden, d und e erwiesen sich als zu inhomogen.

Ä 55 4

# Leitfähigkeits - Charakteristik von Keramikmembranen

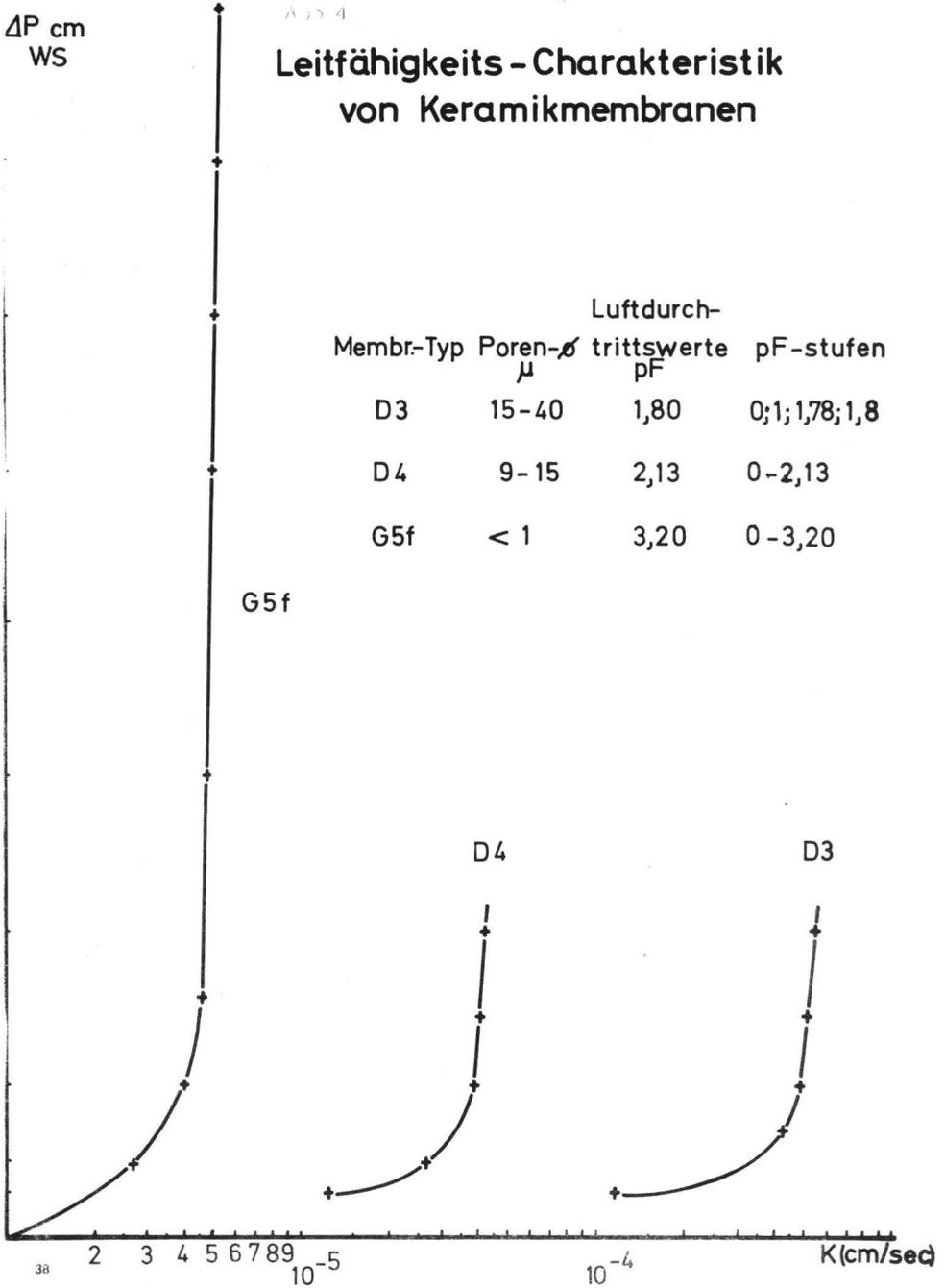
$\Delta P$  cm  
WS

Membr-Typ	Poren- $\phi$ $\mu$	Luftdurch- trittswerte pF	pF-stufen
D3	15-40	1,80	0;1;1,78;1,8
D4	9-15	2,13	0-2,13
G5f	< 1	3,20	0-3,20

G5f

D4

D3



Für die weiteren Messungen wurden die Glas-Filterplatten der Fa. Schott verwendet. In Abb. 4 ist eine Leitfähigkeits-Charakteristik dieser Platten gegeben. Die von der Firma angegebenen Maximal-Porengrößen stimmen gut mit den von uns experimentell bestimmten Luftdurchtritts-Grenzdrücken überein, die in Abb. 4 in pF-Werten angegeben sind ( $pF = \log \frac{3000}{\phi \mu}$ ). Die Filter-Platten sind vor Versuchs-Beginn im Vakuum mit Wasser aufgesättigt worden. Die Durchlässigkeits-Messungen sind bei folgenden Luftdruck-Stufen durchgeführt worden: pF -  $\infty$ , 1.0, 1.78, 1.8, 2.0, 2.13, 2.3, 2.5, 2.8, 3.0, 3.2. Alle Platten waren darin gleich, daß sie bis zum Erreichen ihres Luftdurchtritt-Grenzdruckes beim Steigern des Luft-Druckes kein Wasser abgaben. Infolgedessen sind die in Abb. 4 dargestellten UHL-Meßergebnisse (K-Werte) pF-unabhängig.

Auf der Abszisse ist die UHL (K) in cm/sec aufgetragen, die Ordinate gibt die hydraulische Druck-Differenz  $\Delta P$  zwischen den beiden Seiten der Platte in cm Wasser-Säule an. Die Kurven zeigen bei steigendem  $\Delta P$  zunächst eine Zunahme der Leitfähigkeit, die sich dann asymptotisch einem Endwert nähert. Der  $\Delta P$ -Wert, bei dem K 95 % seines Endwertes erreicht, sei im folgenden "Druckdifferenz-Grenzwert" genannt. Er liegt bei der feinporigen  $G_{5f}$ -Platte bei ca. 18 cm Wassersäule und fällt bei  $D_3$  auf ca. 8 cm. Bei Messungen an Bodenproben müssen an den porösen Platten Druck-Differenzen anliegen, die größer als die genannten Grenzwerte sind, weil sonst das Risiko unkontrollierbarer erheblicher Veränderungen der Platten-Leitfähigkeit zu groß wird.

Die Ursache für den anfänglichen Zuwachs der K-Werte im Bereich niedriger Druck-Differenzen muß in der Überwindung von Haftreibungs-Widerständen gesucht werden. Die verwendeten Filterplatten-Typen besitzen unterschiedliche Porengrößen-Bereiche. Beim Anlegen geringer hydraulischer Druck-Differenzen wird zunächst nur die Haftreibung in den größten Poren überwunden, so daß die durchströmenden Wassermengen und der K-Wert - der stets auf den Gesamt-Querschnitt der Platte bezogen ist - klein sind. Mit zunehmender Druck-Differenz wird der Haftreibungs-Widerstand immer engerer Poren überwunden. Beim Überschreiten der Druckdifferenz-Grenzwerte sind schließlich nahezu alle in der Platte vorhandenen Poren am Wasser-Transport durch die Platte beteiligt, und der K-Wert

bleibt von hier an konstant.

Es ist wichtig, daß die Druckdifferenz-Grenzwerte der porösen Platten niedrig sind. Die Durchlässigkeits-Messungen an den Bodenproben lassen sich dann bei relativ niedrigen hydraulischen Druck-Differenzen durchführen. Auf diese Weise lassen sich die Gefahr der Turbulenz in der Probe und das Risiko der mechanischen Dispergierung von Ton und der Mikro-Erosion verringern. Die Bestimmung der Druckdifferenz-Grenzwerte ist somit (s.o.) die dritte wichtige Kenngröße poröser Platten für UHL-Untersuchungen. Sie legt nämlich die Untergrenze des hydraulischen Druck-Variations-Bereiches unserer Apparatur fest innerhalb dessen eine schlichte Strömung mit Erfüllung der DARCY-Gleichung gegeben ist. Die Obergrenze dieses Bereiches wird von der REYNOLD'schen Zahl der Bodenprobe bestimmt und ist unveränderlich. Somit besteht die Möglichkeit einer Erweiterung des Meß-Bereiches nur in einer Erniedrigung des hydraulischen Druckdifferenz-Grenzwertes der porösen Platten, d.h. in der Verwendung möglichst gleich-poriger Körper.

## 5 UHL - MESSUNGEN AN BODENPROBEN stark unterschiedlicher Porungsart

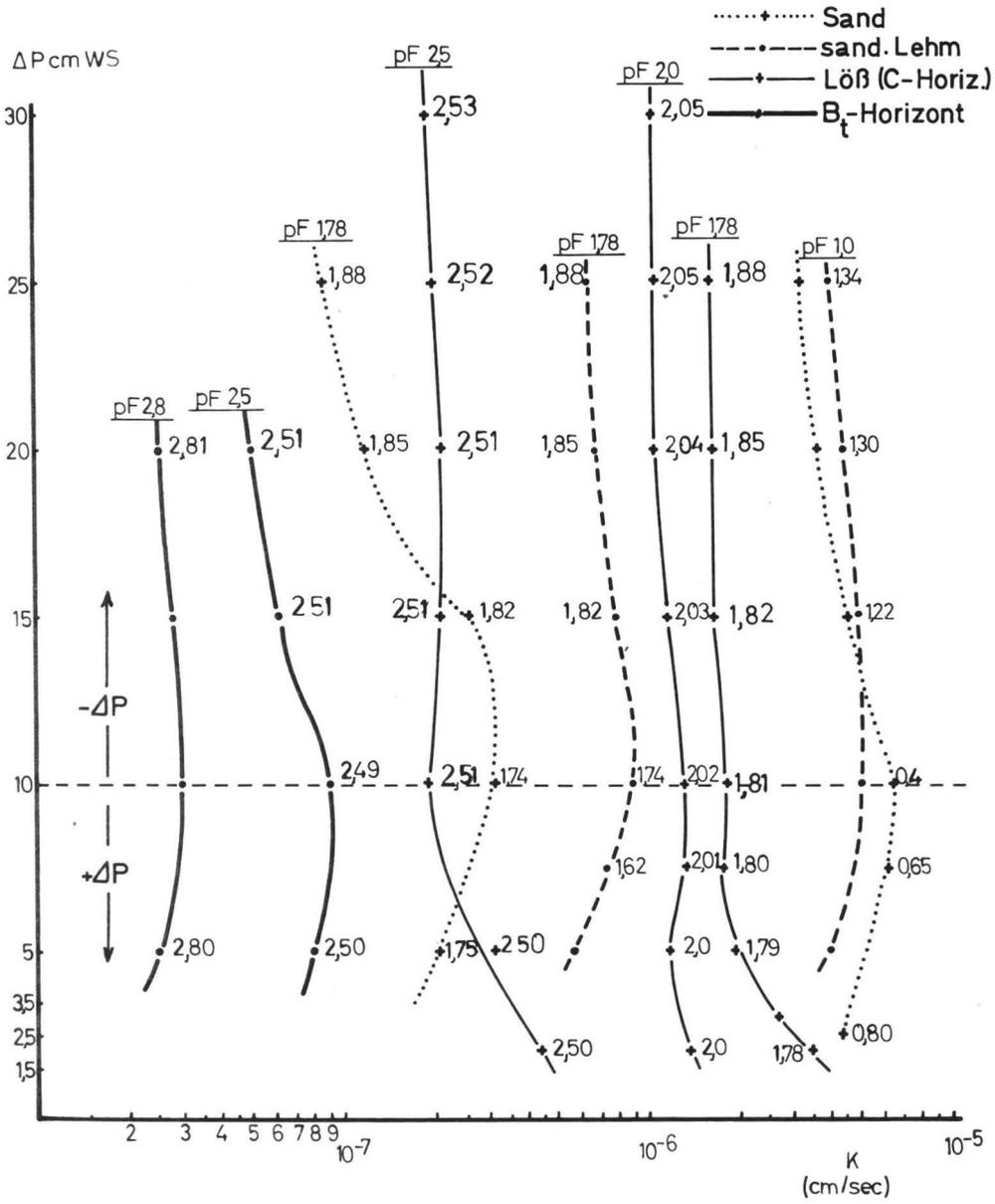
### 5.1 PROBEN

In Abb. 5 sind die UHL-Werte (K) natürlich gelagerter Bodenproben zusammengestellt, die nach Körnungs- bzw. Porungsart sehr verschieden voneinander sind. Der "Sand" ist ein sehr reiner mittelkörniger Miozän-Sand (C-Horizont zu einem Podsol) und stellt das Extrem der Körnungsart Sand dar. Der " $B_t$ -Horizont" ist das uns bekannte Extrem eines durch Toninfiltration (38 % Ton) verdichteten Löß-Parabraunerde-B-Horizontes. Der "Löß" ist ein typischer  $wj2\alpha$ -Löß des südniedersächsischen Raumes, und der "sandige Lehm" entstammt einem Sauer-Braunerde-A-Horizont aus Buntsandstein-Detritus.

### 5.2 VERHÄLTNIS PLATTEN-PROBEN-WIDERSTAND

Die UHL ist im pF-Bereich  $< 2,0$  mit der SCHOTT-Platte  $D_4$ , im pF-Bereich  $> 2,0$  mit der Platte  $G_{5f}$  gemessen worden. Sowohl

### Abb.5 Leitfähigkeits - Charakteristik von Bodenproben



die Platte  $D_4$  als auch die Platte  $G_{5f}$  besitzen einen K-Wert, der ca. 8 bis 10 mal so hoch ist wie der höchste in dem entsprechenden pF-Bereich gemessene K-Wert der Bodenproben. Der Gesamt-Widerstand eines Platten-Paares beträgt also höchstens  $1/50$  des Widerstandes der Bodenproben (vgl. hierzu die theoretischen Forderungen bei KOITSCU, 12).

### 5.3 VARIATION DES HYDRAULISCHEN DRUCKES

In Abb. 5 sind auf der Abszisse die UHL-Werte ( $K = \text{cm/sec}$ ) der Bodenproben - errechnet aus dem Gesamt-Widerstand minus Platten-Widerstand - abgetragen, auf der Ordinate die hydraulischen Druck-Differenzen  $\Delta P$  in cm Wassersäule, die zwischen den Außenflächen des Systems poröse Platte - Bodenprobe - poröse Platte herrschen. Die in die Kurven eingetragenen Zahlen-Werte stellen die pF-Werte dar, die sich für den Mittelpunkt der Bodenprobe errechnen lassen.

Im Abschnitt "Arbeitsgang, Meßprinzip" haben wir angegeben, daß die hydraulische Druck-Differenz in folgender Weise erzeugt werden soll: Ausgehend vom erreichten Gleichgewichts-Zustand soll der Druck auf der einen Seite der Probe um den gleichen Betrag erhöht werden, um den er auf der anderen Seite abgesenkt wird. Auf diese Weise erhält man einen pF- bzw. Wassergehalts-Gradienten in der Bodenprobe. In der Mitte der Probe bleibt der eingestellte Gleichgewichts-pF-Wert oder -Wassergehalt erhalten. Auf der Seite mit  $+\Delta P$  wird dagegen der Wassergehalt erhöht und damit der wasserleitende Querschnitts-Anteil der Bodenprobe vergrößert, während sie sich auf der  $-\Delta P$ -Seite verkleinern. Die durch Erzeugung solcher Sättigungs-Gradienten bedingte "Verfälschung" des Meß-Ergebnisses ist wegen der räumlichen Ausdehnung der Probe unvermeidbar, doch läßt sie sich durch das angegebene Verfahren minimieren.

Abb. 5 zeigt die Abweichungen, die auftreten, wenn die zur Wasser-Bewegung erforderliche hydraulische Druck-Differenz durch einen einseitig wirkenden Überdruck oder einen einseitig wirkenden Unterdruck - bezogen auf den Gleichgewichts-Zustand - erzeugt wird. Die Lößprobe ist in allen 3 pF-Stufen (1.78, 2.0, 2.5) bei einseitig wirkendem Unterdruck gemessen worden. Bei allen übrigen Proben wurde unterhalb der gestrichelten Horizontal-Linie im  $+\Delta P$ -Bereich mit einseitig wirkendem Überdruck, oberhalb der Strichel-Linie mit einseitig wirken-

dem Unterdruck gearbeitet.

Bei einseitigem hydraulischem Überdruck erhöht sich der leitende Querschnitt innerhalb der gesamten Probe, bei einseitigem Unterdruck verringert er sich. Unterhalb der gestrichelten Horizontal-Linie beobachtet man daher mit steigendem  $+ \Delta P$  eine Zunahme der UHL, oberhalb der Strichel-Linie mit Zunahme des einseitigen Unterdruckes ( $- \Delta P$ ) eine Abnahme der UHL. Bei den Löß-Proben, die von unten an steigenden einseitigen Unterdrücken ausgesetzt waren, ist auch unterhalb der Strichel-Linie eine Abnahme der UHL zu konstatieren.

Der Betrag, um den  $K$  sich ändert, wenn  $+ \Delta P$  oder  $- \Delta P$  durch einseitiges Verschieben der Wasserspiegel-Höhen in den Büretten verändert werden, hängt von der Form der "pF-Kurven" (Abb. 6 u. 7) ab. Das wird z.B. deutlich, wenn man die pF-Charakteristik des "Sandes" in Abb. 7 mit der pF 1,78-Kurve des Sandes in Abb. 5 vergleicht. Die pF-Kurve des Sandes zeigt zwischen pF 1,78 und 2,0 ein "Plateau", d.h. es finden hier bei nur geringfügigen Veränderungen der Saugspannung starke Veränderungen des  $H_2O$ -gefüllten Poren-Volumens und damit des wasserleitenden Querschnitt-Anteiles der Bodenprobe statt. Eine einseitige Erhöhung von  $- \Delta P$  hat demzufolge eine erhebliche Verkleinerung des mittleren  $K$ -Wertes der Probe zur Folge.

Da es schwierig ist, während der UHL-Messung die innerhalb der Bodenprobe herrschenden Saugspannungs-Gradienten (vgl. hierzu den Vorschlag von RICHARDS, 16) und den mittleren pF-Wert (den Bezugs-Wert) zu messen, und da die Berechnung dieses Wertes zu ungenau ist, kommen wir auf den oben gemachten Vorschlag zurück, die UHL konventionell durch gleichmäßiges Verteilen der Gesamt-Druck-Differenz auf die beiden Seiten der Druck-Kapsel zu bestimmen. Die im folgenden Absatz diskutierten Meß-Werte sind auf diesem Wege gewonnen worden.

Abb. 6 pF-K-Charakteristik von Bodenproben

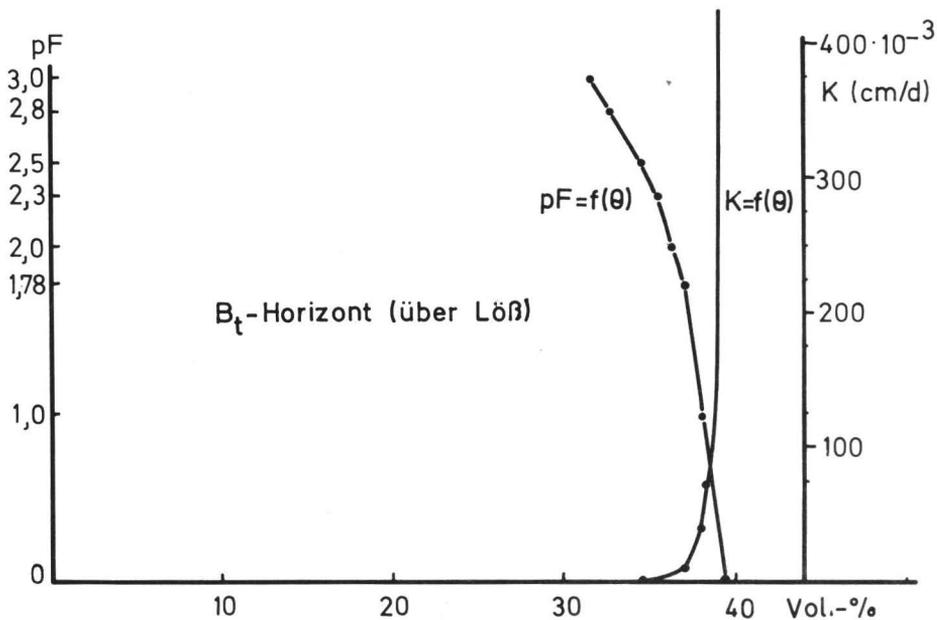
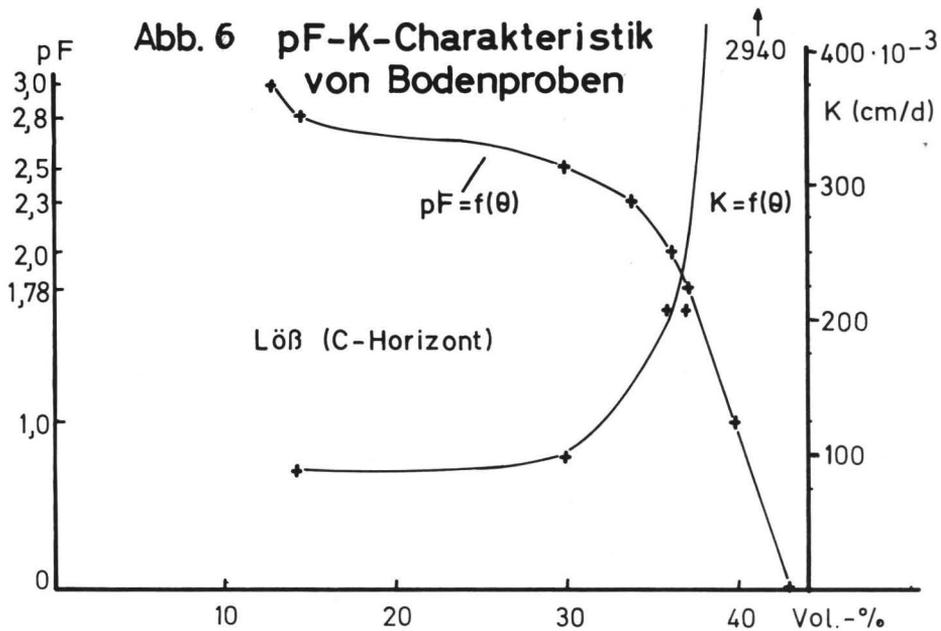
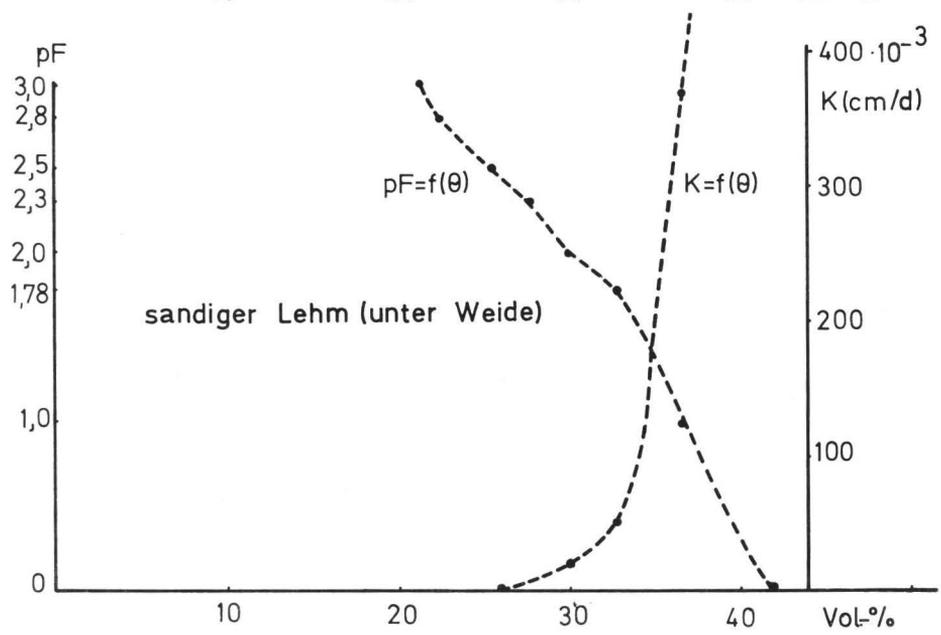
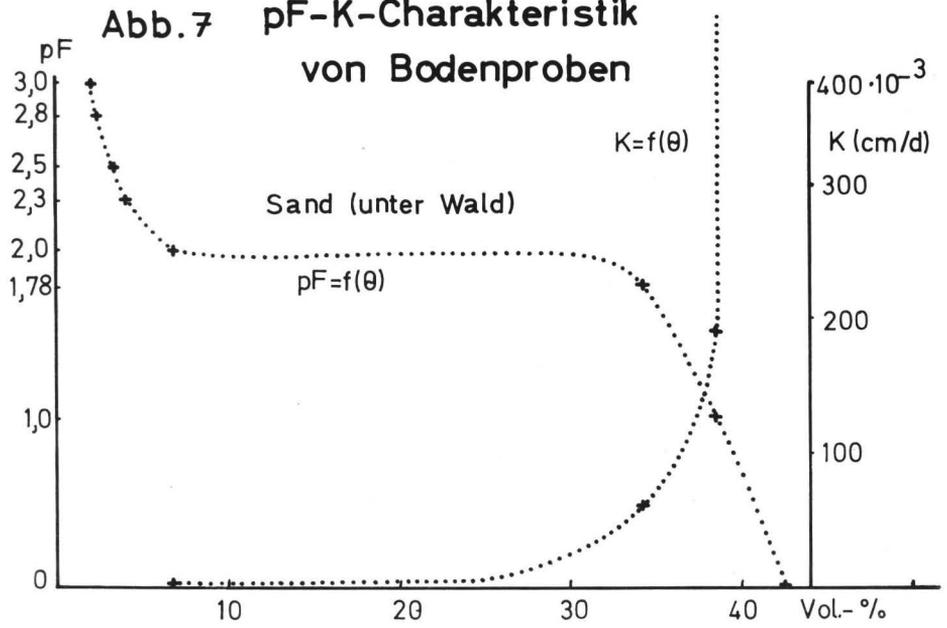


Abb. 7 pF-K-Charakteristik von Bodenproben



#### 5.4 UHL-VERGLEICH VERSCHIEDENER BÖDEN

In den Abb. 6 und 7 sind auf der Abszisse die Vol-°/o H<sub>2</sub>O der Bodenproben (~ Prozent-Anteil des wasserleitenden Proben-Querschnittes an der Gesamt-Querschnitts-Fläche), auf der linken Ordinate die pF-Werte, auf der rechten Ordinate die UHL-Werte aufgetragen. Die "pF-Kurve" gibt die Beziehung Poren-Füllungsgrad ↔ Saugspannung und die "K-Kurve" die Beziehung Poren-Füllungsgrad ↔ UHL wieder.

Der Vergleich der vier verschiedenen Bodenproben soll durch die nachfolgende Übersichts-Tabelle erleichtert werden. Es bedeutet darin:

Spalte A : der wassergefüllte Äquivalent-Porengrößen-Bereich,  $\phi$  in  $\mu$ ,

Spalte B : die dem Wasser-Füllungsgrad entsprechende Saugspannung in pF,

Spalte C :  $K(UHL) \times 10^{-3}$  [cm/d]

Spalte D : Prozent-Anteil der UHL bezogen auf die HL (hydraul. Leitfähigkeit im H<sub>2</sub>O-gesättigten Zustand)

		"LÖSS"		"sandig.LEHM"		"B <sub>t</sub> "		"SAND"	
A	B	C	D	C	D	C	D	C	D
alle Poren	- ∞	2940	100	1660	100	540	100	5800	100
< 300	> 1,0	970	33	365	22	40	7	195	3
< 50	> 1,8	250	9	50	3	10	2	56	1
< 30	> 2,0	200	7	16	1	< 1		2	
< 10	> 2,5	100	3						
< 3	> 3,0	90	3						

Die HL-Werte mögen auf den ersten Blick zu gering erscheinen. Wir geben jedoch zu bedenken, daß wir bei der Proben-Entnahme und -Auswahl sehr sorgfältig darauf geachtet haben, daß die Proben frei waren von Bio- und Kluft-Poren, die parallel zur Fließrichtung verlaufen. Es kam bei diesen Untersuchungen in erster Linie darauf an, die UHL des Primär-Gefüges, d.h. der

durch Körnungsart, Schüttung und Kompression bewirkten Intergranular-Porengrößen-Verteilung zu vergleichen.

Die Meß-Ergebnisse zeigen, daß auch bei der ausschließlichen Betrachtung von Primär-Gefügen und Intergranular-Hohlraum-Systemen der Poren-Anteil  $> 50 \mu \emptyset$  allein schon über 90 % der hydraulischen Leitfähigkeit der  $H_2O$ -gesättigten Bodenproben bestreitet (vgl. hierzu HARTGE, 8).

Die absoluten K(UHL)-Werte (siehe Spalten C) lassen folgendes erkennen: Beim "Sand" gibt es bei ca.  $50 \mu$  Äquivalent-Porendurchmesser einen "Abriß" der durchlaufenden Wasser-Fäden. Das bei pF 2,0 (Bereich der Feld-Kapazität) gebundene Wasser wird nur noch als Menisken-Wasser festgehalten. Die wasserleitende Verbindung zwischen diesen Menisken muß - der geringen UHL zufolge - in Wasser-Filmen auf den Korn-Oberflächen bestehen. - Beim " $B_t$ " macht sich gegenüber dem Löß deutlich die Verstopfung der feinen Intergranularen mit Ton bemerkbar.-

Vom "Sand" über den "sandigen Lehm" zum Schluff (Löß) zeichnet sich eine Verlagerung des "Abriß-Punktes" von ca.  $50 \mu$  Äquivalent-Porendurchmesser nach  $< 3 \mu \emptyset$  ab. Die hohe UHL der Körnungsart Schluff bei Feld-Kapazität (pF 2,0 - 2,5), ja selbst noch bei pF-Werten um 3,0 deckt sich sehr gut mit den Beobachtungen, die ROHDENBURG u. MEYER (13) hinsichtlich der ungesättigten Wasserbewegung in Lössen mitgeteilt haben.

In dicken Lößpaketen kann man z.B. beobachten, daß die Saugspannung des Lösses unterhalb der Entkalkungs-Grenze über Jahre hinweg (weil auf den tiefen Grundwasser-Spiegel bezogen) ständig um pF 3 liegt. In der Winterzeit läßt sich meist über Monate hinweg an der Horizont-Grenze B/C, d.h. der Entkalkungs-Grenze (z.B. bei 180 cm Tiefe) über eine Vertikal-Distanz von ca. 100 cm folgendes Saugspannungs-Gefälle messen: oben (an der  $CaCO_3$ -Grenze) pF 2,7 und kleiner, unten (100 cm tiefer im Löß) pF 3,0 und größer. Berücksichtigt man die in der Tabelle für pF 2,5 - 3,0 angegebenen UHL-Werte, so wird verständlich, daß sich die tracermarkierte Sickerfront des Wassers\*) ohne meßbare Veränderungen der Saugspannung und Saugspannungs-Gradienten um Beträge von 50 - 80 cm/Winterhalbjahr absenken kann. Dies ist ein Vorgang, der offensichtlich bei grobkörnigeren Substraten mit einem Wasserfaden-Abriß in niedrigeren Saugspannungs-Bereichen unter den gleichen Druck-Verhältnissen nicht möglich ist.

\*) Messungen in Einbeck von D. HASE 1966/68

## 6 Z U S A M M E N F A S S U N G

Einleitend werden verschiedene Meß-Verfahren für die Bestimmung der ungesättigten hydraulischen Leitfähigkeit (UHL) diskutiert. Es wird dann eine Doppelmembran-Druckapparatur zur Bestimmung der UHL an Stechzylinder-Proben (pF-Bereich 1 - 3,2) beschrieben, die aus folgenden Bauteilen besteht: 1. thermostatisierbarer Drucktopf, 2. horizontal hängende Doppel-Filterplatten-Druck-Kapseln für die Aufnahme der perforierten Stechzylinder, 3. Aufsatz mit Unterdruck-Reguliereinrichtung und Überlauf-Meßbüretten. Arbeitsgang und Meßprinzip werden ausführlich diskutiert und mit anderen Verfahren verglichen. Als wichtigste Kenngrößen der verwendeten Filter-Platten werden herausgestellt: 1.) Luftdurchtritts-Grenzwert, 2.) hydraulischer Eigen-Widerstand und 3.) in Zusammenhang mit der Haftreibung der hydraulische Druckdifferenz-Grenzwert. Das zum Proben-Mittelpunkt und zum Mittelpunktsgleichgewichts-pF-Wert symmetrische Anlegen der hydraulischen Druck-Differenz wird als Voraussetzung für einen richtigen pF-Bezug der UHL-Werte angesehen. - Messungen der UHL an körnungsartlich unterschiedlichen Bodenproben in natürlicher Lagerung und bei stufenweiser Entwässerung zeigen, daß die Desorptions-UHL-Kurven die Form-Änderungen widerspiegeln, welche die wasserleitenden Porenwasser-Stränge des Bodens im Zuge der Entwässerung erfahren. Die "Abriß-Punkte", bei denen der direkte Meniskus=Meniskus-Kontakt in einen Meniskus=Kornoberflächenwasserfilm=Meniskus-Kontakt übergeht, lassen sich durch UHL-Messungen recht gut erfassen. Am Beispiel einer Löß-Probe wird das Phänomen der guten Wasser-Leitung in "trockenen" (pF ~ 3,0) Lössen mit den relativ großen UHL-Werten bei hohen Saugspannungen und den bei unter  $3 \mu$  Porengröße liegenden "Abriß-Punkten" erklärt.

## 7 L I T E R A T U R

1. Baumann, H., 1963: Die Möglichkeit, den  $k_f$ -Wert der Bestimmung der Dränsträngentfernung dienstbar zu machen.  
Mitt.d.Dtsch.Bodenkundl.Gesellsch.  
1, 247-251

2. Benecke, P., 1963: Gefügeabstufung und ihre Beziehung zur Durchlässigkeit. Mitt.d.Dtsch.Bodenkundl.Gesellsch. 1, 253-266
3. Benecke, P., 1963: Bodenphysikalische Kennwerte mit besonderer Berücksichtigung der Durchlässigkeit. Mitt.d.Dtsch.Bodenkundl.Gesellsch. 1, 275-284
4. Darcy, H., 1856: Les Fontaines Publiques de la Ville de Dijon. Vistor Dalmont, Paris
5. Gardner, W.H., 1951: Flow of Soil Moisture in the Unsaturated State. Soil Sci.Soc.America Proceed., 15, 42-50
6. Gradmann, H., 1928: Untersuchungen über die Wasserverhältnisse des Bodens als Grundlage des Pflanzenwachstums. Jhb. Wiss. Bot. 69
7. Hartge, K.H., 1961: Die Messung der Wasserpermeabilität an Stechzylinderproben. Zeitschr. Kulturtechnik 2, 103-114
8. Hartge, K.H., 1961: Die Erfassung der Kontinuität der groben Poren aus ihrem Anteil im Boden und dem Permeabilitätskoeffizienten. Z.Pflanzenernähr.,Düng.Bodenkunde 94, 147-154
9. Kirkham, D., 1949: Some Tests of Diffusion Theory and Laws of the Capillary Flow in Soils. Soil Science 67, 31-40
10. Klute, A., 1952: Some Theoretical Aspects of the Flow of Water in Unsaturated Soils. Soil Sci.Soc.America Proceed., 16, 144-148
11. Klute, A., 1952: A Numerical Method for Solving the Flow Equation of Water in Unsaturated Materials. Soil Science 73, 105-116
12. Koitsch, R., 1964: Theorie eines Doppel-Membran-Apparates zur Bestimmung der kapillaren Leitfähigkeit von Bodenproben. Albrecht-Thaer-Archiv 8, 47-60

13. Rohdenburg, H., Meyer, B., 1966: Zur Feinstratigraphie und Paläopedologie des Jungpleistozäns nach Untersuchungen an Südniedersächsischen und Nordhessischen Lößprofilen. Mitt.d.Dtsch.Bodenkundl.Gesellsch. 5, 1-17o
14. Meyer, B., Moschrefi, N., 1968: Lösssäulen-Modellversuche zur Niederschlags-Versickerung und Grundwasserspense bei ungesättigtem Feuchtezustand, Lufteinschluß und unterschiedlichem Grundwasserstand Göttinger Bodenkundl.Berichte 1
15. Miller, E.E., Elrick, D.E., 1952: Dynamic Determination of Capillary Conductivity for Non-negligible Membran Impedance. Soil Sci.Soc.America Proceed. 22, 483-486
16. Richards, L.A., 1952: Influence of Capillary Conductivity and Depth of Wetting on Moisture Retention in Soil. Transact. American Geophys. Union 33, 531-54o
17. Rijtema, P.E., 1959: Calculation of Capillary Conductivity from Pressure Plate Outflow Data with Non-negligible Membrane Impedance. Neth. Journ. Agriculture Sci. 7, 2o9-215
18. Vetterlein, E., 1964: Ein Doppel-Membran-Apparat zur Bestimmung der kapillaren Leitfähigkeit von Bodenproben. Albrecht-Thaer-Archiv 8, 37-45

Bartels, R. und Kuntze, H.:

## **Ungesättigte hydraulische Leitfähigkeit von Moorböden**

(1. vorläufige Mitteilung)

**Göttinger Bodenkundliche Berichte 1, 155-161  
(1968)**

## 1 E I N F Ü H R U N G

Bei Moor- und Anmoorböden, die unter starkem Grundwassereinfluß stehen, ist ausreichende Tragfähigkeit nur durch tiefe Entwässerung zu erreichen. Wie hoch bleibt bei solch' scharfem Eingriff in den Wasserhaushalt der Moorböden die aus dem Grundwasser in den Krumenbereich über den Kapillarsaum nachlieferbare Wassermenge?

## 2 U N T E R S U C H U N G E N

Ungestörte Bodenproben (200 ml Stechzylinder) werden nach kapillarer Sättigung in einem Drucktopf unter steigendem Überdruck bei verschiedenen pF-Werten entwässert. Wie in der Anlage von VETTERLEIN (3) wird über die die Proben seitlich begrenzenden Keramikplatten von der einen zur anderen Seite der Probe ein Saugspannungs-Gradient angelegt, und nach Erreichen stationären Fließens die pro Zeiteinheit durchlaufende Wassermenge in Büretten gemessen.

Die Filterplatten werden nach ihrem Nennwert der maximalen Porenweite so ausgewählt, daß der aus dem Filterwiderstand zu errechnende Korrekturfaktor für die Durchflußwerte (nach VETTERLEIN) kleiner als 1,02 bleibt. Den bei Moorböden im norddeutschen Raum vorherrschenden Verhältnissen entsprechend beschränken sich die Untersuchungen vorerst auf den pF-Bereich 0 bis 3.

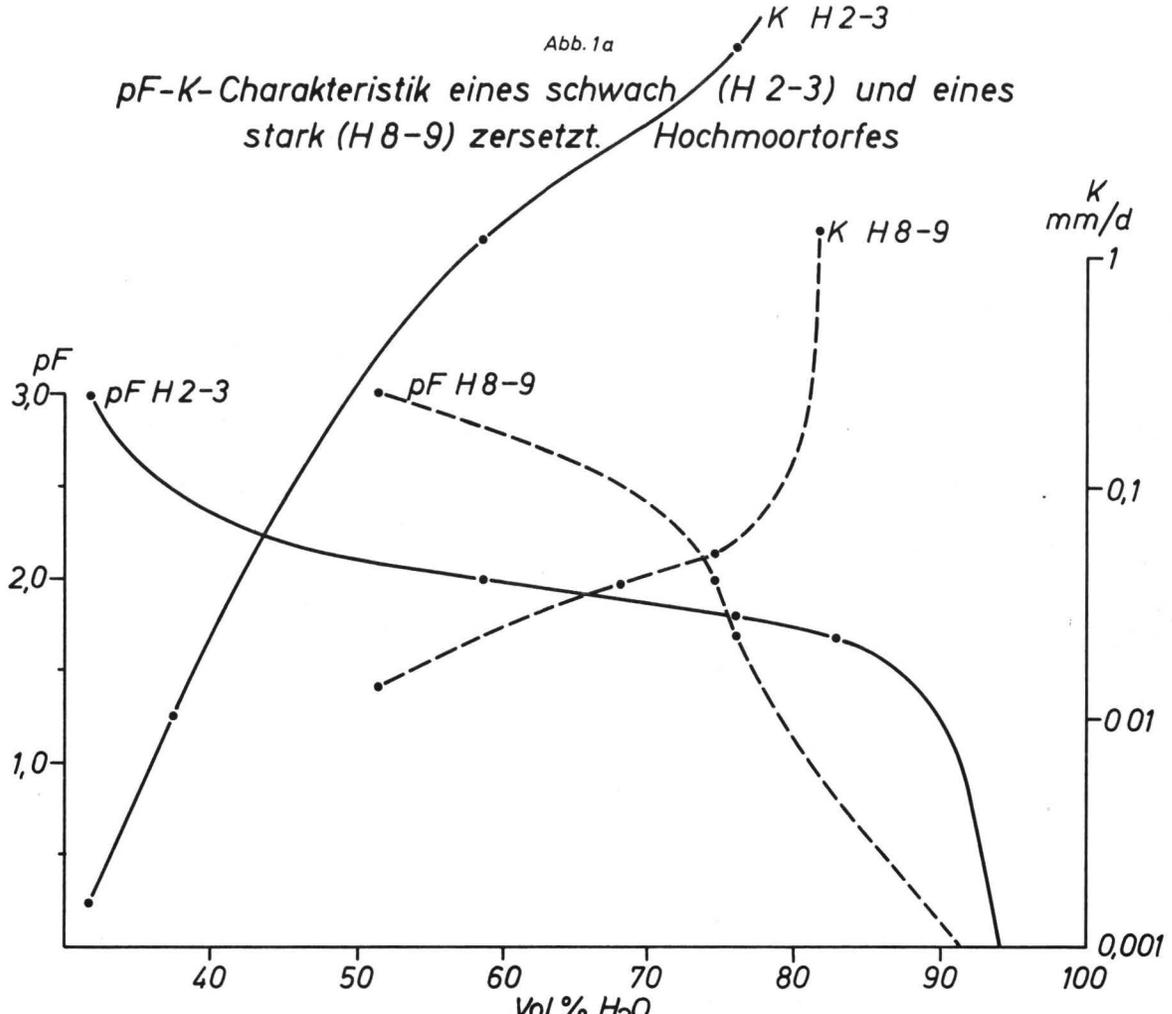
## 3 E R G E B N I S S E

Die Abnahme der hydraulischen Leitfähigkeit bei steigendem pF-Wert läßt sich in Form von pF-K-Charakteristiken darstellen. Abb. 1 a zeigt pF-K-Charakteristiken eines schwach und eines stark zersetzten Hochmoortorfes, Abb. 1 b zweier Niedermoor- torfe.

Der schwach zersetzte Hochmoortorf verliert von pF 0 bis pF 3 fast 70 Vol.°/o Wasser, der stark zersetzte jedoch nur 50 Vol.°/o. Die Neigung der pF-Kurve des schwach zersetzten Hochmoortorfes ist der eines Sandes, die des stark zersetzten

Abb. 1a

pF-K-Charakteristik eines schwach (H 2-3) und eines stark (H 8-9) zersetzten Hochmoortorfes



*pF-K-Charakteristik eines schwach (H3-4) und eines stark (H8-9) zersetzten Niedermoortorfes*

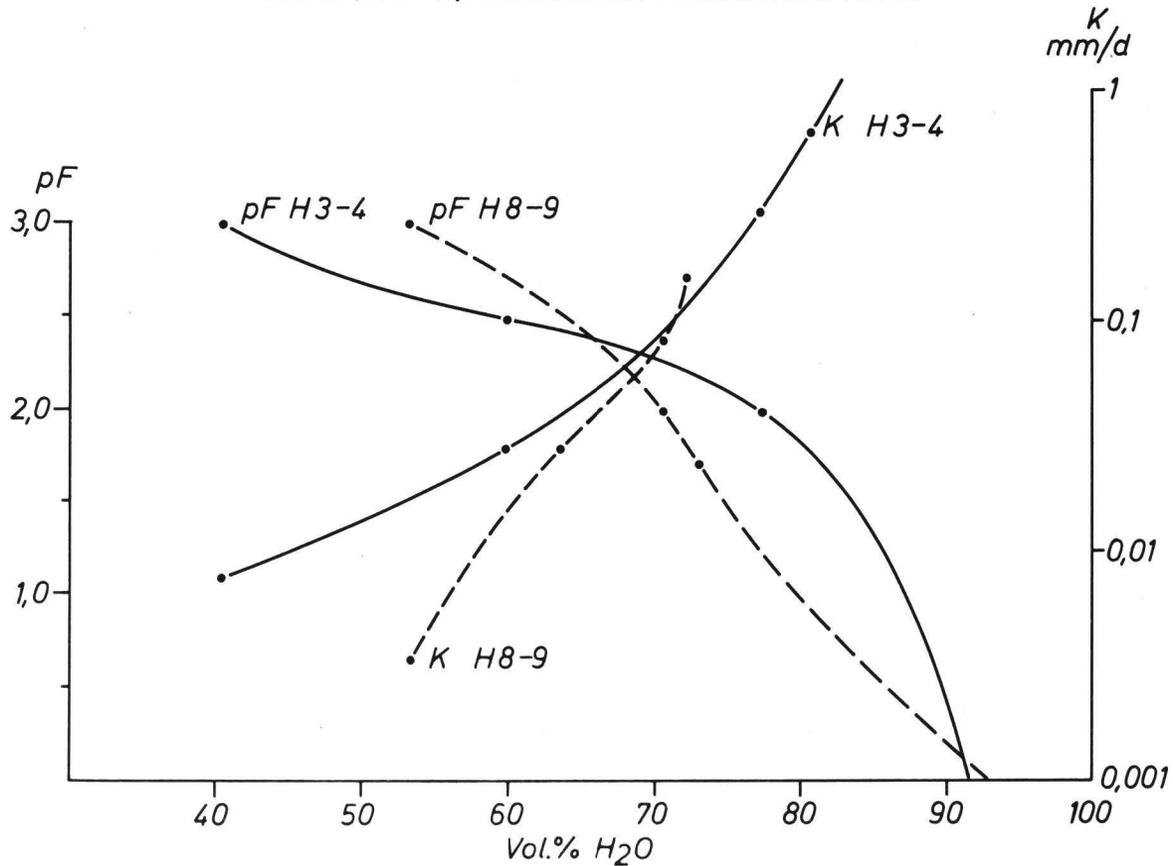
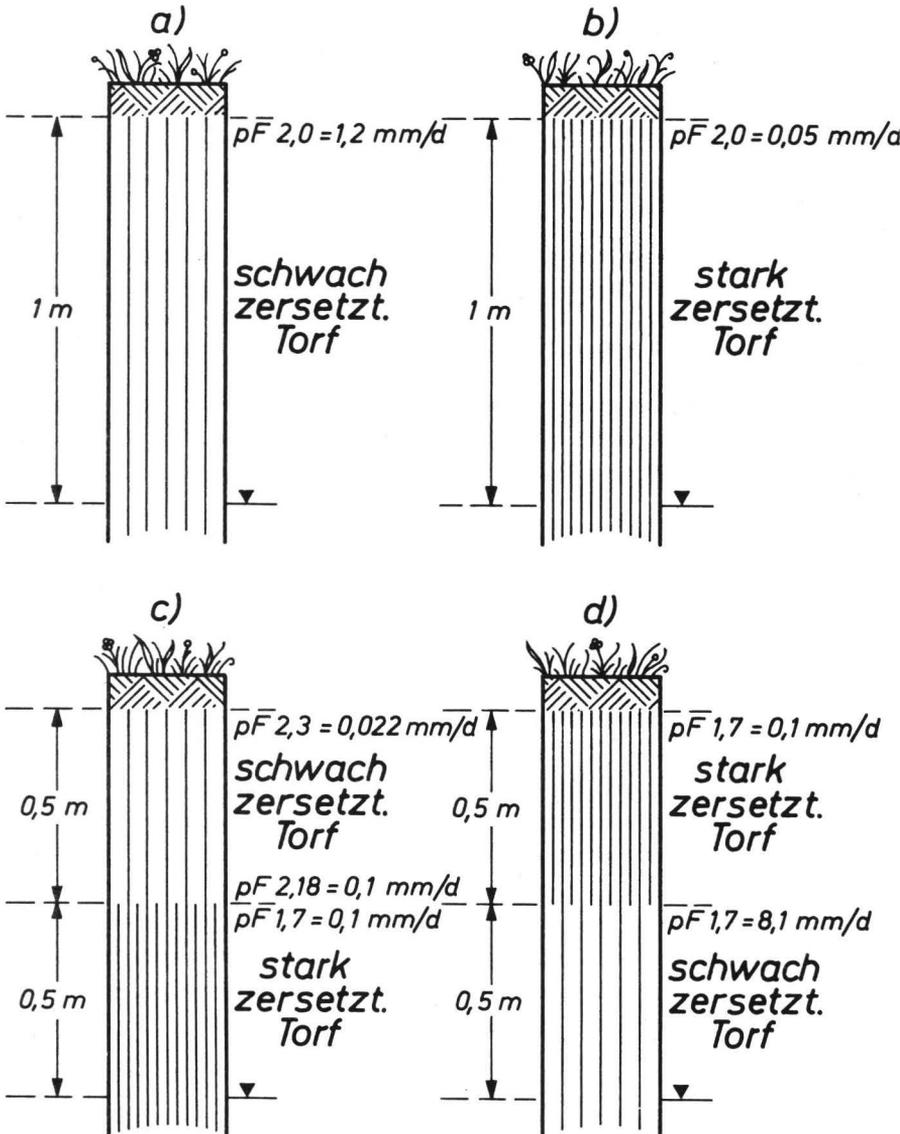


Abb. 2

### Wassernachlieferung $\text{mm/d}$ aus dem Grundwasser bei versch. Annahmen des Profilaufbaues von Moorböden



Hochmoortorfes der bindiger Böden vergleichbar. Die Kurven der Mineralböden verlaufen wegen des weit höheren Substanzvolumens allerdings weiter links.

Parallelen zu Mineralböden sind auch in den Kf-Kurven zu erkennen: Der schwach zersetzte Hochmoortorf zeigt aufgrund seines hohen Anteils grober Poren bei pF 1 sehr hohe Nachlieferungsraten. Diese nehmen aber über pF 2 sehr schnell ab, schon bei pF 3 liegen die Durchflußwerte  $< 10^{-3}$  mm/d. Der stark zersetzte Hochmoortorf liefert, seinem geringen Anteil an groben Poren entsprechend, nur relativ wenig Wasser bei pF 1 nach, nimmt aber mit steigender Saugspannung langsamer in der Wassernachlieferung ab.

Die Verhältnisse liegen bei Niedermoortorfen ähnlich, die absoluten Werte der untersuchten Proben sind allgemein niedriger, wahrscheinlich ist der Grund dafür in den den Niedermoortorfen eigenen mineralischen Beimengungen zu suchen.

Die Wassernachlieferung im ungesättigten Bereich ist eine Funktion der Porengrößenverteilung, also haben Zersetzungsgrad und Lagerungsdichte der Torfe den größten Einfluß.

#### 4 S C H L U S S F O L G E R U N G E N

Wenn die verschiedenen Torfe so stark in der hydraulischen Leitfähigkeit im ungesättigten Bereich voneinander abweichen, ergeben sich bei der Vielfalt des Profilaufbaues der Moorböden unterschiedliche Voraussetzungen für die Wasserversorgung der Kulturpflanzen über dem Kapillarsaum je nach Intensität der Entwässerung. In Abb. 2 sind vier verschieden aufgebaute Moorprofile unter Angabe ihrer im ungesättigten Bereich nachlieferbaren Wassermengen dargestellt. Der durchwurzelte Raum liegt 1 m über dem Grundwasserspiegel. Aus den Werten in Abb. 2 geht hervor, daß sich stark zersetzter Torf im unteren pF-Bereich wegen seiner sehr geringen ungesättigten hydraulischen Leitfähigkeit stets ungünstig auf die Wasserversorgung der Kulturpflanzen auswirkt, vor allem bei stratigraphischen Verhältnissen wie unter b und c dargestellt wird.

## 5 Z U S A M M E N F A S S U N G

Eine zur intensiven Bewirtschaftung von Moorböden erforderliche Erhöhung der Tragfähigkeit ist nur durch scharfe Entwässerung zu erreichen. Bei allgemein üblichen Entwässerungstiefen hat das aus dem Grundwasser an die Pflanzenwurzel über Kapillaren und Filme nachgelieferte Wasser einen umso größeren Anteil an der Wasserversorgung der Kulturpflanzen, je geringer der Zersetzungsgrad der anstehenden Torfe ist.

## 6 L I T E R A T U R

1. Kuntze, H., 1965: Physikalische Untersuchungsmethoden für Moor- und Anmoorböden. Landw. Forsch. Bd. XVIII, 178-191
2. Kuntze, H., 1966: Die Messung des geschlossenen und offenen Kapillarsaumes in natürlich gelagerten Böden. Z. f. Pflanzenernähr. Düng. Bodenkd. 113, H. 2, 97-106
3. Vetterlein, E., 1964: Ein Doppel-Membran-Apparat zur Bestimmung der kapillaren Leitfähigkeit von Bodenproben. Albrecht-Thaer-Archiv 8, 37-45
4. Kramer, W., 1966: Untersuchungen über die Wasserleitfähigkeit im ungesättigten Feuchtezustand des Bodens (unsaturated flow) mit der Doppelmembran-Druckapparatur. Vortrag auf der Tagung der Deutschen Bodenkundl. Gesellsch. in Mainz 1966

