

Wasserhaushalt und Durchlüftung im Boden

Autor(en): **Richard, Felix**

Objektyp: **Article**

Zeitschrift: **Bericht über das Geobotanische Forschungsinstitut Rübel in Zürich**

Band (Jahr): - **(1958)**

PDF erstellt am: **08.05.2024**

Persistenter Link: <https://doi.org/10.5169/seals-377575>

Nutzungsbedingungen

Die ETH-Bibliothek ist Anbieterin der digitalisierten Zeitschriften. Sie besitzt keine Urheberrechte an den Inhalten der Zeitschriften. Die Rechte liegen in der Regel bei den Herausgebern.

Die auf der Plattform e-periodica veröffentlichten Dokumente stehen für nicht-kommerzielle Zwecke in Lehre und Forschung sowie für die private Nutzung frei zur Verfügung. Einzelne Dateien oder Ausdrucke aus diesem Angebot können zusammen mit diesen Nutzungsbedingungen und den korrekten Herkunftsbezeichnungen weitergegeben werden.

Das Veröffentlichen von Bildern in Print- und Online-Publikationen ist nur mit vorheriger Genehmigung der Rechteinhaber erlaubt. Die systematische Speicherung von Teilen des elektronischen Angebots auf anderen Servern bedarf ebenfalls des schriftlichen Einverständnisses der Rechteinhaber.

Haftungsausschluss

Alle Angaben erfolgen ohne Gewähr für Vollständigkeit oder Richtigkeit. Es wird keine Haftung übernommen für Schäden durch die Verwendung von Informationen aus diesem Online-Angebot oder durch das Fehlen von Informationen. Dies gilt auch für Inhalte Dritter, die über dieses Angebot zugänglich sind.

WASSERHAUSHALT UND DURCHLÜFTUNG IM BODEN

Von Felix RICHARD¹

INHALTSVERZEICHNIS

1. Beobachtungen über das Verhalten des Wassers im Boden	76
2. Die Bindung des Wassers im Boden	77
3. Die Abhängigkeit des Wasser- und Luftgehaltes von der Porengrößenverteilung im Boden	78
4. Die Durchlüftung des Bodens	84

1. Beobachtungen über das Verhalten des Wassers im Boden

Durch starken Regen und Schneeschmelzwasser werden im Frühling viele unserer Wald- und Freilandböden mit Wasser gesättigt. Durch Anschwellen der Flüsse wird deutlich gezeigt, dass der Boden nicht alles Niederschlagswasser aufsaugen kann. Aber schon 2 bis 3 Tage nach dem Regen sind Böden ohne wasserundurchlässige Schichten wohl noch feucht und plastisch, aber nicht mehr mit Wasser gesättigt. Unter dem Einfluss der Schwerkraft ist ein Teil des Bodenwassers tiefer in die Erde eingesickert. Poren und Hohlräume des Bodens werden wieder mit Luft erfüllt. Man bezeichnet den Wassergehalt, der sich regelmässig nach einem starken Regen einstellt, nach dem das sog. Gravitationswasser wegdrainiert ist, als die Feldkapazität (FC) eines Bodens (VEIHMEYER und HENDRICKSON 1931). Wenn der Wassergehalt eines Bodens Feldkapazität erreicht hat, dann hört die Wasserbewegung praktisch auf. Dieser Wassergehalt kann in einem vegetationslosen Boden lange Zeit erhalten bleiben, wenn vom Wasserverlust des Bodens durch direkte Evaporation in die Luft abgesehen wird. Für praktische Bedürfnisse ist die Feldkapazität eine Charakteristik des Bodens.

In einem Boden seien infolge zu kleiner Wassergabe Pflanzen welk geworden. Wird der Wassergehalt des Bodens bestimmt (105° Trockengewicht), dann findet man je nach Tongehalt immer noch grössere oder kleinere Mengen Wasser. Man bezeichnet den Wassergehalt eines Bodens bei dem die Pflanzen irreversibel welken, als den permanenten Welkepunkt (PWP), (BRIGGS und SHANTZ 1912, VEIHMEYER und HENDRICKSON 1949, 1950). FURR und REEVE (1945) sprechen von einem permanenten Welkebereich anstelle von permanentem Welkepunkt. Da aber der Welkebereich häufig nicht mehr als 1% Wasser ausmacht, braucht man ihn für viele praktische Fälle nicht zu berücksichtigen.

¹ Nach einem Vortrag, gehalten am 23.1.1959 im Geobot. Inst. ETH, Zürich, Stiftung Rübel.

2. Die Bindung des Wassers im Boden

Wir erkennen aus diesen Beobachtungen, dass verschiedene Fraktionen des Bodenwassers sich ganz unterschiedlich verhalten. Es gibt Wasser, das durch die Gravitationskraft bewegt, bzw. nicht bewegt und durch die Pflanzenwurzeln aufgenommen, bzw. nicht aufgenommen werden kann. Wir werden sehen, dass die gewichtsmässige Wasserbestimmung allein nichts über diese verschiedenen Eigenschaften aussagen kann.

Die Ursache des speziellen Verhaltens einzelner Fraktionen des Wassers liegt in der Wasserbindung. BUCKINGHAM (1907), BRIGGS und McLANE (1907), BRIGGS und SHANTZ (1913), RICHARDS (1928), betrachten die Wasserbindung im Boden als Energiefunktion. Vom gesamten Energieinhalt ist aber nur ein bestimmter Teil, die sog. freie Energie, in Arbeit umwandelbar. Auf diesen Anteil kommt es bei der Grösse der Wasserbindung an. Der Inhalt an freier Energie wird zur Hauptsache durch elektrostatische, osmotische, kapillare und Gravitationskräfte bestimmt. Da in unserem humiden Klimagebiet namentlich die osmotischen Kräfte klein sind und meistens vernachlässigt werden dürfen, kann der Inhalt an freier Energie des Bodenwassers vereinfacht bestimmt werden. Da es ferner für unsere Betrachtungen nicht nötig ist, den absoluten Inhalt, sondern nur die Differenz an freier Energie (ΔF , bezogen auf eine freie Wasseroberfläche) zu bestimmen, kann diese Differenz angenähert durch den hydrostatischen Druck (Saugdruck, Unterdruck, Saugspannung, Tension) des Bodenwassers ausgedrückt werden (BUCKINGHAM 1907).

Durch stufenweise Erhöhung des Druckes kann von der Wassersättigung bis zur Ofentrockenheit der Zusammenhang zwischen angewendeter Druckkraft und verbleibendem Wassergehalt im Boden bestimmt werden. Diese Beziehung wird durch die Sorptionskurve dargestellt. Sie gibt auch an, wie gross bei gegebenem Unterdruck die Anzahl luftegefüllter Poren ist (RICHARD 1955). In Figur 1 ist die Sorptionskurve eines Sand- bzw. Lehm-bodens gezeichnet. Die Saugkraft, mit der das Wasser gebunden ist, wird in Atmosphären angegeben. Als andere Ausdrucksform des Saugdruckes wird oft auch das sog. „pF“ verwendet. Man versteht darunter nach SCHOFIELD (1935) den Brigg'schen Logarithmus des in Zentimeter Wassersäule angegebenen Unterdruckes mit dem das Wasser im Boden festgehalten wird:

$$pF = \log_{10} \text{Unterdruck (in cm HOH-Säule)}$$

Diese Definition ist eine Vereinfachung. Sie berücksichtigt weder osmotische, noch Adhäsions-, noch Gravitationskräfte, die unter bestimmten Bedingungen die Wasserbindung ebenfalls entscheidend beeinflussen. Das gilt besonders für die osmotischen Kräfte. Genau genommen versteht

SCHOFIELD unter dem pF den Brigg'schen Logarithmus der Differenz in freier Energie, ΔF , die zwischen dem Bodenwasser und einer ebenen, freien Wasseroberfläche (als Bezugsgrösse) vorhanden ist. Nun hat in Böden humider Klimagebiete das Bodenwasser infolge geringer Salzkonzentration einen relativ kleinen osmotischen Wert. Die osmotischen Kräfte dürfen deshalb bei der Untersuchung der Bilanz von ΔF vernachlässigt werden. Dieser Umstand führt zu oben erwähnter Vereinfachung.

Von der Wassersättigung bis zur Ofentrockenheit steigt die Wasserbindung von 0 bis ca. 6000 atü: d.h. dass im wassergesättigten Boden bestimmte Fraktionen des Wassers frei bewegt werden können, während andere in Kapillaren mehr oder weniger stark gebunden sind.

Will eine Pflanze Wasser aus dem Boden aufnehmen, dann muss sie eine Saugkraft anwenden, die gleich gross ist wie die kapillare Bindungskraft.

Die Saugkraft der Pflanze kann aber in der Regel eine bestimmte Grösse nicht überschreiten. Vergleichen wir in Figur 1 für beide Sorptionskurven den zu 15 atm gehörenden Wassergehalt, dann beträgt er im „Chablais“-Sand $\sim 1\%$ und im „Allschwil“-Loesslem $\sim 27\%$. Am permanenten Welkepunkt ist der Wassergehalt je nach Struktur, Humusgehalt und Porengrössenverteilung des Bodens verschieden. Für angewandte Untersuchungen dürfen wir aber annehmen, dass am permanenten Welkepunkt in der Regel das Wasser mit 15 atm und mehr gebunden ist. Diese Beobachtung darf für praktische Genauigkeitsansprüche ebenfalls verallgemeinert werden, indem die maximale Saugkraft zahlreicher bis heute untersuchter Pflanzenarten ungefähr 15 Atmosphären beträgt. Die Pflanzen können aus dem Boden kein Wasser aufnehmen, das mit einer grösseren Saugspannung festgehalten wird. Man darf annehmen, dass der permanente Welkepunkt eine Konstante des Bodens und unabhängig von der Pflanzenart ist (BRIGGS und SHANTZ 1912, VEIHMEYER und HENDRICKSON 1948, 1950, RICHARD 1953). Feldkapazität und permanenter Welkepunkt sind zwei Punkte der Sorptionskurve mit entscheidender ökologischer Bedeutung. Durch sie wird der Bau des Porenvolumens eines Bodens charakterisiert. Man erhält quantitativ Auskunft, wieviel Wasser nach Porensättigung durch die Gravitationskraft entleert, wieviel Wasser durch die Pflanze aufgenommen und wieviel Wasser infolge zu starker Bindung nicht aufgenommen werden kann.

3. Die Abhängigkeit des Wasser- und Luftgehaltes von der Porengrössenverteilung im Boden

Vereinfacht dargestellt, steht die Wasserbindung im Zusammenhang mit der Anzahl und der Grösse von Hohlräumen bzw. Kapillaren eines Bodens. Die Wasserbindungskraft wird umso grösser, je kleiner der Kapillardurch-

messer ist. In groben Kapillaren wird das Wasser weniger stark festgehalten als in feineren. Will eine Pflanze Wasser aus dem Boden aufnehmen, dann muss sie in groben Kapillaren weniger grosse Saugkräfte anwenden, als in feineren. Der Zusammenhang zwischen Porendurchmesser und Kapillarkraft ist durch folgende Beziehung gegeben:

$$d_{cm} = \frac{0,294}{h_{cm}}$$

Es bedeuten $d_{cm} = \varnothing$ der Bodenkapillare in cm, $h_{cm} =$ Druckkraft, ausgedrückt in Zentimeter Wassersäule, mit der das Wasser aus einer Pore von d_{cm} Durchmesser herausgenommen werden kann (für die Pflanze ist es eine Saugkraft).

In einem normal drainierten Boden wird der Wassergehalt schon 2–3 Tage nach intensivem Regen auf die Feldkapazität, FC, reduziert. Das leicht bewegliche, sog. Gravitationswasser, ist tiefer in den Boden eingesickert; die wasserfrei gewordenen Poren sind mit Luft gefüllt worden.

Wir nennen jene Poren eines normal drainierten Bodens, die bei Feldkapazität mit Luft gefüllt sind, Grobporen (Figur 1). Der Grobporenanteil (V_g) eines Bodens wird aus der Differenz von Porenvolumen (V_p) minus Feldkapazität (FC) berechnet:

$$V_g = V_p - FC$$

$V_g =$ Volumen der Grobporen (cm³/Liter)
 $V_p =$ Gesamtes Porenvolumen des Bodens (cm³/Liter)
 $FC =$ Wassergehalt bei Feldkapazität (cm³/Liter)

Die Durchlüftung eines Bodens wird im wesentlichen durch Anzahl, Form und Verteilung der Grobporen charakterisiert. Sie wird umso grösser, je mehr und je tiefer im Boden kontinuierlich Grobporen vorhanden sind. Der Grobporengehalt gibt den kleinstmöglichen Luftanteil an, der in einem Boden längere Zeit vorhanden sein kann. Durch den Wasserverbrauch der Wurzeln werden vorübergehend auch Poren mit Luft gefüllt, die in der Regel verwertbares Wasser enthalten. Dadurch wird bis zum nächsten Zeitpunkt, da diese Poren mit verwertbarem Wasser erneut gefüllt werden, der Luftporenanteil vergrössert. Die Resultante aus Wasserverbrauch und Wassernachschub bestimmt, wieviel und wie lange auch Mittelporen zur Bodendurchlüftung beitragen können.

Zwischen Feldkapazität und permanentem Welkepunkt liegt das durch die Pflanze verwertbare Wasser, W_v . Wir nennen die Poren, die dieses Wasser enthalten, Mittelporen. Der Gehalt an Mittelporen eines Bodens bestimmt, wie viel verwertbares Wasser maximal gebunden werden kann. Dieses Speichervermögen entscheidet, wie lange ein Boden während Trockenperioden

ohne weiteren Zuschub, Wasser an die Pflanze abgeben kann. Die Wachstumsleistung eines Bestandes kann in entscheidendem Masse davon abhängen. Für das Wachstum der Pflanze ist aber nicht nur die Menge verwertbaren Wassers, sondern auch die Grösse der kapillaren Bindung wichtig: Je nachdem wo der Wassergehalt zwischen Feldkapazität und permanentem Welkepunkt

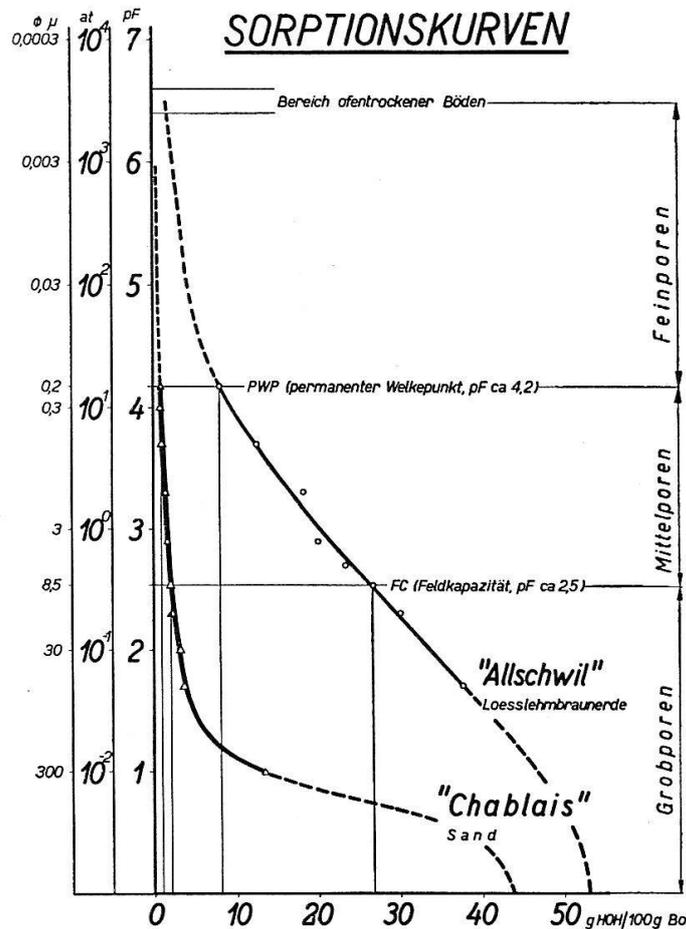


Fig. 1

liegt, muss die Pflanze kleine oder grössere Saugkräfte aufwenden, um Wasser aufzunehmen. Ist nur Wasser vorhanden, das z. B. mit 1–15 atm gebunden ist, dann muss durch die Pflanze mehr Energie aufgewendet werden, als wenn auch solches vorhanden ist, das mit $\frac{1}{3}$ –1 atm gebunden ist. Unter sonst vergleichbaren Bedingungen würde eine Pflanze bei höherem Energieaufwand langsamer wachsen als bei kleinerem. (Über den Einfluss des Energieaufwandes der Pflanze beim Wasserentzug aus dem Boden und bei ihrem Wachstum vergleiche VEIHMAYER 1948, FREI 1953).

Wie weiter oben beschrieben, enthält ein Boden am permanenten Welkepunkt nur noch Wasser, das durch die Pflanze nicht aufgenommen und des-

halb nicht verwertet werden kann. Dieses Wasser wird in den sog. Feinporen festgehalten, d.h. in Poren mit einer Wasserbindungskraft von ≥ 15 atm. Die Wirkung der Feinporen wird besonders in tonreichen, nicht normal drainierten, bei uns häufig vernässten oder wechselfeuchten Böden, übersehen. Feinporen sind ständig mit Wasser gefüllt und reduzieren um

Profil „Chablais“

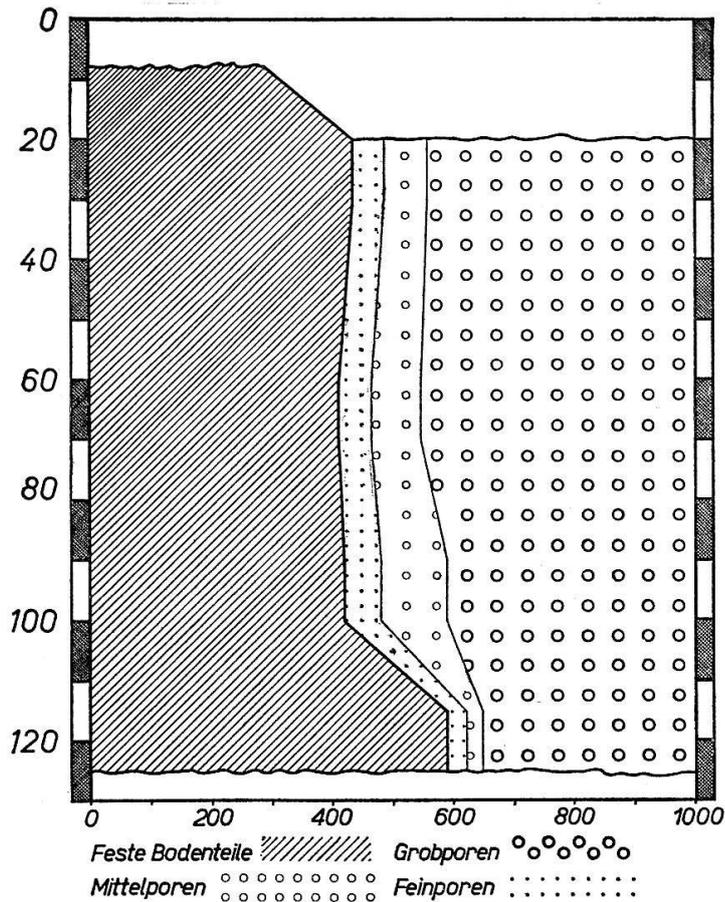


Fig. 2

ihren Betrag das Porenvolumen. Je grösser ihr Anteil ist, umso kleiner ist jener der Mittel- und Grobporen. Die Menge verwertbaren Wassers und der Luftporenanteil werden entsprechend kleiner.

Aus diesen Ausführungen schliessen wir, dass die Sorptionskurve charakteristische Auskünfte über die Struktur, speziell über die Porengrössenverteilung, eines Bodens gibt. Durch die Unterteilung des Porenvolumens in Grob-, Mittel- und Feinporen können wir den Wasser- und Luftgehalt genauer charakterisieren, als allein durch die Bestimmung des Porenvolumens. So braucht z.B. unter sonst vergleichbaren Bedingungen ein Boden mit grösserem Porenvolumen nicht besser durchlüftet zu sein als einer

mit kleinerem Porenvolumen, denn der Mehrbetrag kann auf den Feinporenanteil fallen. In den Figuren 2, 3 und 4 sind Böden mit verschiedenen Porenklassenanteilen dargestellt:

Der Boden „Chablais“ (Figur 2) enthält im Durchschnitt 78% Grobporen, 13% Mittelporen und 9% Feinporen (RICHARD und FEHR 1954). Umgerechnet

Profil „Fort 1“

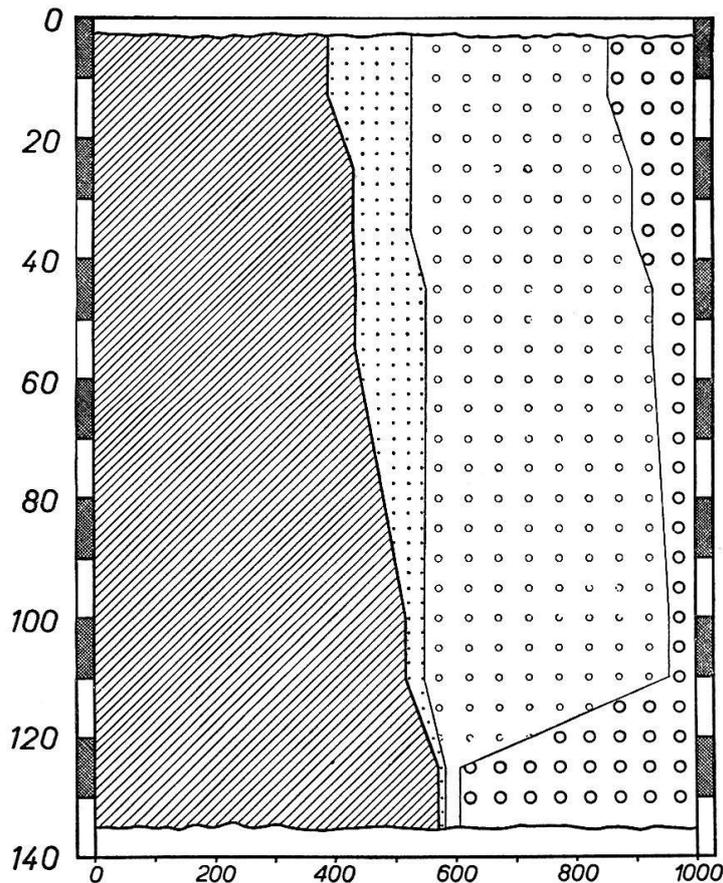


Fig. 3

pro Kubikmeter natürlich gelagerten Bodens sind das 439 Liter luftführende Grobporen, 86 Liter verwertbares Wasser enthaltende Mittelporen und 56 Liter nicht verwertbares Wasser führende Feinporen. Diese Eigenschaften sind charakteristisch für gute Pappelböden. Infolge des extrem hohen Grobporenanteils ist der Boden übermäßig durchlässig und hat pro m³ in ungefähr 16 Tagen sein verwertbares Wasser aufgebraucht. Er ist bis zum nächsten Wassernachschub physiologisch trocken. Sollen keine Wachstumshemmungen auftreten, dann ist ein solcher Boden auf kapillaren Grundwassernachschub bzw. auf regelmässige Niederschläge in kurzen Intervallen angewiesen.

Der Boden „Fort 1“ (Figur 3) enthält im Durchschnitt 31 % Grobporen, 55 % Mittelporen und 14 % Feinporen (RICHARD und FEHR 1954). Pro Kubikmeter natürlich gelagerten Bodens sind das 83 Liter luftführende Grobporen, 373 Liter verwertbares Wasser führende Mittelporen und 91 Liter nicht verwertbares Wasser führende Feinporen. Für Waldböden ist dieser Luftporen-

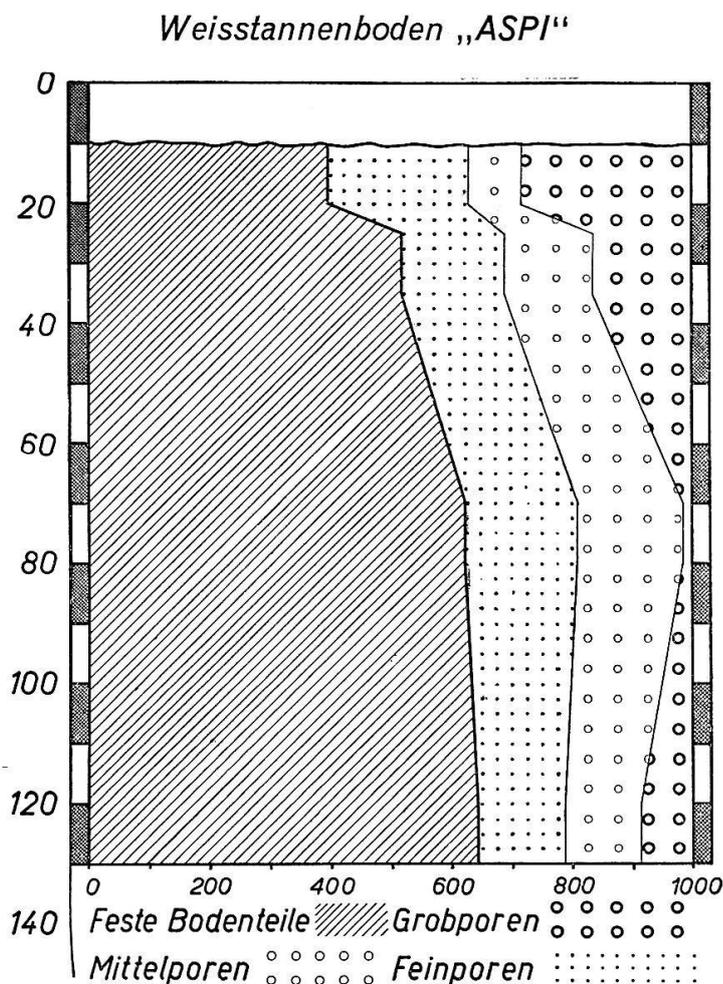


Fig. 4

anteil immer noch sehr hoch. Der Boden hat ein besonders grosses Speichervermögen für verwertbares Wasser, das pro m³ Boden in ungefähr 85 Tagen aufgebraucht ist. Dieser Bodentyp kann ohne Nachschub die Vegetation während einer ungefähr 5 mal längeren Trockenheitsperiode mit Wasser versorgen, als der Boden vom Typ „Chablais“.

Im Weisstannenboden „Aspi“ (Figur 4) sind die Grobporen diskontinuierlich verteilt (RICHARD 1953). Das Gravitationswasser kann nicht in durchgehenden Grobporen in tiefere Bodenzonen fließen, sondern wird am Orte, wo keine Grobporen sind, aufgehalten. Im „Aspi“-Boden fehlen sie in 70–

80 cm Tiefe, weshalb hier ein Wasserstau entsteht. Durch diesen Stau wird auch die Wasserbewegung in den Grobporen von 0–60 cm Tiefe unterbunden. Der Boden ist deshalb nicht normal drainiert, er ist wechselfeucht (im Winter wassergesättigt, im Sommer durch die Transpiration der Pflanzen verübergehend partiell trocken) oder dauernd vernässt. Nicht normal drainierte Böden haben keine Feldkapazität, die der Definition von VEIHMEYER und HENDRICKSON (1931) entspricht.

Das Beispiel zeigt, dass die Ursache der Wechselfeuchtigkeit durch die Untersuchung der Porengrößenverteilung bestimmt werden kann.

4. Die Durchlüftung des Bodens

Die Bodendurchlüftung hat neben reiner wissenschaftlicher Bedeutung für uns ein besonderes praktisches Interesse. In ausgedehnten Waldgebieten der Schweiz sind die Böden so schlecht durchlüftet, dass an den Waldbeständen Wuchsstörungen oder mindestens unbefriedigender Zuwachs beobachtet wird. Häufig versucht man durch Entwässerung den Lufthaushalt zu verbessern.

Der Lufthaushalt eines Bodens wird unter sonst vergleichbaren Bedingungen durch die Porengrößenverteilung und durch die Art des pflanzlichen Wasserentzuges beeinflusst:

1. Die Porengrößenverteilung ist für einen gegebenen Boden kennzeichnend. Für die Durchlüftung sind besonders Menge und Art der Grobporen wesentlich, vorausgesetzt, dass es sich um einen normal drainierten Boden handelt (vgl. Sorptionskurve weiter oben).

2. Durch den pflanzlichen Wasserentzug werden, ausgehend von der Feldkapazität, in einem normal drainierten Boden Mittelporen entwässert. Um den Betrag der entwässerten Mittelporen wird deshalb periodisch der Luftgehalt des Bodens vergrößert. Dringt wieder Regenwasser in den Boden ein, dann füllen sich, soweit das Wasser eindringen kann, wieder Mittelporen. Bei genügend Regen kann wieder Feldkapazität erreicht werden.

Zur Kennzeichnung des Wasser- und Lufthaushaltes natürlich gelagerter Waldböden genügt es deshalb nicht, allein den Grob- und Mittelporenanteil zu bestimmen. Hinzu kommt das Studium der Durchlüftungsveränderung als Funktion der Jahreszeit.

Für viele experimentelle Durchlüftungsversuche ist aber ein natürlich gelagerter Boden in seinen Eigenschaften zu variabel. Häufig ist es für systematische Untersuchungen zweckmässiger, an Modellböden bestimmte Faktoren konstant zu halten und so z. B. bei gegebener Struktur den Einfluss des Wassergehaltes oder bei bestimmtem Wassergehalt den Einfluss der Struktur auf die Bodendurchlüftung zu untersuchen.

Sollen Bäume in einem Waldboden normal wachsen, dann muss er genügend durchlüftet sein. Nimmt eine Pflanze Sauerstoff auf, dann wird der Sauerstoffvorrat im Boden vermindert oder aufgebraucht, wenn nicht genügend Sauerstoff nachfliessen kann. Das Sauerstoffangebot für die Wurzeln wird durch die Nachlieferungsgeschwindigkeit im Boden und weniger durch den absoluten Sauerstoffgehalt bestimmt. Die Geschwindigkeit hängt weitgehend von der Struktur, der Porengrößenverteilung und vom Wassergehalt des Bodens ab. In den folgenden Untersuchungen betrachten wir deshalb ausschliesslich die Nachlieferungsgeschwindigkeit von Sauerstoff im Boden.

Nach BAYER (1956), werden annähernd $\frac{9}{10}$ des Sauerstoffes im Boden durch die Diffusion transportiert, während Vorgänge wie Luftdruckschwankungen, Temperaturgradienten, Wind, Regen diskontinuierlich wirken und zusammen nur ca. $\frac{1}{10}$ der Sauerstoffbewegung ausmachen. Die Diffusion kontrolliert mit hoher quantitativer Annäherung den gesamten Sauerstoffnachschub im Boden. Diese Feststellung vereinfacht die Untersuchungsmethodik, indem zur Bestimmung der Sauerstoffversorgung nur die Diffusion berücksichtigt werden muss.

Versuchsdose mit Diffusionssonde und Messschema

$$V_{Dose} \cong 1.1 \text{ lt}$$

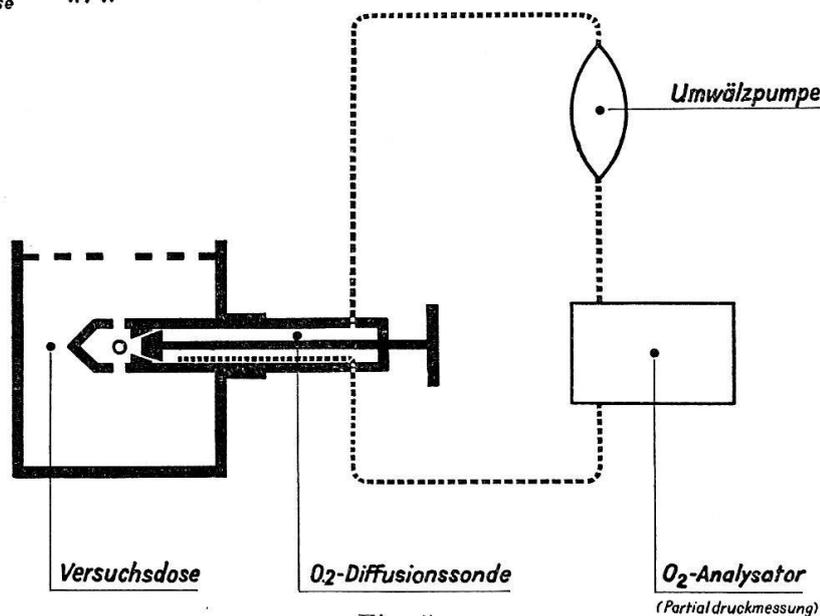


Fig. 5

Aus den Arbeiten von PENMAN (1940) und TAYLOR (1949) geht hervor, dass zwischen der Sauerstoffdiffusion und der Porosität des Bodens ein linearer Zusammenhang besteht. Für Böden, die kein freies Wasser führen, hat RANEY (1949) eine Diffusionssonde vorgeschlagen, die im Felde und im

Laboratorium auf einfache Art angewendet werden kann. In Figur 5 ist das Messschema dargestellt: Ein mit einem Ventil versehenes Rohr wird in jene Zone des Bodens gesteckt, wo die Sauerstoffdiffusion gemessen werden soll. Das Ventil wird geschlossen, die Sonde mit Stickstoff gefüllt. Nun öffnet man das Ventil, lässt während 90–120 Minuten O_2 in die Sonde diffundieren und

Bodendurchlüftung, $\langle \frac{D_b}{D_l} \rangle$ als Funktion des Wassergehaltes und der Struktur.

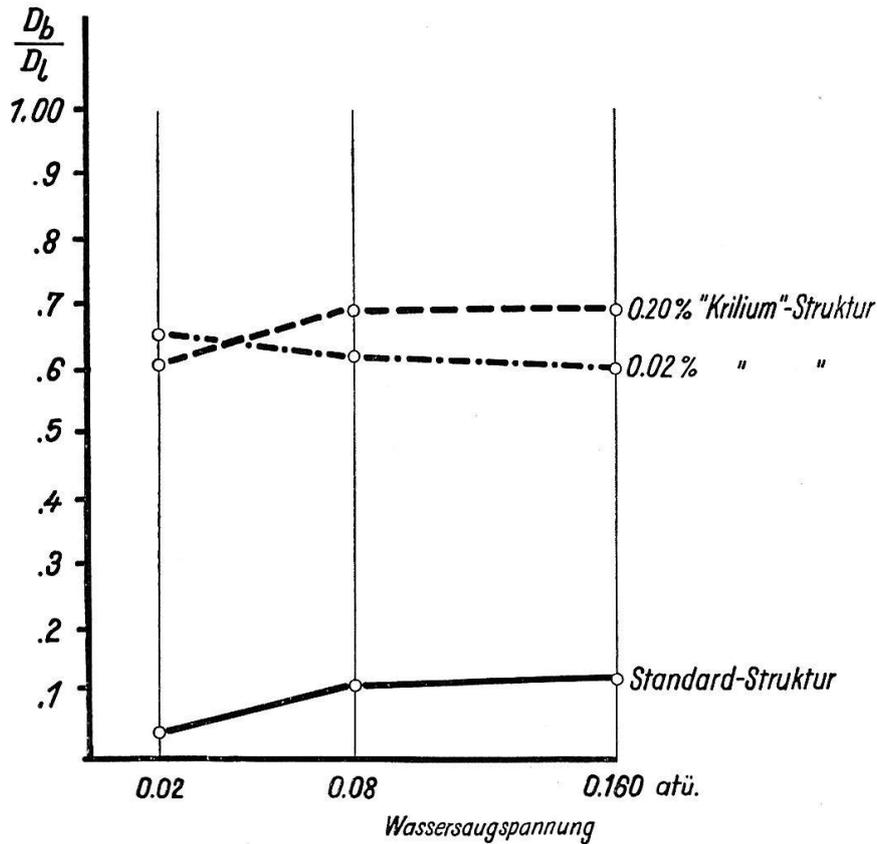


Fig. 6

schliesst das Ventil wieder. Die Sonde wird an eine Umwälzpumpe mit O_2 -Analysator angeschlossen; das Gasmisch umgewälzt, der O_2 -Partialdruck abgelesen und die Diffusionsgeschwindigkeit D_b (Diffusion im Boden) bestimmt. Damit mehrere Sonden gleichzeitig verwendet und ihre Messwerte verglichen werden können, wird für jede Sonde auch die O_2 -Diffusion D_l , in Luft bestimmt. Bildet man für jede Messung im Boden den Koeffizienten D_b/D_l , so erhält man die relative Diffusionsgeschwindigkeit, bezogen auf die O_2 -Diffusion in Luft.

Die relative Diffusionsgeschwindigkeit von Sauerstoff im Boden ist kleiner als 1.0. In folgendem Beispiel untersuchen wir den Einfluss der Boden-

durchlüftung auf das Wachstum von Fichtenkeimlingen, wobei der Wurzelentwicklung besondere Beachtung geschenkt wird.

Als Versuchsboden wurde „Zugerberg III“ gewählt. Ausgehend vom Zustand sehr schlechter Bodendurchlüftung, erzeugt durch feinporenreiche Struktur und hohen Wassersättigungsgrad, wurden die Versuchsbedingungen

Regression: Bodendurchlüftung / Gesamtwurzellänge

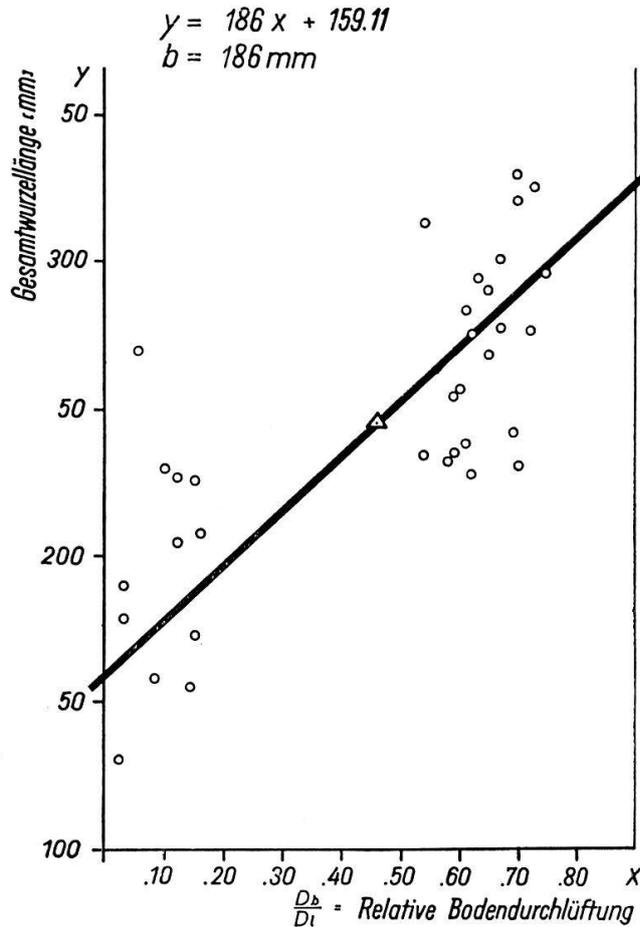


Fig. 7

durch Vergrößerung des Grobporenanteils und durch Verringerung des Wassergehaltes im Boden so verändert, dass er auch mit besserer Durchlüftung im Versuch zur Verfügung stand. Die Struktur wurde durch Zugaben von 0,02 bzw. 0,20% „Krilium“ durchlässiger gemacht und der Wassersättigungsgrad durch Erhöhung der Saugspannungen von 0,020 auf 0,080 und auf 0,160 atü verkleinert. Über die speziellen Versuchsanlagen vergleiche man RICHARD (1959).

Die relative Bodendurchlüftung $\frac{D_b}{D_1}$ als Funktion des Wassergehaltes und der Struktur ist in Figur 6 angegeben. Durch Zusatz von 0,020 und 0,20%

„Krihium“ wurde die relative Bodendurchlüftung je nach Wassersaugspannung angenähert 6–10 mal vergrößert. Diese Vergrößerung bedeutet auch eine Verbesserung der Bodendurchlüftung, was sich positiv auf die Wurzelentwicklung auswirkt.

Die statistische Prüfung hat ergeben, dass im Boden mit hoher Wassersättigung die Gesamtwurzelmenge sehr stark von der Bodendurchlüftung abhängig ist (Figur 7). Auffallend ist auch, dass durch Veränderung der Bodenstruktur die Bodendurchlüftung stärker beeinflusst wurde, als durch die Variation der Saugspannung. Folgende Relativzahlen der Gesamtwurzellängen von Fichtenkeimlingen bringen das zum Ausdruck:

Wassergehalt entsprechend	Standard- struktur	0,020% „Krihium“ Struktur	0,20% „Krihium“ Struktur
0,020 atü	1	: ~ 1.8	: ~ 1.8
0,080 atü	1	: ~ 1.3	: ~ 1.6
0,160 atü	1	: ~ 1.2	: ~ 1.6

Besonders in unvollkommen drainierten Böden stellt sich die Frage nach dem minimalen Sauerstoffnachschub, der im Boden für gutes Wurzelwachstum nötig ist. Bis heute sind mit Waldbäumen wenig derartige Untersuchungen systematisch durchgeführt worden. Es ist z. B. in Entwässerungsgebieten ein aktuelles bodenkundliches Problem, ob durch die Grabenwirkung tatsächlich die Sauerstoffversorgung so verbessert wird, dass die Wurzeln nicht nur nahe der Oberfläche, sondern auch in grösseren Bodentiefen befriedigend wachsen können. Es stellt sich das Problem, bei welcher minimaler Sauerstoffdiffusion können die Wurzeln sich noch entwickeln, und sind diese Minimalansprüche von Baumart zu Baumart gleich oder verschieden.

In unserem Versuch wurde festgestellt, dass bei einer relativen Sauerstoffdiffusion im Boden („Bodendurchlüftung“) von $\frac{D_b}{D_1} = 0,06-0,12$ die Entwicklung von Haupt- und Nebenwurzeln sehr schlecht war (RICHARD 1959). Auch TAYLOR (1949, cit. in LEMON und ERICKSON 1952) kommt zur Feststellung, dass ein $\frac{D_b}{D_1}$ -Wert von 0,111 für die Sauerstoffdiffusion in der Gasphase des Bodens kritisch sein kann. Die Pflanzen beginnen an Sauerstoffmangel zu leiden.

Durch weitere Versuche soll festgestellt werden, wie weit der Wert $\frac{D_b}{D_1} \sim 0,1$ allgemein für den Sauerstoffnachschub in einem Boden wachstumsbegrenzend ist.

Zusammenfassung

Das Wasser im Boden verhält sich je nach der Intensität seiner Bindung ganz verschieden. Bestimmte Fraktionen des Bodenwassers können in normal drainierten Böden durch die Gravitationskraft in tiefere Zonen verlagert, andere können durch die Pflanzenwurzeln aufgenommen, andere nicht aufgenommen werden. Die Bindung des Wassers im Boden entscheidet über sein verschiedenes Verhalten. Die Sorptionskurve gibt Auskunft über die Beziehungen zwischen Wassergehalt im Boden und Bindung. Der permanente Welkepunkt (PWP) und die Feldkapazität (FC) sind wichtige Punkte der Sorptionskurve, sie unterteilen das Bodenwasser in das leicht bewegbare Gravitationswasser, in das pflanzenverwertbare Wasser und in das nicht verwertbare Wasser.

Die Anteile dieser drei „Wasserarten“ hängen von der Bodenstruktur und von der Porengrößenverteilung ab. Die Porengrößenverteilung eines Bodens kann aus seiner Sorptionskurve bestimmt werden. Grobporen enthalten in einem normal drainierten Boden in der Regel Luft, Mittelporen enthalten das pflanzenverwertbare Wasser, Feinporen enthalten das nicht verwertbare Wasser.

Die Menge Grobporen entscheiden über den Charakter der Bodendurchlüftung. Besonders in unvollkommen durchlässigen Böden, wo die Grobporen diskontinuierlich und stellenweise in zu kleiner Menge vorhanden sind, kann die mangelhafte Bodendurchlüftung zum wachstumshemmenden Faktor werden. Ein wichtiger Vorgang der Bodendurchlüftung ist der Sauerstoffnachschub. Dieser kann mit sehr grosser Annäherung quantitativ durch die Diffusion gemessen werden.

Die Diffusionssonde nach RANEY eignet sich gut für Messungen im Laboratorium und im Felde. Es wird die Abhängigkeit der O_2 -Diffusion im Modellboden „Zugerberg III“ von der Bodenstruktur und von der Wasserbindung untersucht. Das Wachstum der Wurzeln von Fichtenkeimlingen war bei einer relativen Sauerstoffdiffusion (bezogen auf Luft) von $\frac{D_b}{D_1} \sim 0,1$ infolge zu geringer Bodendurchlüftung sehr stark reduziert. Das bei zu geringer Sauerstoffdiffusion entwickelte Wurzelwerk war für ein gesundes Weiterwachsen der Keimlinge ungünstig. Es wird angenommen, dass bei einer relativen Diffusion von $\frac{D_b}{D_1} \sim 0,1$ ein Grenzwert entstehen kann, der den Pflanzen das Wachstum infolge Sauerstoffmangel im Boden unter Umständen verunmöglicht.

Literaturverzeichnis

- BAVER, L. D., 1956: Soil Physics. John Wiley & Sons, Inc. New York, Chapman & Hall, Limited, London.
- BODMAN, G. B. und EDLEFSON, N. E., 1934: The soil-moisture system. Soil Science, **38**, No 6.
- BRIGGS, L. J. and McLANE, J. W., 1907: The moisture equivalent of soils. U.S. Dept. Agr. Bur. Soils Bull. 45.
- BRIGGS, L. J. and SHANTZ, H. L., 1912: The wilting coefficient for different plants and its indirect determination. US. Dept. Agr. Bur. Plant Ind. Bull. 230.
- BUCKINGHAM, E., 1907: Studies on the movement of soil moisture. U.S. Dept. Agr. Bur. Soils Bull. 38.
- FREI, Erwin, 1953: Das Bodenwasser, seine Haftfestigkeit und Beweglichkeit. Landw. Jahrb. d. Schweiz. Heft 3.
- FURR, J. R., und REEVE, J. O., 1945: J. Agr. Research, 71, 149-70.
- LEMON, E. R. and ERICKSON, A. E., 1952: The Measurement of Oxygen Diffusion in the Soils with a Platinum Microelectrode. Soil Sci. Soc. Proc. 16: 160-163.
- PENMAN, H. L., 1940a: Gas and vapour movements in the soil: I. The diffusion of vapours through porous solids. Jour. Agr. Sci. 30:437-462.
- PENMAN, H. L., 1940b: Gas and vapour in the soil: II. The diffusion of carbon dioxide through porous solids. Jour. Agr. Sci., 30:570-581.
- RANEY, W. A., 1949: Field measurement of oxygen diffusion through soil. SSSA-Proceedings, **14**, :61-65.
- RICHARD, F., 1953a: Physikalische Bodeneigenschaften natürlich gelagerter Rissmoräneböden unter verschiedener Bestockung. Schweiz. Z. Forstw. Nr. 4/5.
- RICHARD, F., 1953b: Über die Verwertbarkeit des Bodenwassers durch die Pflanze. Mitt. schweiz. Anst. forstl. Versuchsw. XXIX., 1.
- RICHARD, F., 1955: Über Fragen des Wasserhaushaltes im Boden. Schweiz. Z. Forstw., 4.
- RICHARD, F., 1959: Über den Einfluss des Wasser- und Luftgehaltes im Boden auf das Wachstum von Fichtenkeimlingen. Mitt. schweiz. Anst. forstl. Versuchsw. **35**, 1.
- RICHARD, F. und FEHR, R., 1954: Physikalische Bodeneigenschaften einiger Pappelstandorte im schweizerischen Mittelland. Mitt. schweiz. Anst. forstl. Versuchsw. **31**, 1.
- RICHARDS, L. A., 1928: The usefulness of capillary potential to soil moisture and plant investigators. Jour. Agr. Res. 37:719-742.
- SCHOFIELD, R. K., 1935: The pF of the water in soil. Trans. 3d Intern. Congr. Soil Sci. 2:37-48.
- TAYLOR, St. A., 1949: Oxygen Diffusion in porous media as a measure of soil aeration. SSSA, Proceedings, **14**.
- VEIHMEYER, F. J. and HENDRICKSON, A. H., 1931: The moisture equivalent as a measure of the field capacity of soils. Soil Sci., 32:181-193.
- VEIHMEYER, F. J. and HENDRICKSON, A. H., 1948: The permanent wilting percentage as a reference for the measurement of soil moisture. Trans. Unions. Am. Geophys. **29**:887-891.
- VEIHMEYER, F. J. and HENDRICKSON, A. H., 1949: Methods of measuring field capacity and permanent wilting percentage of Soils. Soil Science **68**.
- VEIHMEYER, F. J. and HENDRICKSON, A. H., 1950: Soil moisture in relation to plant growth. Annual review of plant physiology.