**Zeitschrift:** Schweizerische Zeitschrift für Vermessung, Kulturtechnik und Photogrammetrie = Revue technique suisse des mensurations, du génie rural et de la photogrammétrie

**Herausgeber:** Schweizerischer Verein für Vermessungswesen und Kulturtechnik = Société suisse de la mensuration et du génie rural

**Band:** 62 (1964)

**Heft:** 5

**Artikel:** Der Bodenwasserhaushalt : Sorption und Desorption in schwer durchlässigen Böden

**Autor:** Richard, Felix

**DOI:** https://doi.org/10.5169/seals-219205

**Nutzungsbedingungen**

Die ETH-Bibliothek ist die Anbieterin der digitalisierten Zeitschriften auf E-Periodica. Sie besitzt keine Urheberrechte an den Zeitschriften und ist nicht verantwortlich für deren Inhalte. Die Rechte liegen in der Regel bei den Herausgebern beziehungsweise den externen Rechteinhabern. Das Veröffentlichen von Bildern in Print- und Online-Publikationen sowie auf Social Media-Kanälen oder Webseiten ist nur mit vorheriger Genehmigung der Rechteinhaber erlaubt. Mehr erfahren

**Conditions d'utilisation**

L'ETH Library est le fournisseur des revues numérisées. Elle ne détient aucun droit d'auteur sur les revues et n'est pas responsable de leur contenu. En règle générale, les droits sont détenus par les éditeurs ou les détenteurs de droits externes. La reproduction d'images dans des publications imprimées ou en ligne ainsi que sur des canaux de médias sociaux ou des sites web n'est autorisée qu'avec l'accord préalable des détenteurs des droits. En savoir plus

**Terms of use**

The ETH Library is the provider of the digitised journals. It does not own any copyrights to the journals and is not responsible for their content. The rights usually lie with the publishers or the external rights holders. Publishing images in print and online publications, as well as on social media channels or websites, is only permitted with the prior consent of the rights holders. Find out more

**Download PDF:** 11.07.2025

**ETH-Bibliothek Zürich, E-Periodica, https://www.e-periodica.ch**

# Schweizerische Zeitschrift für Vermessung, Kulturtechnik und Photogrammetrie

**Revue technique Suisse des Mensurations, du Génie rural et de Photogrammétrie**

Herausgeber: Schweiz. Verein für Vermessungswesen und Kulturtechnik; Schweiz. Kulturingenieurverein; Schweiz. Gesellschaft für Photogrammetrie

Editeur: Société suisse des Mensurations et Améliorations foncières; Société suisse des ingénieurs du Génie rural; Société suisse de Photogrammétrie

Nr. 5 · LXII. Jahrgang | Erscheint monatlich | 15. Mai 1964

# Der Bodenwasserhaushalt

## Sorption und Desorption in schwer durchlässigen Böden

*Von Felix Richard*[1]
(Eidgenössische Anstalt für das forstliche Versuchswesen, Birmensdorf bei Zürich)

*Inhaltsverzeichnis*

1. Die Wasserbindung im Boden
2. Die Bedeutung der Wasserbindung im Boden für die Pflanze
3. Die normale und unvollkommene Durchlässigkeit des Bodens
4. Die gesättigte und ungesättigte Wasserdurchlässigkeit
5. Wasserbindung im Boden und Wasserentzug
   5.1. Physikalische Grundlagen zur Bodenentwässerung
   5.2. Wasserentzug durch die Vegetation
6. Allgemeine Bedeutung des Wasserhaushaltes

*Zusammenfassung*

Will die Pflanze Wasser aus dem Boden aufnehmen, dann muß sie eine bestimmte Kraft aufwenden. In humiden Klimagebieten, wo der osmotische Druck des Bodenwassers klein ist, entspricht diese Kraft angenähert dem negativen hydrostatischen Druck des Wassers im ungesättigten Boden. Als Bezugslinie wähle man eine freie Wasseroberfläche. Anstelle des negativen hydrostatischen Druckes spricht man auch von der Saugspannung des Bodenwassers, was leichter vorstellbar ist.

Ausgehend von der Wassersättigung, steigt bei zunehmender Austrocknung die Saugspannung von Null an und erreicht bei 105 °C Ofentrockenheit etwa 4000–6000 atm. Die graphische Darstellung des Zusammenhanges zwischen Saugspannung im Boden und Wassergehalt

[1] Nach einem Vortrag, gehalten am Fortbildungskurs für Kulturingenieure, veranstaltet unter Mitwirkung der Fachgruppe der Kulturingenieure des SIA, des Schweizerischen Vereins für Vermessungswesen und Kulturtechnik sowie dessen Sektion Zürich/Schaffhausen aus Anlaß von 75 Jahren Ausbildung von Kulturingenieuren an der ETH.

heißt die *Wassersorptionskurve*. Die Pflanze kann in der Regel nur Wasser aufnehmen, das mit weniger als 15 atm gebunden ist.

Die Wasserdurchlässigkeit eines Bodens hängt von der Porengröße und von der Porengrößenverteilung ab. Wir unterscheiden Grobporen, Mittelporen, Feinporen. Jede dieser Porenklassen hat in bezug auf Wasserverwertung durch die Pflanzen und für die Wasserbewegung eine bestimmte Bedeutung.

Im Vertikalprofil diskontinuierlich verteilte Grobporen verursachen in humiden Klimagebieten vernäßte Böden, zum Teil sogar solche mit einem mehr oder weniger lange anstehenden Wasserspiegel.

Durch Bodenentwässerungen möchte man den Wasserspiegel gerne aus dem Wurzelraum vollständig entfernen oder seine Gegenwart mindestens soweit zeitlich verkürzen, daß er für die pflanzliche Produktion nicht mehr wesentlich schaden kann.

Das Absinken des Wasserspiegels in schwer durchlässigen Hangböden ist noch wenig untersucht. Es ist ein zweidimensionales Strömungsproblem zu lösen, wobei namentlich die Ermittlung der Potentialverteilung gewisse Schwierigkeiten bietet. Wir verwenden dazu ein elektrisches Widerstandsnetzwerk nach *Luthin*. Mit ihm können die hydraulischen Höhen zum Beispiel in einem Bodenquerschnitt senkrecht zu zwei Drainageröhren oder Entwässerungsgräben bestimmt werden.

Zur Untersuchung des Wasserentzuges aus dem Boden bei fallendem Wasserspiegel dient die sogenannte entwässerbare Porosität $f$, die aus der Wassersorptionskurve des Bodens ermittelt werden kann.

Eine der ersten Reaktionen im Boden nach der Wasserspiegelabsenkung ist in der Regel die Erhöhung der Sauerstoffdiffusion in der Gasphase.


*Résumé*

Si la plante doit tirer de l'eau du sol, elle utilise une certaine force. Dans les climats humides, où la pression osmotique de l'eau du sol est faible, cette force correspond à peu près à la pression hydrostatique négative de l'eau dans un sol non saturé. En lieu et place de la pression hydrostatique négative, on parle plutôt de la force de succion, plus aisée à représenter.

La force de succion, égale à zéro dans l'état de saturation, peut s'élever à 4000–6000 atm lorsqu'on sèche la terre jusqu'à une température de 105 °C dans un four.

Les rapports existant entre la force de succion et la teneur en eau du sol peuvent être représentés à l'aide de la courbe du potentiel capillaire. En règle générale, la plante ne peut tirer de l'eau que si la force de succion est inférieure à 15 atm.

La perméabilité d'un sol dépend de la grosseur des pores et de leur répartition. Nous distinguons trois groupes pour les pores: les grossiers, les moyens et les fins. Chaque catégorie de pores a son importance particulière en ce qui concerne l'utilisation de l'eau par les plantes et le mouvement de l'eau dans le sol.

Des pores grossiers répartis verticalement d'une façon non continue provoquent sous un climat humide des sols mouillés présentant même une nappe d'eau plus ou moins durable.

On cherche, à l'aide de drainages, à abaisser le niveau de l'eau afin qu'il n'atteigne plus la zone des racines ou que, pour le moins, sa présence ne soit plus si fréquente et n'entrave pas trop la croissance des plantes.

On a assez peu étudié, jusqu'ici, la façon dont le niveau de l'eau s'abaisse dans des sols peu perméables et en pente. Il s'agit là d'un problème plutôt difficile; les filets liquides se meuvent dans deux dimensions, et il n'est pas aisé de déterminer les différents potentiels. Nous avons utilisé à cet effet un réseau électrique de résistances selon la mé-

thode de *Luthin*. Grâce à cet appareil, on peut établir les «hauteurs hydrauliques» (= hauteur de gravitation + charge hydraulique) dans un profil placé perpendiculairement à deux lignes de drains ou à deux fossés.

Afin d'étudier la quantité d'eau qui se retire du sol lors de l'abaissement du niveau de l'eau, on se sert de la porosité drainable, désignée par *f*, qui est déterminée à l'aide de la courbe du potentiel capillaire.

L'une des premières réactions du sol après l'abaissement du niveau de l'eau est en général l'augmentation de la diffusion de l'oxygène libre.

### *1. Die Wasserbindung im Boden*

Nehmen wir an, ein zum Pflanzenwachstum gut geeigneter Boden sei durch Regen gesättigt worden. Aus praktischer Erfahrung wissen wir, daß ein solcher Boden schon kurze Zeit später wieder betreten werden kann, ohne daß er klebt oder schmiert. Was ist in der Zwischenzeit geschehen? Der Boden hat offenbar genügend kontinuierlich verteilte Spalten, Risse und grobe Poren, durch die die Erdgravitation einen bestimmten Anteil des Wassers nach tieferen Bodenzonen transportieren kann. Der Wassergehalt im Boden ist auf die sogenannte *Feldkapazität* gesunken. Unter der Feldkapazität verstehen wir jenen Wassergehalt, den ein normal durchlässiger Boden nach Sättigung wieder erreicht, nachdem die Erdkraft das sogenannte Gravitationswasser entfernt hat. Die Feldkapazität ist in der Regel 2 bis 3 Tage nach erfolgter Sättigung erreicht (*Veihmeyer* und *Hendrickson*, 1931, 1950; *Richard*, 1955).

Für praktische Arbeiten dürfen wir annehmen, daß bei Feldkapazität die Wasserbewegung zum Stillstand gekommen ist. Befindet sich keine Vegetation im Boden und wird die Verdunstung von der Bodenoberfläche in die Atmosphäre verhindert, so bleibt dieser Wassergehalt über Wochen und Monate erhalten.

Wenn das Wasser nicht mehr fließt, muß es durch Kräfte im Boden festgehalten werden. Will die Pflanze mit ihren Wurzeln Wasser aufnehmen, so muß sie eben so große Kräfte anwenden, um das Wasser vom Boden zu lösen (*Richards*, 1928; *Russel*, 1942). Wir folgern daraus, daß offenbar die Intensität der Wasserbindung darüber bestimmt, ob Wasser durch die Erdkraft dem Boden entzogen werden kann oder ob es gegen die Wirkung der Erdkraft im Boden zurückgehalten wird. Die Bindung des Wassers im Boden hat einen ökologischen[1] Aussagewert. Von der Bindung hängt es namentlich ab, ob das Wasser rasch aus dem Boden wegsickern kann, ob es im Boden zurückgehalten wird, ob es durch die Pflanze aufgenommen werden kann oder ob es als nicht verwertbar in den feinsten Poren des Bodens haften bleibt.

Nun sind Art und Größe der Kräfte, die auf das Bodenwasser einwirken, zahlreich und verschieden. Will man zu einer Bilanz kommen, dann führt das zu einer Untersuchung des *Energieinhaltes* des Wassers im Boden.

---

[1] Ökologie: die Lehre von den Beziehungen der Pflanzen zu ihrer Umwelt, hier insbesondere zum Boden.

Die ersten wegweisenden Arbeiten in dieser Richtung gehen auf *Buckingham* (1907) zurück. Er betrachtet die Wasserbindung im Boden als Energiefunktion und die Ursache der Wasserbewegung als eine Folge von Energiedifferenzen zwischen zwei bestimmten Orten im Boden.

Die Untersuchung des Energieinhaltes des Bodenwassers öffnet ein weites Forschungsgebiet. Die Ergebnisse dieser Forschung werden zum Beispiel überall dort erfolgreich praktisch angewendet, wo der Wasserhaushalt des Bodens für den Pflanzenbau, für Meliorationen und Aufforstungen eine wesentliche Rolle spielt. Das trifft sowohl für humide, gemäßigte wie für aride Klimagebiete zu.

Der *Energieinhalt* des Bodenwassers wird in der Regel auf eine freie Wasseroberfläche bezogen. Unter bestimmten Annahmen und Vereinfachungen, die für humide Klimagebiete wie die Schweiz zulässig sind, kann man den Energieinhalt aus dem *Kapillarpotential* bestimmen (*Russel,* 1942). Das Kapillarpotential ist jene notwendige Arbeit, die erforderlich ist, um 1 g Wasser von einem Punkt im Boden dorthin zu bewegen, wo das Potential = 0 ist. Dieser Bezugshorizont ist die freie Wasseroberfläche. Es läßt sich zeigen, daß das *Kapillarpotential* gleich dem *hydrostatischen Druck* des Wassers am betreffenden Ort im Boden ist, allerdings mit entgegengesetztem Vorzeichen. Im wasserungesättigten Boden ist der hydrostatische Druck $-p$, *negativ;* er heißt deshalb auch Saugspannung, Tension oder Unterdruck.

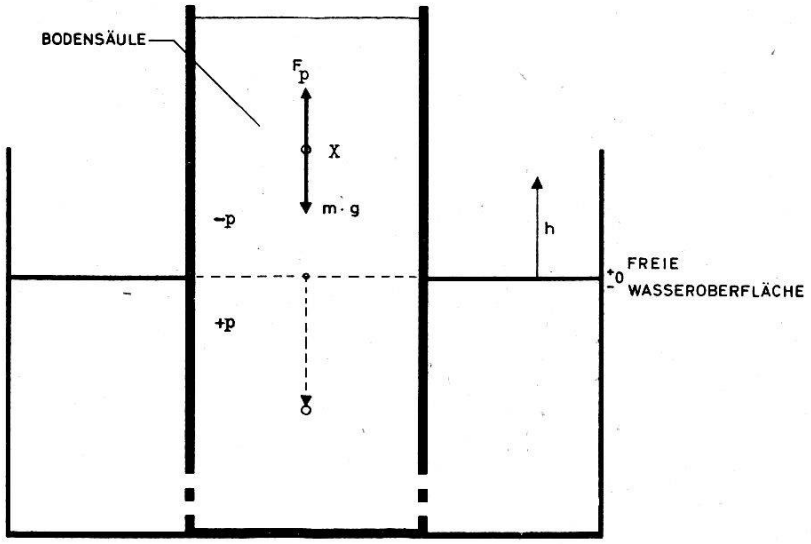


Fig. 1: Der hydrostatische Druck des Bodenwassers als Maß für das Kapillarpotential

In Figur 1 finden wir eine vereinfachte Darstellung des Kapillarpotentials:

Eine Bodensäule steht mit einem Ende im Wasser. Bei Gleichgewicht ist der kapillare Wasseraufstieg zum Stillstand gekommen. Es muß auch Gleichgewicht unter den Kräften sein, die auf das Wasser im Boden wirken.

Die Summe der Kräfte, die das Wasser im Boden zurückhalten, entsprechen der kapillaren Feldkraft $F_p$. Ihr entgegen wirkt die Erdgravitation, die das Wasser abwärts bewegen will. Da Gleichgewicht herrscht, müssen beide Kräfte gleich groß sein. In der Richtung sind sie entgegengesetzt. Pro Volumeneinheit Wasser haben wir folgende Beziehung:

$$F_p + \varrho \cdot g = 0$$

$F_p$ = kapillare Feldkraft
$\varrho$ = Dichte des Wassers (g/cm³)
$g$ = Erdbeschleunigung (cm/sec²)

Von den Kräften gehen wir über zum Potential (= Kraft × Weg). Die Kräfte sind bekannt; wir haben dazu den Weg vom Orte $X$ nach jenem Orte zu bestimmen, wo das Potential = 0 ist. In unserm Fall gilt die freie Wasseroberfläche als Bezugshorizont. Von hier aus nimmt der Wasserdruck nach unten zu (positiv) und nach oben ab (negativ). Der gesuchte Weg ist die senkrechte Entfernung vom Orte $X$ nach der freien Wasseroberfläche.

Am Orte $X$ sei das Potential (pro Volumeneinheit Wasser), das aus der kapillaren Feldkraft $F_p$ entsteht, $= \psi_v$.

Es gilt die Beziehung:

$$\underline{\psi_v + \varrho \cdot g \cdot h = 0} \quad (\text{dyn/cm}^2) \tag{1}$$

Der hydrostatische Druck $-p$ am Orte $X$ ist:

$$p = -\varrho \cdot g \cdot h \quad (\text{dyn/cm}^2) \tag{2}$$

Aus (1) folgt:

$$\psi_v = -\varrho \cdot g \cdot h, \quad \text{und aus (2) folgt}$$

$$\underline{\psi_v = p} \tag{3}$$

Das Kapillarpotential ist gleich dem hydrostatischen Druck des Bodenwassers:

Aus (1) folgt:

$$\frac{\psi_v}{\varrho \cdot g} + h = 0 \tag{4}$$

$$\underline{h = -\frac{\psi_v}{\varrho \cdot g}} \quad (\text{cm Wassersäule}) \tag{5}$$

Der Wert $h$ ist die senkrechte Entfernung des Ortes $X$ vom Bezugshorizont. Er ist auch die Höhe einer Wassersäule, deren Gewicht gleich dem hydrostatischen Drucke $-p$ am Orte $X$ entspricht. Da dieser Druck negativ ist, nennt man ihn Unterdruck, Saugspannung oder Tension, wie schon weiter oben erwähnt.

Der hydrostatische Druck des Wassers im ungesättigten Boden wird entweder in Zentimeter Wassersäule, in Atmosphären oder in Bar angegeben.

Zwischen Wassersättigung und 105 °C Ofentrockenheit sinkt der Wasserdruck von 0 atm auf −4000 bis −6000 atm. Die sogenannte *Wassersorptionskurve* eines Bodens ist die graphische Darstellung der Beziehung zwischen Wassergehalt und Saugspannung. In Figur 2 ist die Wassersorptionskurve für den Sandboden vom Typ «Chablais» (Murtengebiet), für die Lößlehmbraunerde vom Typ «Allschwil» und für den schweren, sehr undurchlässigen Tonboden vom Typ «Süftenen 4» (Gurnigelgebiet) dargestellt.

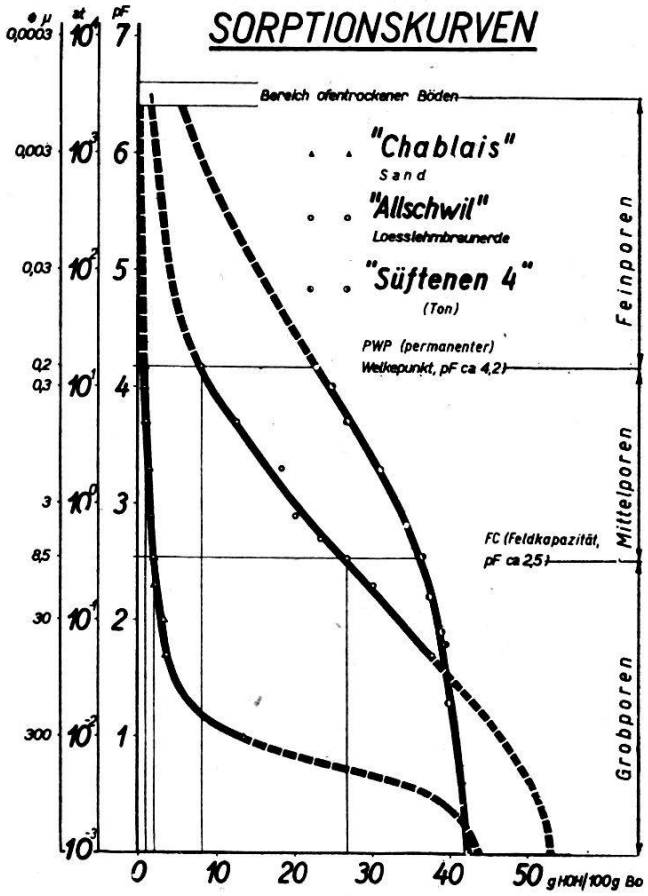


Fig. 2: Die Wassersorptionskurve verschiedener Böden

In der Regel gibt man die Saugspannung in Zentimeter Wassersäule an. Da diese aber auf 6000 atm steigen kann, wird diese Druckangabe bei hohen Saugspannungen schwerfällig. Nach *Schofield* (1935) trägt man zweckmäßiger den Logarithmus der in Zentimeter Wassersäule (WS) angegebenen Saugspannung auf. Er nennt diesen Logarithmus das pF:

$$\underline{\mathrm{pF} = \log\ (\mathrm{cm\ WS})}$$

Hat zum Beispiel der Wassergehalt eines Bodens an einem bestimmten Ort ein pF von 3, so heißt das, daß die Saugspannung 1000 cm Wassersäule oder 1 atm beträgt.

Am Verlauf der Wassersorptionskurve «Chablais» erkennen wir die für sandige Böden charakteristische Porengrößenverteilung. Große

Wassermengen, in unserm Beispiel etwa 70% des Porenvolumens, sind mit Saugspannungen von weniger als 0,1 atm festgehalten. Das Wasser ist leicht beweglich; nur wenig Wasser kann gegen die Erdkraft im Boden zurückgehalten werden. Der Kurvenverlauf zeigt einen Boden mit geringem Wasserbindevermögen.

Die Lößlehmbraunerde «Allschwil» hat eine normale Porenverteilung, wie sie für produktionskräftige Kultur- und Waldböden unserer Region typisch ist.

Im tonreichen Boden «Süftenen 4» verläuft die Kurve bei kleinen Saugspannungen verhältnismäßig steil. Dieser Verlauf zeigt uns, daß im Boden sehr wenig leicht gebundenes Wasser enthalten ist. Das Wasser ist schwer aus dem Boden entfernbar; der Boden kann beispielsweise schlecht entwässert werden. Er ist auch mangelhaft durchlüftet und hat in der Regel für humide Klimagebiete eine schlechte Struktur.

### *2. Die Bedeutung der Wasserbindung im Boden für die Pflanze*

Für die Versorgung der Pflanze mit Wasser sind zwei Punkte auf der Wassersorptionskurve (Figur 2) von Bedeutung: der *permanente Welkepunkt* und die *Feldkapazität.*

Der *permanente Welkepunkt* ist jener Ort der Wassersorptionskurve, bei dem die Pflanze nicht mehr in der Lage ist, Wasser aus dem Boden aufzunehmen. Viele Untersuchungen haben gezeigt, daß dieser Grenzwert im Bereiche von etwa 15 atm liegt. Stärker gebundenes Wasser vermögen die Pflanzen nicht mehr aufzunehmen. Ausnahmen von dieser allgemein gültigen Feststellung sind bekannt. Unter der *Feldkapazität* verstehen wir, wie schon eingangs erwähnt, jenen Wassergehalt eines normal durchlässigen Bodens, der sich 2 bis 3 Tage nach Sättigung einstellt, wenn das durch die Erdgravitation drainierbare Wasser in größere Bodentiefen versickert ist. Untersuchen wir auf der Sorptionskurve den Ort des Wassergehaltes bei Feldkapazität, dann stellen wir fest, daß im betreffenden Boden eine Saugspannung von etwa 0,1 bis 0,4 atm, im Durchschnitt ungefähr $^1/_3$ atm gemessen wird. Wollen wir den Wassergehalt bei Feldkapazität kennen, dann drücken wir aus einer natürlich gelagerten Bodenprobe im Laboratorium alles Wasser heraus, das mit weniger als $^1/_3$ atm gebunden ist. Bei Gleichgewicht bestimmen wir den Wassergehalt der Probe. Für speziellere Untersuchungen sind Messungen im Felde notwendig.

Die Feldkapazität ist ein kennzeichnender Wassergehalt des Bodens; sie hängt von dessen Struktur und Porengrößenverteilung ab. Sie bestimmt auch den minimalen Luftanteil, den ein Boden ohne Vegetation während längerer Zeit beibehält. Wachsen Pflanzen auf dem Boden, dann entziehen diese weiter Wasser, und der Luftanteil wird immer größer. Erst beim nächsten Regen werden mehr oder weniger Poren wieder mit Wasser gefüllt. Nach Bodensättigung stellt sich rasch die Feldkapazität ein, und der Wasserentzug beginnt wieder neu.

Wir dürfen verallgemeinernd feststellen, daß in einem Boden der permanente Welkepunkt mit etwa 15 atm und die Feldkapazität mit etwa $^1/_3$ atm Saugspannung reproduziert werden können. Wesentlich ist, daß diese Saugspannungen je nach der Porosität der Böden bei *sehr verschiedenen Wassergehalten* auftreten. Das Wasser, das mit weniger als $^1/_3$ atm gebunden ist, wäre an sich für die Pflanze auch verwertbar. Es fließt aber so rasch durch den Boden und damit an den Wurzeln vorbei, daß es für die Versorgung der Pflanzen praktisch doch nicht zur Verfügung steht. Jenes Wasser, das mit mehr als 15 Atmosphären gebunden ist, kann durch die Wurzeln nicht vom Boden gelöst werden. Wir schließen daraus, daß die Pflanze nur jenes Wasser aufnehmen kann, das zwischen der Feldkapazität und dem permanenten Welkepunkt liegt. Man nennt dieses Wasser das sogenannte *verwertbare Wasser*. Von dem Wasser, das im Porenvolumen eines Bodens gesamthaft Platz hat, macht das verwertbare Wasser je nach der Porosität nur etwa einen Drittel oder weniger aus.

Eine gewichtsmäßige Wassergehaltsbestimmung sagt deshalb nichts darüber aus, ob dieses Wasser im Boden leicht beweglich, stark gebunden, durch die Pflanze verwertbar oder nicht verwertbar ist. Erst am Verlauf der Wassersorptionskurve des betreffenden Bodens kann man die Beziehung zwischen Wasserbindung und Wassergehalt und ihre ökologische Bedeutung beurteilen. Betrachten wir zum Beispiel einen lockeren Sandboden mit kleinem Wasserbindevermögen. Pro Liter Boden enthalte er 4 mm; das sind 40 cm³ verwertbares Wasser. Nehmen wir an, das Wurzelwerk der darauf stockenden Wiese erschließe 40 cm Bodentiefe, dann enthält der Wurzelraum pro Quadratmeter Oberfläche und 40 cm Tiefe 16 l oder 16 mm verwertbares Wasser. An sonnigen, wolkenlosen Tagen verdunste die Vegetation etwa 3 mm Wasser. Die verwertbare Wasserreserve des Sandbodens von 16 mm ist dann in 5 Tagen aufgebraucht. Ein tonreicher Boden enthalte pro Liter 29 mm; das sind 290 cm³ verwertbares Wasser. Der Boden sei wieder gleich tief bestockt. Er enthält pro Quadratmeter Oberfläche und 40 cm Tiefe 116 l oder 116 mm verwertbares Wasser, das durch die Vegetation, bei derselben Transpiration wie im Sandboden, erst nach 39 Tagen aufgebraucht ist.

### *3. Die normale und unvollkommene Durchlässigkeit des Bodens*

Ausgehend von der Wassersättigung eines Bodens, bezeichnen wir jene Poren, die bei Feldkapazität entleert und nur noch mit Luft gefüllt sind, als *Grobporen*. Der Anteil Grobporen und ihre regelmäßige vertikale Verteilung bestimmen weitgehend die Wasserdurchlässigkeit. Je mehr Grobporen vorhanden sind, um so leichter strömt das Wasser aus und um so mehr Luft ist im Boden enthalten. Zwischen Feldkapazität und permanentem Welkepunkt befinden sich die *Mittelporen*. Sie enthalten das verwertbare Wasser. Jene Poren, die beim permanenten Welkepunkt noch mit Wasser gefüllt sind, nennen wir *Feinporen*. Im humiden Klima werden Feinporen praktisch nie entleert. Um ihren Anteil wird das Porenvolumen, das entweder Luft oder verwertbares Wasser enthält, ver-

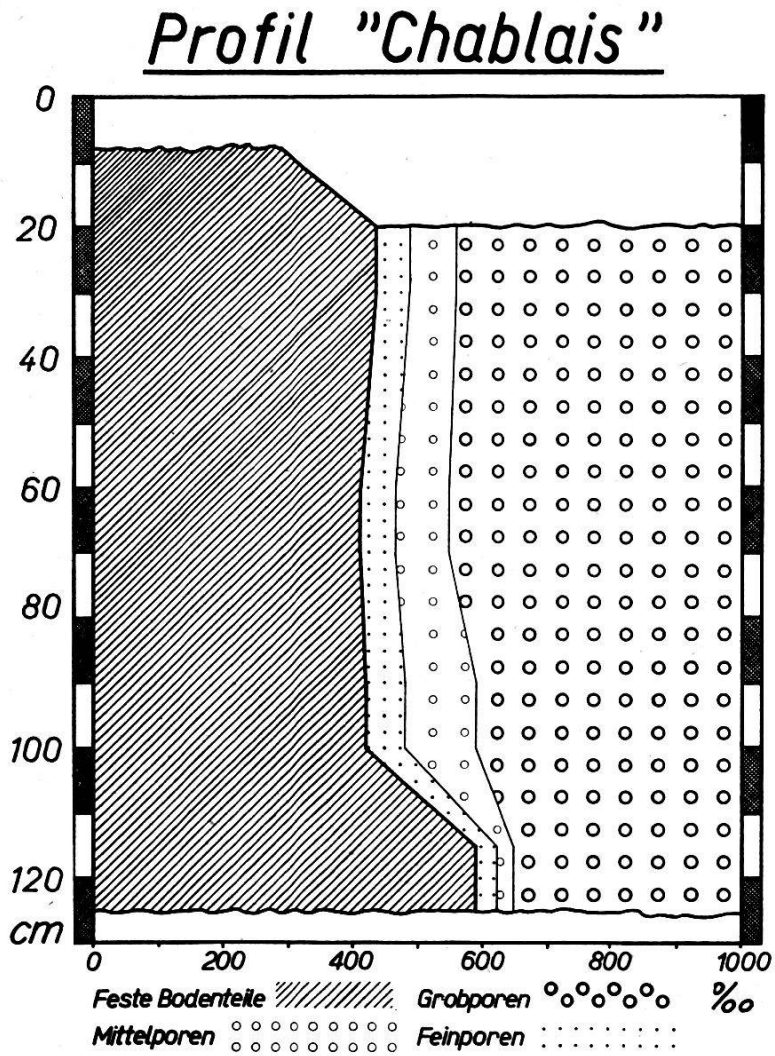


Fig. 3: Porengrößenverteilung in einem übermäßig durchlässigen Boden vom Typ «Chablais»

kleinert. Es gibt Tonböden, in denen der Feinporenanteil mehr als 50%, zum Teil sogar 90% des Porenvolumens ausmacht. Selbst wenn das gesamte Porenvolumen an sich groß ist, würden Pflanzen in diesem Boden zu wenig verwertbares Wasser finden und unter Luftmangel leiden.

Je nach der Durchlässigkeit teilen wir die Böden in folgende drei Kategorien ein:

- normal durchlässig
- übermäßig durchlässig
- unvollkommen durchlässig

In normal und übermäßig durchlässigen Böden sind die Grobporen im Vertikalprofil kontinuierlich verteilt. Im normal durchlässigen Boden gibt es wesentlich weniger Grobporen als im übermäßig durchlässigen. Der normal durchlässige Boden hat im humiden Klimagebiet eine günstige Wasserversorgung für die Pflanzen. Seine Wasserreserven können längere Trockenperioden überbrücken. Im Boden befinden sich keine wasserstauenden Schichten, die das durch die Erdkraft drainierbare Wasser im Abfluß aufhalten könnten.

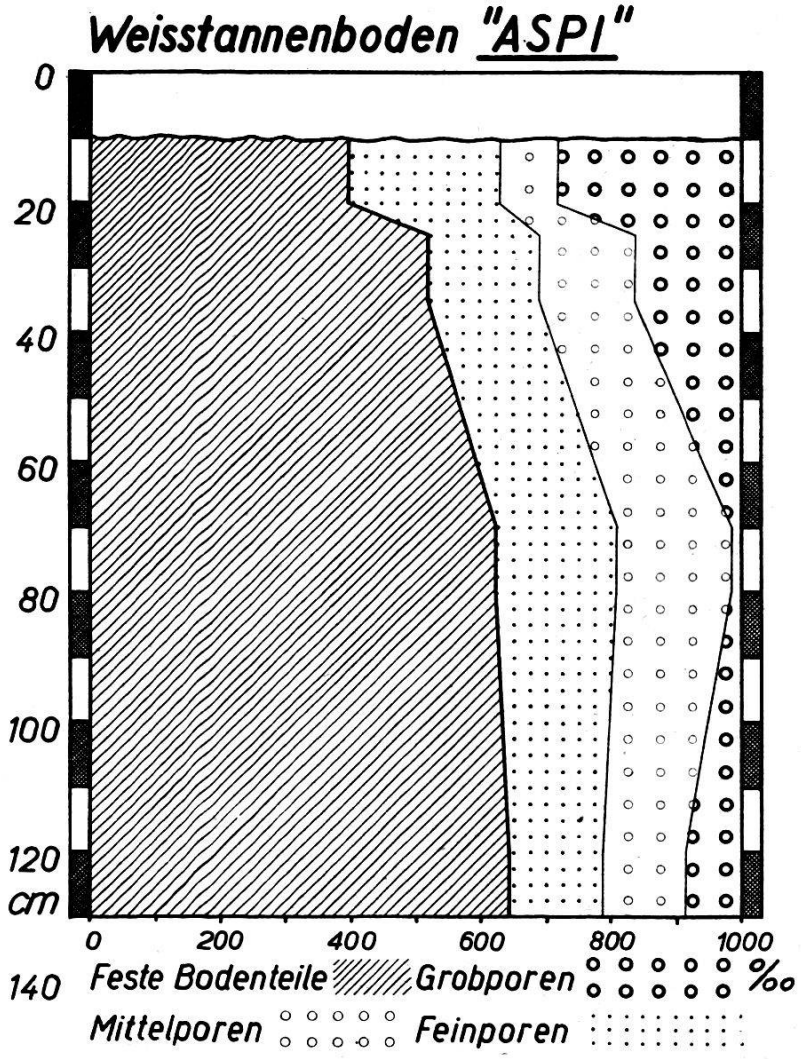


Fig. 4: Porengrößenverteilung in einem unvollkommen durchlässigen Boden vom Typ «Aspi»

Übermäßig durchlässige Böden können zu wenig verwertbares Wasser speichern. Sie trocknen schnell aus.

In unvollkommen durchlässigen Böden sind die Grobporen im Vertikalschnitt des Bodens diskontinuierlich verteilt. Die gleichförmige Strömung des Gravitationswassers wird unterbrochen. Im Boden entstehen über der grobporenarmen Schicht mehr oder weniger lang andauernde Wasserstauungen.

An zwei Beispielen möchten wir die ökologische Bedeutung der Grob-, Mittel- und Feinporenverteilung, wie wir sie unter Verwendung der Sorptionskurve erhalten, diskutieren.

Wir zeigen einen übermäßig durchlässigen Sandboden vom Typ «Chablais» und einen verdichteten, unvollkommen durchlässigen Staubboden vom Typ «Aspi».

Der grobporenreiche, durchlässige Sandboden vom Typ «Chablais» ist gut durchlüftet (Figur 3); er staut kein Niederschlagswasser, hat aber ein verhältnismäßig kleines Reservoir für verwertbares Wasser und trocknet rasch aus. Soll ein darauf stockender Pflanzenbestand optimal mit

Wasser versorgt sein, dann muß auch in unseren humiden Klimagebieten das dazu notwendige Wasser dem Boden laufend aus dem nahen Grundwasser oder durch regelmäßige Niederschläge nachgeführt werden.

Im *unvollkommen* durchlässigen Boden vom Typ «Aspi» (Figur 4) wird die Feldkapazität, wie sie *Veihmeyer* und *Hendrickson* (1931) definieren, wesentlich später als 2 bis 3 Tage nach Wassersättigung, zum Teil überhaupt nicht erreicht. Auch Grobporen enthalten oberhalb der undurchlässigen Schicht viele Tage und sogar Wochen mehr oder weniger Wasser. Nur ein gewisser Anteil an Grobporen ist mit Luft erfüllt. In ariden Klimagebieten ist dieser Zustand unter bestimmten Voraussetzungen für den Wasserhaushalt des Kulturbodens günstig, in humiden Klimagebieten, wegen der regelmäßigen und intensiven Niederschläge, in der Regel ungünstig. Der Boden ist hier lange Zeit zu stark wasserhaltig. Seine Eignung, Kulturpflanzen zu tragen, wird nach Artenzahl und Wuchsleistung stark eingeschränkt.

In horizontaler Bodenlage ist ein oberhalb der Stauzone mengenmäßig in Frage kommender Wasserentzug nur durch die Vegetation möglich. Die Wahl standortsgerechter Kulturpflanzen stellt sich auf solchen Naßböden besonders schwierig. Je nach der Durchlässigkeit im Boden oberhalb der Stauschicht kann der Wasserhaushalt mit künstlicher Entwässerung verbessert werden.

### *4. Die gesättigte und ungesättigte Wasserdurchlässigkeit*

Sowohl in humiden wie in ariden Klimagebieten hängt die gute Wasserversorgung der Pflanze von der Wasserdurchlässigkeit des Bodens ab. Die *gesättigte Wasserdurchlässigkeit* kann unter Anwendung des *Darcy*-Gesetzes nach geläufigen Methoden im Felde wie im Laboratorium an ungestörten Proben bestimmt werden. Sie wird durch den allgemein bekannten $k$-Wert nach *Darcy* charakterisiert.

Von besonderem Interesse ist aber die *ungesättigte Wasserdurchlässigkeit.* Wir verstehen darunter die Wasserbewegung in jenen Bodenporen, die bei gegebenem Sättigungsgrad nicht mit Luft gefüllt sind. Für Kulturböden und für die darauf wachsenden Pflanzen ist der nicht wassergesättigte Boden der Normalfall. Mit abnehmendem Wassergehalt fließt das zurückbleibende Wasser in Poren mit immer engerem Durchmesser. Die Strömungsgeschwindigkeit wird ständig kleiner. Zur Bestimmung der Wasserdurchlässigkeit im ungesättigten Boden verwenden wir wieder das *Darcy*-Gesetz.

Ausgehend vom Zustand der Wassersättigung, sehen wir in Figur 5 die Abhängigkeit der Strömungsgeschwindigkeit vom Wassersättigungsgrad. Zur Darstellung kommt ein sehr durchlässiger Modellboden, bestehend aus $^1/_3$ Sand, $^1/_3$ Torf, $^1/_3$ Kompost, und ein sehr undurchlässiger, tonreicher, natürlich gelagerter Flyschboden aus dem Schwarzseegebiet. Der Wassersättigungsgrad ist durch die Saugspannung $-p$ angegeben. Im gesättigten Boden herrscht die Saugspannung 0. Durch immer stärkere Entwässerung werden zunächst die gröbsten, dann immer mehr die fei-

neren und feinsten Poren entleert. Das Wasser kann mehr und mehr nur noch in kleinen und kleinsten Poren fließen. Die Wasserströmung nimmt mit steigender Saugspannung sehr schnell ab. So beträgt zum Beispiel im undurchlässigen *Flyschboden* bei Sättigung die Durchlässigkeit $k$ (nach

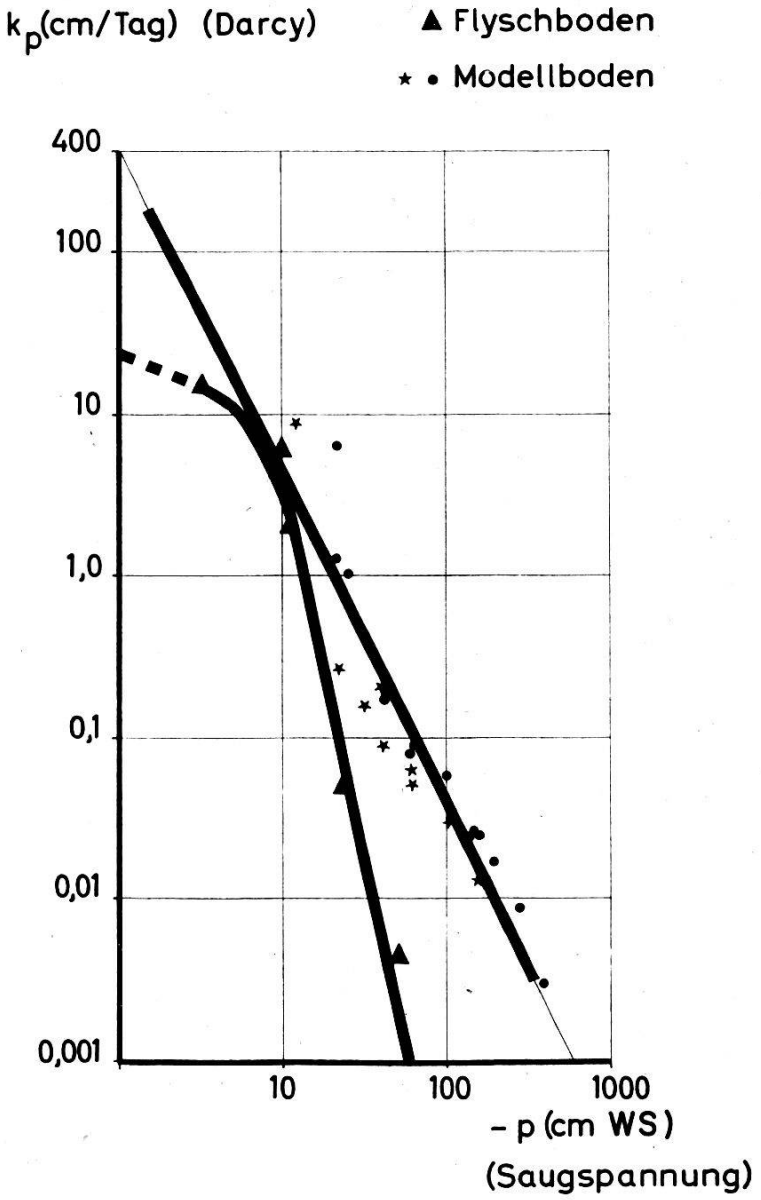


Fig. 5: Die ungesättigte Wasserdurchlässigkeit $k_p$ (nach Darcy)

Darcy) etwa $2{,}9 \cdot 10^{-4}$ cm/sec (oder 25 cm/Tag). Bei nur sehr kleinem Wasserentzug, der einer Saugspannung von etwa 60 cm Wassersäule entspricht, sinkt die Durchlässigkeit schon auf $1{,}2 \cdot 10^{-7}$ cm/sec (0,1 mm/Tag). Wir sehen, daß in feinporenreichen, schweren Tonböden die Wasserbewegung schon bei geringer Entwässerung auf praktisch unbedeutende Werte absinkt.

In diesem Zusammenhang kann auch der Begriff der *Feldkapazität* anschaulich erklärt werden. Als Beispiel nehmen wir den Modellboden in Figur 5, der normal durchlässig ist. Bei Sättigung beträgt $k = 4{,}6 \cdot 10^{-3}$

cm/sec (400 cm/Tag). Die Durchlässigkeit nimmt mit zunehmender Entwässerung sehr rasch ab und beträgt bei Feldkapazität, die hier dem Standardwert von $^1/_3$ atm Saugspannung entspricht, nur noch etwa $5{,}8 \cdot 10^{-8}$ cm/sec (0,005 cm/Tag). Definitionsgemäß ist die Feldkapazität jener Wassergehalt, bei dem die Gravitation kein Wasser mehr aus dem Boden entfernen kann (*Veihmeyer* und *Hendrickson,* 1931). Wir sehen, daß bei Feldkapazität die Wasserbewegung praktisch, aber nicht absolut, zum Stillstand gekommen ist. Unter Vernachlässigung der Wasserverdunstung vom Boden direkt in die Atmosphäre wird der Wassergehalt bei Feldkapazität im Boden so lange erhalten bleiben, als auf das Wasser nur die Erdkraft wirkt. Wenn aber die Pflanzenwurzeln dem Boden Wasser entziehen, was in der Regel je nach Art der Durchwurzelung in sehr unterschiedlichen Mengen erfolgt, werden die Wassergehalte von Ort zu Ort mehr oder weniger stark verändert. Diese Veränderung verursacht Differenzen im hydrostatischen Druck des Bodenwassers. Je nach Größe und Richtung der daraus entstehenden Gradienten wird sich das verwertbare Wasser im Boden verschieben. Die dadurch verursachte Strömungsgeschwindigkeit kann in der Größenordnung des Wachstums von Wurzelspitzen (etwa 0,050 cm/Tag) oder aber wesentlich höher sein.

Die ungesättigte Wasserdurchlässigkeit spielt besonders beim Nachschub von Grundwasser in einen höher gelegenen, nicht mit Wasser gesättigten Wurzelraum eine wichtige Rolle. Wir wollen die Größe des kapillaren Wassernachschubes unter der Annahme untersuchen, daß im Wurzelraum eine bestimmte Trockenheit vorhanden ist. Diese Trockenheit verursacht ein Feuchtigkeits- und Potentialgefälle von der Wasseroberfläche in Richtung zum Wurzelraum. Damit wird im ungesättigten Boden eine Wasserbewegung vom Wasserspiegel an aufwärts ausgelöst.

Die Versuchsanlage ist in Figur 6 dargestellt. Es handelt sich um eine Gemeinschaftsarbeit von *Leibundgut* und *Richard,* in der wir den bodenkundlichen Teil übernommen haben. Schwarzerlen wurden in Zylinderröhren von 50 cm Durchmesser gepflanzt. In 140 cm befindet sich ein in dieser Tiefe konstant gehaltener Wasserspiegel. Die Schwarzerlen entziehen dem Boden Wasser. Das Wasser steigt kapillar in den Wurzelraum nach. Die Untersuchungsergebnisse sind in Figur 7 dargestellt. Die dort dargestellten Potentialkurven wurden durch Ingenieur *Bakker* aus Wageningen (Holland) berechnet, als er in den Jahren 1961/62 an unserer Versuchsanstalt weilte. Zur Berechnung der Potentialkurven wurden die Funktionen nach *Gardner* (1958) verwendet. Die $X$-Achse liegt im Wasserspiegel, der 140 cm unter der Bodenoberfläche ist. Die $Y$-Achse gibt die Entfernung vom Wasserspiegel an. In der Höhe $z = 140$ cm ist die Oberfläche des Versuchsbodens. Oberhalb des Wasserspiegels wachsen Schwarzerlen. Durch starke Transpiration des Blattwerkes wird im Wurzelraum viel Wasser verbraucht. Je mehr Wasser die Wurzeln aus dem Boden aufnehmen, um so trockener wird er und um so größer wird der Unterschied in der Saugspannung zwischen Wasserspiegel und Wurzelraum. Je größer dieser Unterschied und je kleiner die Wegstrecke ist, über die er entsteht, um so größer wird der Gradient. Dieser Gradient ist aber

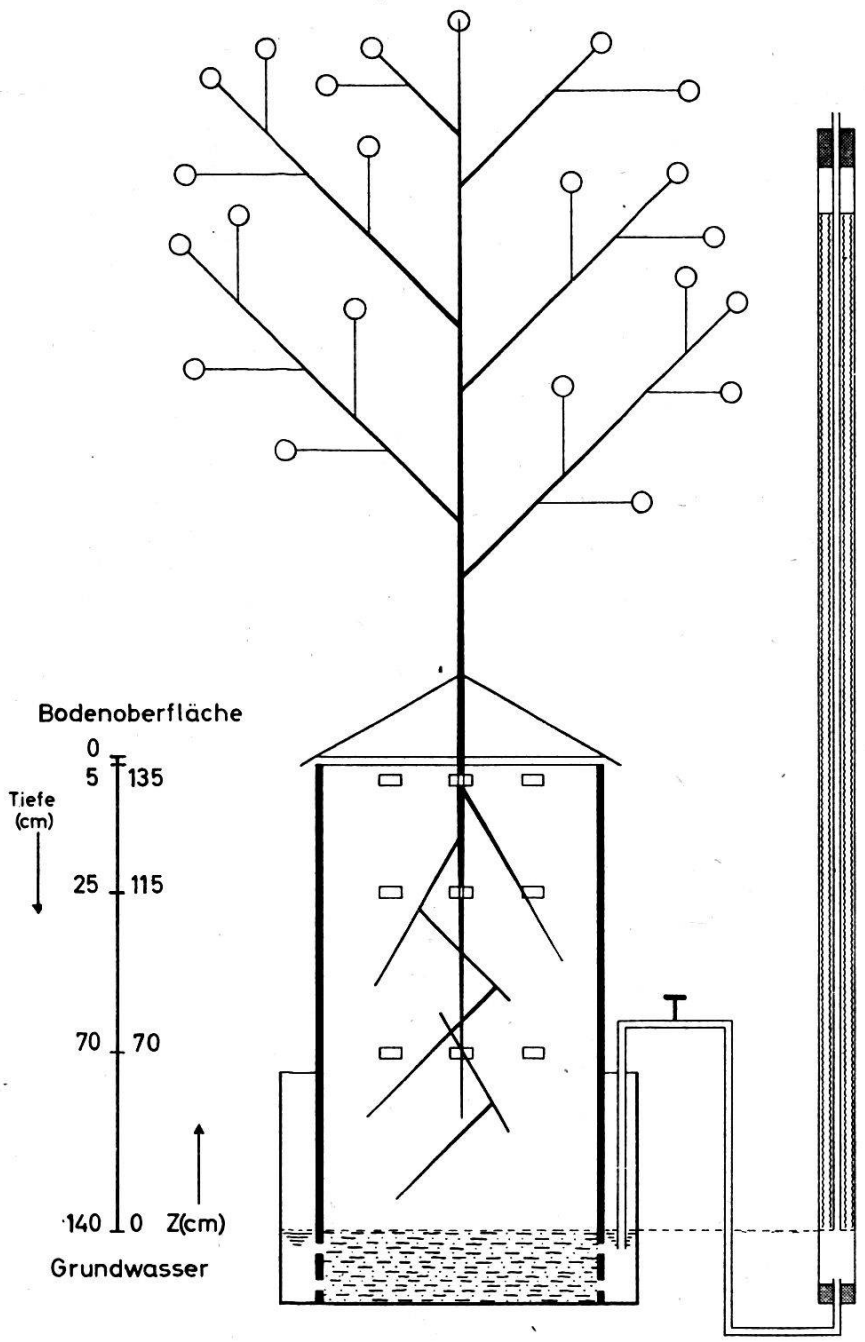


Fig. 6: Wasserverbrauch, Modellversuch mit Schwarzerlen

die treibende Kraft, die das Wasser kapillar vom Wasserspiegel her in den Wurzelraum bewegt.

Betrachten wir die Bedeutung der untersten Potentialkurve des Bildes. Wie ist sie entstanden? Nehmen wir an, die Wurzeln des Bestandes entziehen dem Boden so viel Wasser, daß im Boden 50 cm oberhalb des Wasserspiegels eine Saugspannung von 1000 bis 2000 cm entstanden ist. Das sind 1 bis 2 atm. Unter dieser Feuchtigkeitsverteilung entsteht im Boden vom Wasserspiegel aus, bis 50 cm darüber, eine Potentialverteilung, wie sie die unterste Kurve der Figur 7 wiedergibt. Unter diesen Voraussetzungen steigt vom Grundwasserspiegel bis in eine Höhe von 50 cm

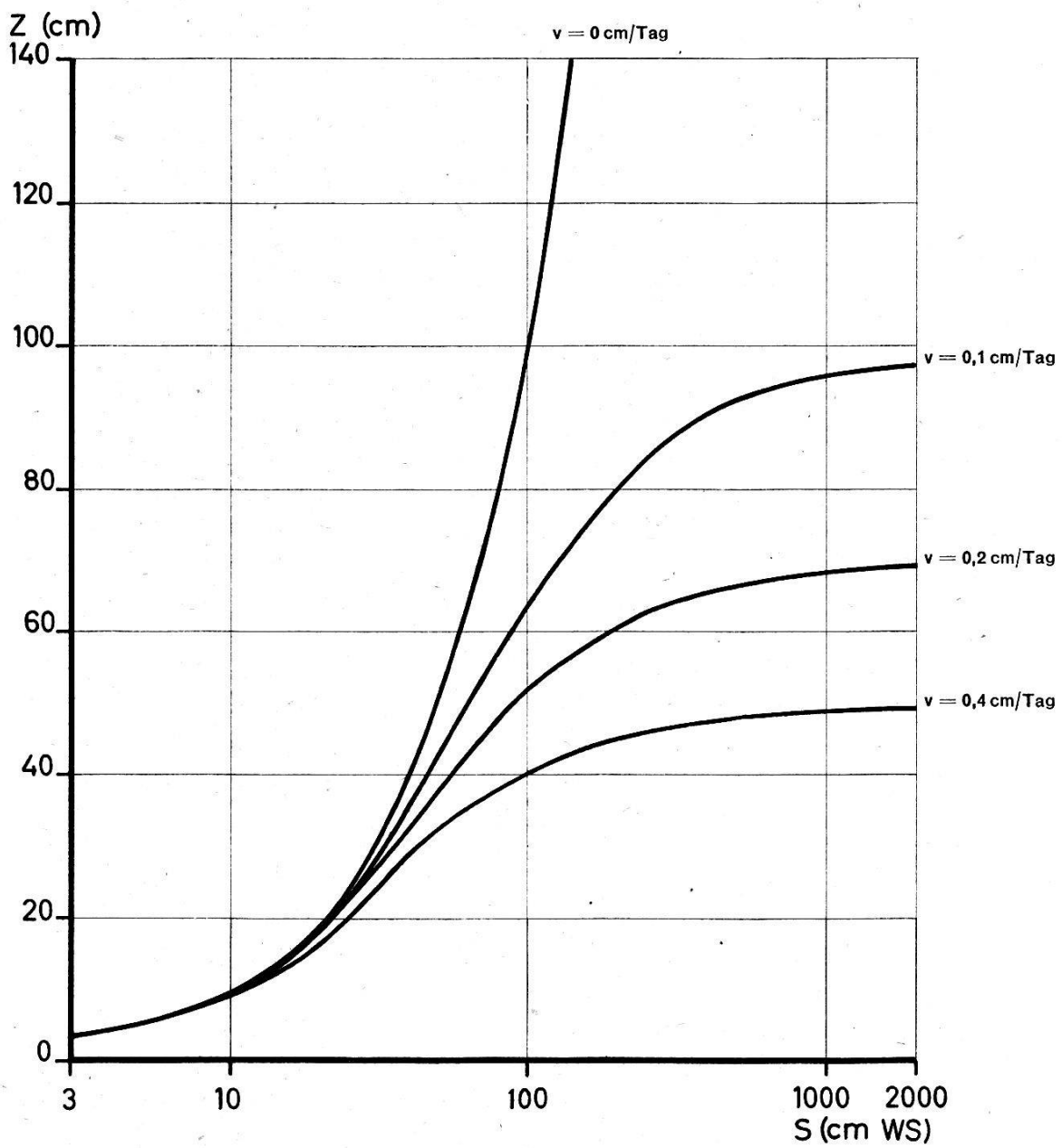


Fig. 7: Potentialkurven für den Modellboden des Schwarzerlenversuches

die Wassermenge von 4 l/m²/Tag auf. Dies entspräche einer Regenhöhe von 4 mm/Tag. Diese Wassermenge kann nicht höher steigen, weil die Saugspannung in 50 cm Höhe bereits eine Größe von 2 atm erreicht hat. Der Verlauf der Kurve zeigt in dieser Höhe eine asymptotische Annäherung an eine Parallele zur $X$-Achse. Würde demnach das Wasser noch höher steigen, dann müßte, um den zu diesem Steigen notwendigen Gradienten aufrechtzuerhalten, die Saugspannung unendlich groß werden, was praktisch nicht möglich ist. Bei einer Steiggeschwindigkeit von 0,4 cm³/cm²·Tag kann das Wasser nur etwa 50 cm über den Wasserspiegel steigen. Die anderen Kurven zeigen Potentialverteilungen für 0,2 und 0,1 cm/Tag, die durch andere Feuchtigkeitsverteilungen im Boden verursacht werden. Bei einer Steiggeschwindigkeit von 0,1 cm³/cm²·Tag

kann das Wasser kapillar höher steigen als bei 0,4 cm/Tag. Eine kleinere Durchlässigkeit verlangt einen kleineren Druckgradienten und gibt unter sonst vergleichbaren Bedingungen eine größere Steighöhe. Wir sehen aus Figur 7, daß bei einer Steiggeschwindigkeit von 0,1 cm/Tag das Wasser im Boden maximal 100 cm über den Wasserspiegel steigen kann, sofern die Wurzeln in dieser Entfernung vom Wasserspiegel eine Saugspannung von mindestens 2 atm erzeugen. Ein Wasseraufstieg von 0,1 cm/Tag entspricht einem Niederschlag von 1 mm/Tag. Pro Quadratmeter Bodenquerschnitt, parallel zum Wasserspiegel in 100 cm über dem Grundwasser, kann aus dem Grundwasser im Maximum 1 l/Tag nachgeschoben werden. An einem sonnigen Tag verbraucht aber unsere Vegetation etwa 4 mm Wasser. Diese Wassermenge kann nicht quantitativ aus dem sehr nahen Grundwasser nachgeschoben werden. Der Rest muß der verwertbaren Wasserreserve im Wurzelraum des Bodens entnommen werden. Mit der Zeit werden die Wurzeln natürlich tiefer wachsen und sich das Wasser direkt aus dem Wasserspiegel holen. Eine Umgehung des langsamen Wassernachschubes im Boden ist deshalb unter Umständen möglich.

Wir haben mit dieser Darstellung zeigen wollen, wie klein die kapillare Wasserversorgung eines mehr oder weniger ausgetrockneten Wurzelraumes ist und wie aus eng benachbarten Bodenzonen mit Wasserüberschuß sehr oft für ein gutes Pflanzenwachstum nur ungenügende Wassermengen nachgeschoben werden können.

## *5. Wasserbindung im Boden und Wasserentzug*

### *5.1. Physikalische Grundlagen zur Bodenentwässerung*

Im engen Zusammenhang mit der Wasserbindung und der Wasserbewegung steht das praktische Problem der Entwässerungsfähigkeit von schweren Tonböden. Wir gehen vom Fall aus, daß im potentiellen Wurzelraum des zu entwässernden Bodens ein Wasserspiegel vorhanden ist. Wir fragen uns, wie stark der beim Absinken des Wasserspiegels über diesem gelegene Bodenanteil entwässert werden kann. Vielfach nimmt man sehr vereinfachend an, daß dieser, unbekümmert um die Entfernung des Ortes vom Wasserspiegel, auf einen konstanten, gleich hohen Wassergehalt entwässert werde. Wir zeigen nachstehend, daß man unter Verwendung der Wassersorptionskurve wesentlich naturnähere Wasserentzüge berechnen kann. Als Beispiel diene uns der Weideboden «Rotenbach 1» aus dem Schwarzseegebiet im Kanton Freiburg. Makromorphologisch besteht der Boden aus einer dünnen $A_1$-Mullschicht unter Weiderasen, aus einem stark vergleyten Wurzelraum und aus einer blauen, undurchlässigen Schicht in 80 cm Tiefe.

In Figur 8 ist die Wassersorptionskurve eines Horizontes angegeben. Bei einer Saugspannung von 0 cm ist der Boden mit Wasser gesättigt. Die Sättigung entspricht einem Wassergehalt von 70%. Trocknet der wassergesättigte Boden nach und nach aus, dann steigt die Saugspannung

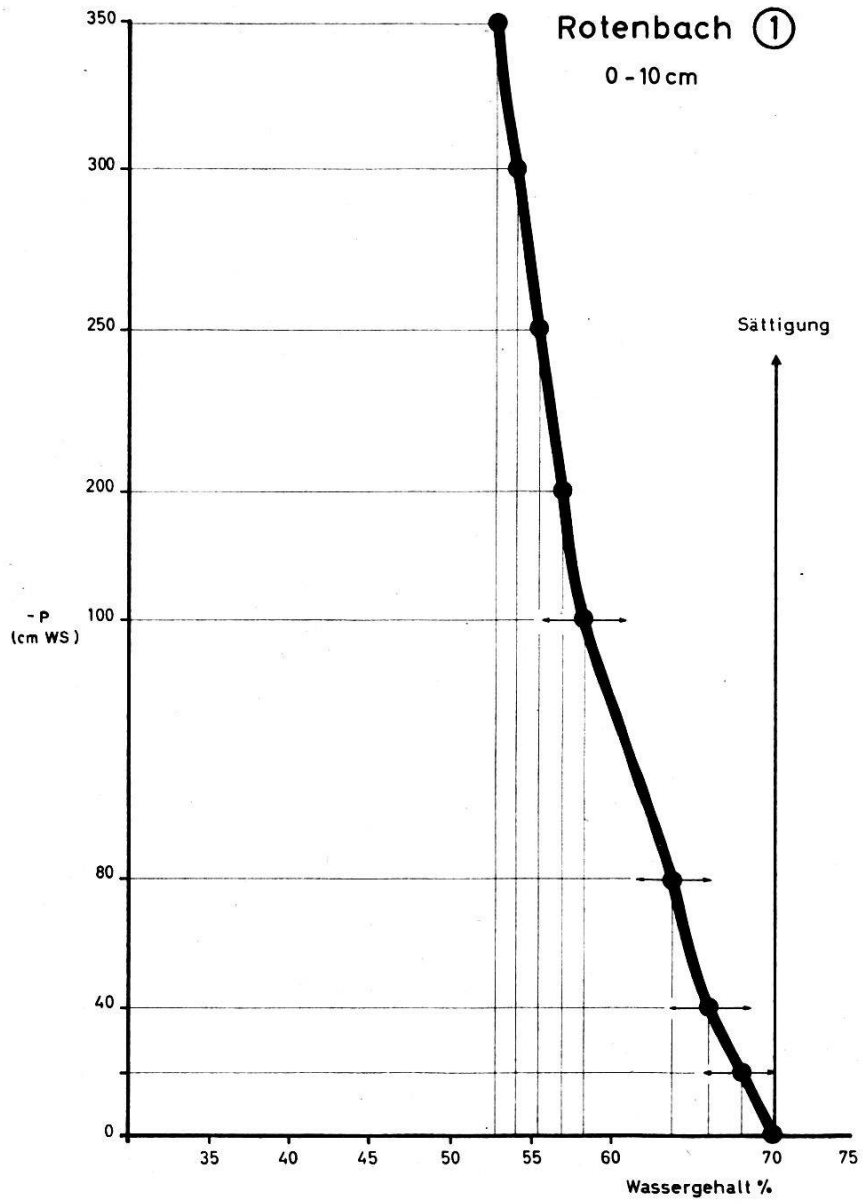


Fig. 8: Die Wassersorptionskurve des Weidebodens «Rotenbach 1»

im Boden entsprechend. Der vom Wasser befreite, jetzt mit Luft erfüllte Porenanteil nimmt mit abnehmendem Wassergehalt ständig zu. Diese Anteile sind als horizontale Distanzen zwischen der Sorptionskurve und der durch den Sättigungspunkt gezogenen Ordinate ablesbar.

Tragen wir in einem neuen Koordinatensystem das zu jeder Saugspannung gehörende, entleerte *Porenvolumen* auf, dann erhalten wir die in Figur 9 dargestellte, entwässerbare Porosität, *f*. Die entwässerbare Porosität, *f*, gibt uns bei gegebener Saugspannung an, welcher Anteil pro Volumeneinheit Boden entwässert werden kann ($cm^3/cm^2 \cdot cm$).

Diese Beziehung wenden wir beim Studium der Wasserspiegelabsenkung an. Wie schon erwähnt, ist am Wasserspiegel der hydrostatische Druck = 0. Sinkt der Wasserspiegel, dann wird der darüber liegende Boden partiell entwässert. Er wird an einem bestimmten Ort um so mehr entwässert, je mehr sich der Wasserspiegel von diesem Ort entfernt. Ent-

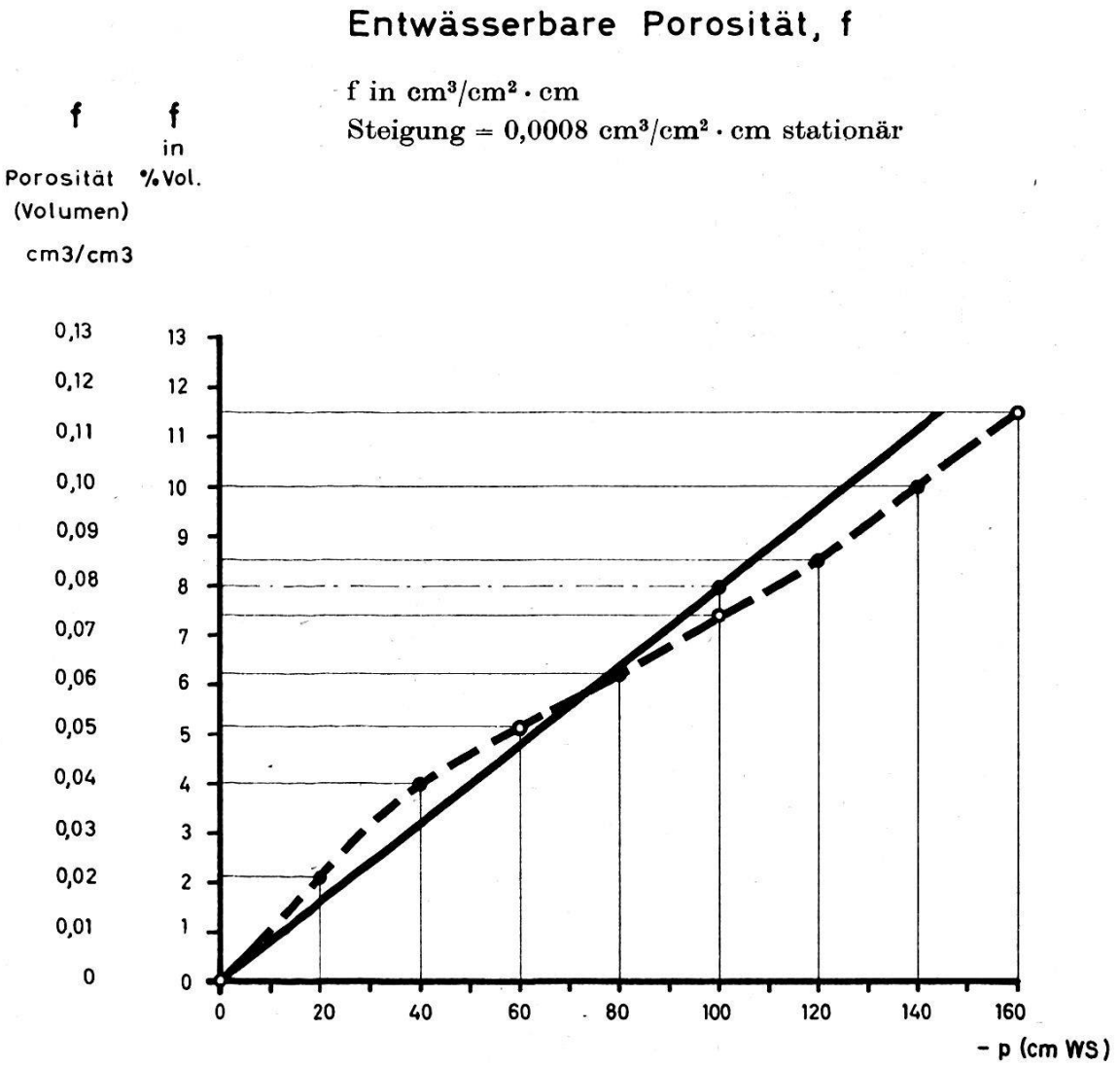


Fig. 9: Die entwässerbare Porosität $f$ von «Rotenbach 1».
Zur Berechnung wurde die Gerade verwendet

sprechend steigt an diesem Ort die Saugspannung, denn sie ist gleich der Entfernung des betrachteten Punktes von der Wasserspiegeloberfläche. Nehmen wir beispielsweise an, der Wasserspiegel sei um 100 cm gefallen, dann herrscht am Ausgangsort in diesem Augenblick eine Saugspannung von 100 cm Wassersäule. Wieviel Wasser fließt während des Absinkens total aus einer Bodensäule von 1 cm² Querschnitt und 100 cm Höhe? Diese Wassermenge entspricht der Summe der entwässerbaren Porosität, wenn die Saugspannung von 0 auf 100 cm steigt. Wie wir in Figur 9 zeigen, ist diese Summe gleich der Fläche unter der Kurve mit den Grenzen $-p = 0$ und $-p = 100$ cm.

Kennen wir umgekehrt die Wassermenge, die beim Absinken des Wasserspiegels während einer bestimmten Zeit durch den Boden strömt, dann können wir die Höhe der Bodensäule $\Delta H_t$ berechnen, aus der diese Wassermenge kommt.

Folgendes Beispiel soll das Vorgehen erläutern. In Figur 10 ist ein Bodenquerschnitt zwischen zwei Entwässerungsgräben dargestellt. Eine

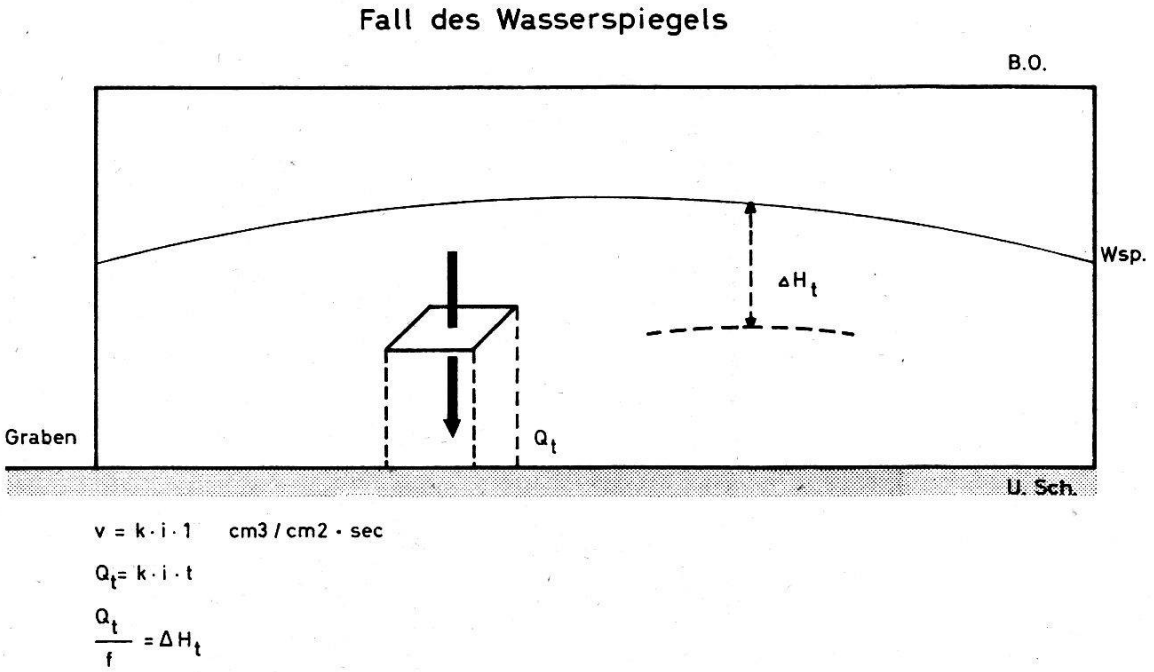


Fig. 10: Das Absinken eines Wasserspiegels im Boden während der Zeit $t$

undurchlässige Schicht liegt auf der Höhe des Grabenbodens, und ein Wasserspiegel befindet sich in der dargestellten Position. Nach dem Gesetz von *Darcy* fließt in der Vertikalrichtung bei einem Durchlässigkeitskoeffizienten $k$ und bei einem Gefälle $i$ das Wasser mit einer Geschwindigkeit $v$:

$$v = k \cdot i \quad \text{(cm/sec)}$$

In der Zeit $t$ (sec) fließt durch die Flächeneinheit $F$ (cm²) = 1 die Wassermenge

$$\underline{Q_t = k \cdot i \cdot 1 \cdot t \text{ (cm}^3\text{)}.}$$

Diese Wassermenge stammt aus dem Bodenraum, durch den der Wasserspiegel sich gesenkt hat. Wir haben zu untersuchen, wie viel der Wasserspiegel sinken muß, damit die berechnete Wassermenge $Q_t$ tatsächlich aus dem Boden fließen kann. Wir bezeichnen die Absinktiefe im Boden mit $\Delta H_t$. Die Wassermenge $Q_t$ ist gleich einer Fläche unter der Kurve der entwässerbaren Porosität, mit einer Abszisse $-p$, die der Strecke $\Delta H_t$ entspricht. In unserem Beispiel wäre das jene Fläche, die durch die Abszisse = 100 cm abgegrenzt wird.

### *5.2. Wasserentzug durch die Vegetation*

Wir haben gezeigt, wie die Wasserbindung im Boden darüber entscheidet, ob das Wasser leicht wegfließen, ob es von der Pflanze aufgenommen werden kann oder ob es in den feinsten Poren so stark gebunden ist, daß es nicht verwertet werden kann.

Wie bestimmt man beispielsweise die Wasserbindung in natürlich gelagerten Böden im Felde? Hierzu gibt es viele Möglichkeiten. Wir wollen speziell das *Tensiometer* erwähnen. Es hat den großen Vorteil, daß es die

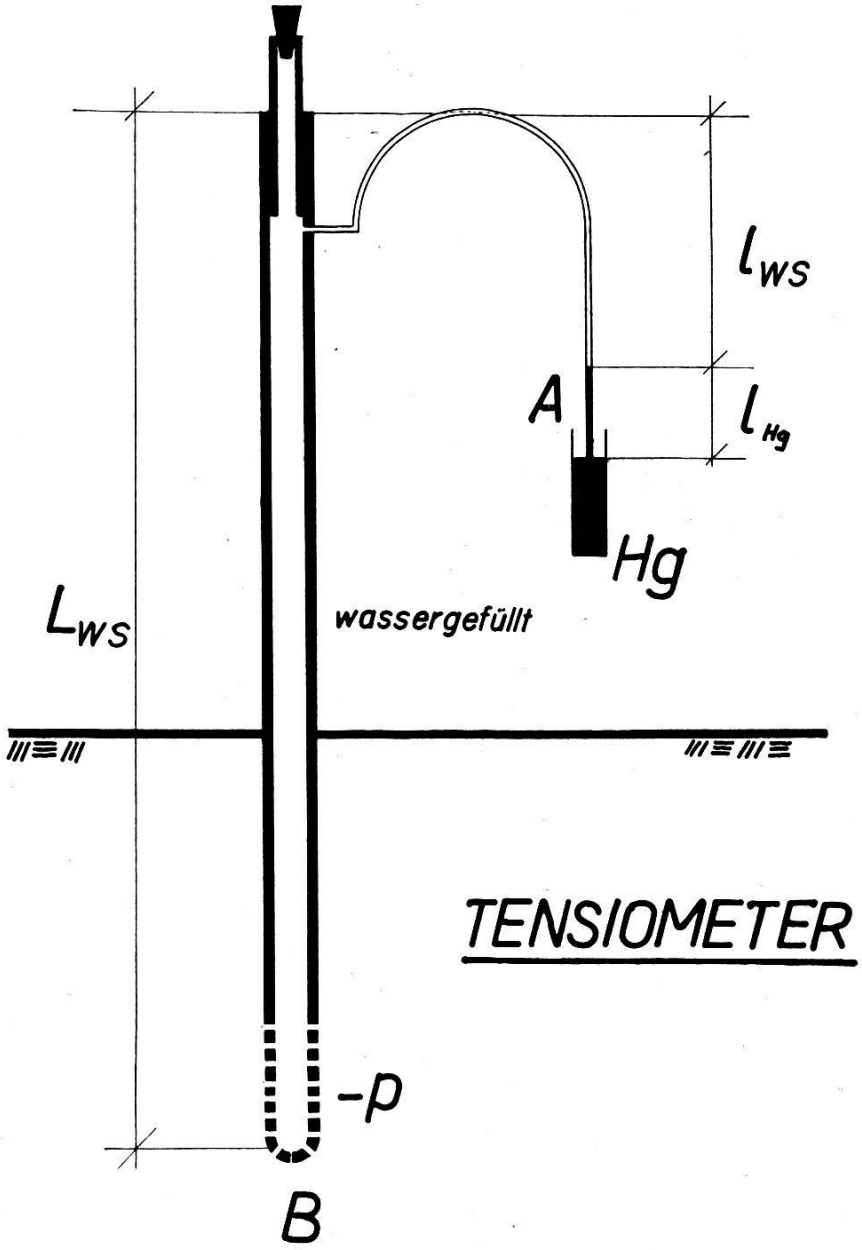


Fig. 11: Das Tensiometer zur Bestimmung des hydrostatischen Druckes des Bodenwassers

Saugspannung des Wassers direkt im Boden mißt. Das Tensiometer im Boden-Wasser-System entspricht dem Ohmmeter in einem elektrischen Leitersystem. In Figur 11 ist es schematisch dargestellt. Es ist ein offenes, mit Wasser gefülltes System in der Form eines Manometers: an einem Ende steckt eine poröse Keramikkerze *B*, die den Kontakt mit dem Bodenwasser herstellt. Das andere Ende wird in ein Quecksilbergefäß getaucht. In dem Maße, wie der Boden, entsprechend seiner Saugspannung, Wasser aus dem Innern des Tensiometers durch die Kerze ansaugt, steigt die Quecksilbersäule bei *A*. Herrscht Gleichgewicht zwischen Saugkraft im Boden und Höhe der Quecksilbersäule, dann kann aus einer einfachen Gleichgewichtsbedingung die Saugspannung berechnet werden. Alle Werte sind in Zentimetern WS (Wassersäule) angegeben:

$$[L\ (\text{cm WS})] + [-p\ (\text{cm})] = l\ (\text{cm WS}) + l\ (\text{cm Hg}) \cdot 13{,}6\ (\text{cm})$$

$$-p\ (\text{cm}) = l\ (\text{cm WS}) + l\ (\text{cm Hg}) \cdot 13{,}6\ (\text{cm}) - L\ (\text{cm WS})$$

Das Tensiometer hat eine universelle Anwendung. In Bewässerungsanlagen kann man mit seiner Hilfe den Wassernachschub so dotieren, daß dauernd genügend verwertbares Wasser vorhanden ist, ohne daß dabei die Durchlüftung gehemmt wird. Würde man mehr Wasser auffüllen, als der verwertbaren Menge entspricht, dann überschreitet man die Feldkapazität und bringt Wasser in die Grobporen. Hier fließt es unverbraucht durch den Boden ab. Die Ökonomie des Wassers spielt aber in Gebieten mit Wassermangel eine wichtige Rolle. Die Anlagen können sogar automatisiert werden. Es leistet ferner im Felde, aber auch im Laboratorium ausgezeichnete Dienste, wenn es um die laufende Bestimmung von Wassergehalten und Wassergehaltsänderungen geht. Jeder Wassergehalt eines gegebenen Bodens hat eine bestimmte Saugspannung, die am Tensiometer abgelesen werden kann. Wird für den zu untersuchenden Boden die Wassersorptionskurve bestimmt, dann erhält man die Eichkurve, mit der jederzeit die abgelesenen Saugspannungswerte in Wassergehalte umgewandelt werden können. Bei solchen Messungen lohnt es sich, die Wassergehalte in Volumenprozenten anzugeben, was um so notwendiger wird, je mehr die Dichte des Bodens sich vom Wert 1,0 g/cm³ entfernt.

Möchten wir zum Beispiel wissen, wie und in welcher Richtung sich das Wasser im ungesättigten Boden bewegt, dann müssen wir Größe und Richtung der *hydraulischen Gradienten* kennen. Mit Tensiometern erfassen wir die *Druckhöhe* am betreffenden Ort im Boden, während die *geodätische Höhe* zum Bezugshorizont leicht separat gemessen werden kann.

Eine sehr zweckmäßige Methode zum Studium der für die Wasserbewegung im Boden verantwortlichen Kräfteverteilung ist das *elektrische Widerstandsnetzwerk nach Luthin.* Es dient zur Berechnung der hydraulischen Höhen im Boden, sei es in der Ebene oder am Hang. Seine Anwendung basiert auf der Analogie des Darcy-Gesetzes und des Ohmschen Gesetzes, auf die *Slichter* schon im Jahre 1899 aufmerksam gemacht hat (*Richard,* 1963).

Die Bodenmasse zwischen zwei Entwässerungsgräben, zwischen Bodenoberfläche und undurchlässiger Schicht wird durch ein engmaschiges, elektrisches Widerstandsnetzwerk simuliert. Man bestimmt die elektrische Potentialverteilung an den Knotenpunkten und rechnet in Analogie die hydraulischen Höhen und die daraus sich ergebenden hydraulischen Gradiente. Mit diesen kann, unter Anwendung des Darcy-Gesetzes und der entwässerbaren Porosität, das Absinken des Wasserspiegels berechnet werden. In Figur 12 sind für den Versuchsboden «Rotenbach 1» fünf verschiedene Wasserspiegelpositionen dargestellt. Sie zeigen die Lage des Wasserspiegels 0 bis 56 Stunden nach Sättigung. Zu beachten ist, wie dieser verhältnismäßig undurchlässige Boden, mit einem $k$-Wert von $1{,}8 \cdot 10^{-5}$ cm/sec und 6 m Grabenabstand, auch 56 Stunden nach Sättigung immer noch sehr ungleichmäßig entwässert ist. In der

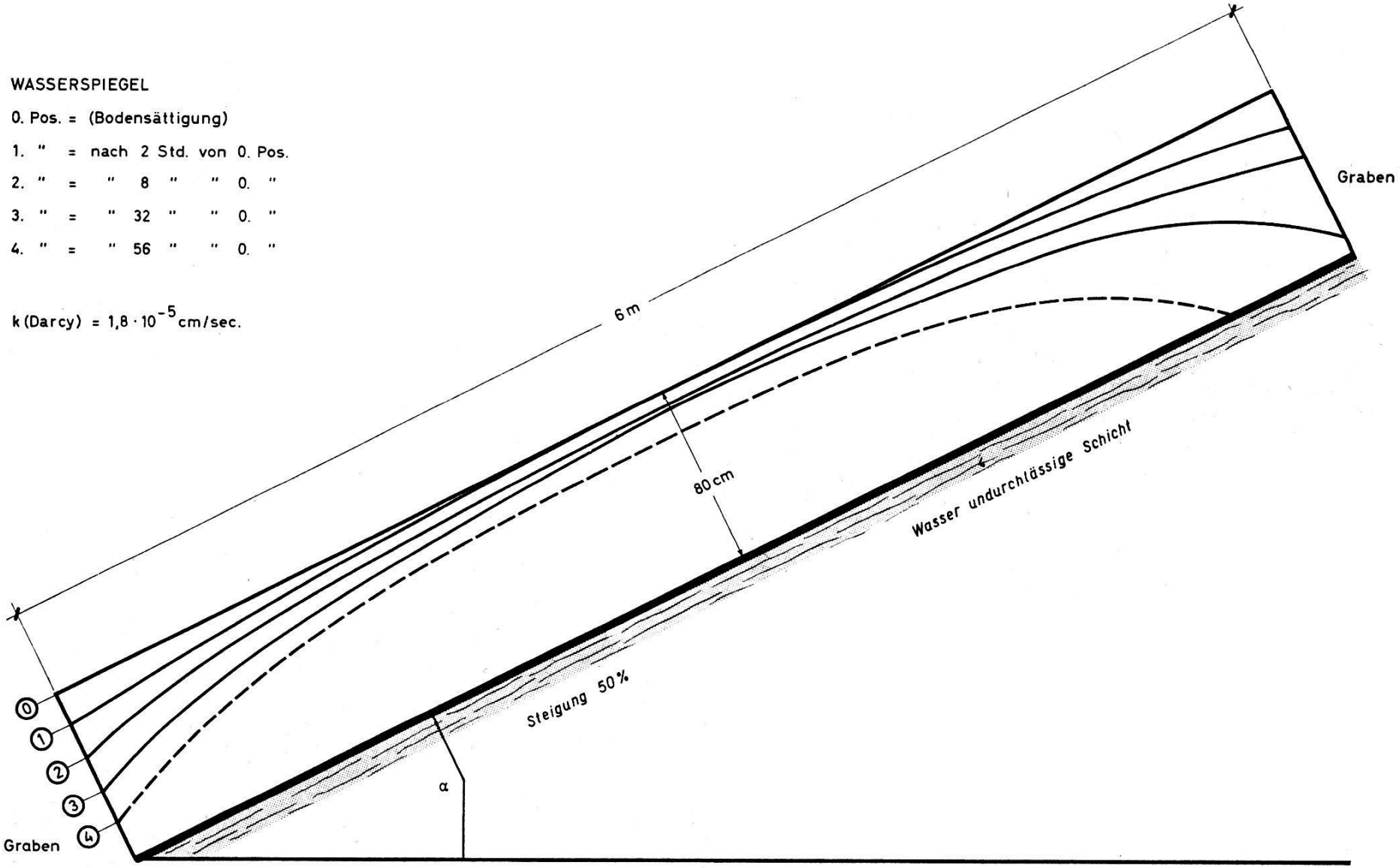


Fig. 12: Die Wasserspiegelabsenkung im Weideboden «Rotenbach 1» bei 50 % Neigung, 6 m Grabenabstand, undurchlässiger Schicht in 80 cm Tiefe und einer Durchlässigkeit von 1,5 cm/Tag

Mitte der Grabenabstände beträgt die Absenkung nur einen kleinen Bruchteil von jener in Grabennähe. Die entwässernde Wirkung ist je nach Entfernung vom Graben so verschieden, daß man bei der Kultur wasserempfindlicher Bestände mit wesentlichen Wachstumsunterschieden rechnen muß.

### *5.3. Die Bodendurchlüftung*

Im engen Zusammenhang mit der Wasserbindung, mit dem Sättigungsgrad und mit der Veränderung des Wassergehaltes im Zeitablauf steht die Bodendurchlüftung, speziell die Sauerstoffversorgung. In schweren Böden mit hohem Wassergehalt zum Beispiel kann der Sauerstoffmangel wachstumshemmend wirken. Maßgebend für den Sauerstoffnachschub ist die Sauerstoffdiffusion. Es läßt sich zeigen, daß die Wurzelentwicklung in hohem Maß von dieser abhängig ist (*Raney,* 1949, 1950; *Richard,* 1959a, 1959b).

Die Prüfung des Sauerstoffnachschubes kann für die Untersuchung des Meliorationserfolges wertvolle Hinweise geben. Methoden hierzu stehen zur Verfügung.

## *6. Allgemeine Bedeutung des Wasserhaushaltes*

In humiden Klimagebieten schenken wir der Wasserversorgung in normal durchlässigen Kulturböden in der Regel keine oder nur geringe Beachtung. Wir nehmen an, daß die zur Verfügung stehende Niederschlagsmenge genügt, um ein gutes Bestandeswachstum zu sichern. Während längerer Trockenperioden kann da und dort in sandigeren Böden Wachstumsrückgang und im Extremfall sogar Dürre beobachtet werden. Wachstumseinbußen infolge Wassermangels treten aber nicht erst auf, wenn die Pflanzen welk werden. Das Wachstum der Pflanzen wird schon verlangsamt, wenn die Wurzeln von jenem verwertbarem Wasser aufnehmen müssen, das verhältnismäßig stark gebunden ist. Als vorläufig unverbindliche untere Schwelle, bei der die Verlangsamung beginnt, haben wir eine Saugspannung von 1 atm angegeben. Meistens ist der Wachstumsrückgang so allmählich und im Vegetationskleid der Landschaft so allgemein, daß wir ihn entweder nicht beachten oder einfach in Kauf nehmen. Bei näherer Untersuchung tonarmer Böden würde man wohl da und dort feststellen, daß Ergänzungsbewässerungen ertragsfördernd wirken könnten. Es ist leicht, mit Tensiometern die Saugspannung eines Kulturbodens zu bestimmen, um den Augenblick der zusätzlichen Wassergabe zu erfassen.

In unvollkommen durchlässigen Böden humider Klimaregionen ist der schädigende Einfluß des Wasserüberschusses auf das Pflanzenwachstum allgemein bekannt.

Die wissenschaftliche Untersuchung des Wasser- und Lufthaushaltes unserer Produktionsböden ist ein wichtiges Gebiet der Bodenphysik. Zweckdienlich ausgewertet, finden die Forschungsergebnisse sowohl in humiden wie ariden Klimagebieten direkte praktische Anwendung.

*Buckingham, E.* (1907): Studies on the movement of soil moisture. U.S. Dept. Agr. Bur., Soils Bull. *38*.

*Gardner, W. R.* (1958): Some steady-state solutions of the unsaturated moisture flow equation with application to evaporation from a water table. Soil Sci. *85*: 228–232, 1958.

*Raney, W. A.* (1949): Field measurement of oxygen diffusion through soil. SSSA-Proceedings *14*: 61–65.

*Raney, W. A.* (1950): Oxygen diffusion as a method of characterizing soil aeration. Ph.D. Thesis, Cornell University, Ithaca, N.Y.

*Richard, F.* (1953): Über die Verwertbarkeit des Bodenwassers durch die Pflanze. Mitt. Schweiz. Anstalt forstl. Versuchswesen *XXIX*, 1.

*Richard, F.* (1955): Über Fragen des Wasserhaushaltes im Boden. Schweiz. Zeitschr. f. Forstwesen *4*.

*Richard, F.* (1959a): Über den Einfluß des Wasser- und Luftgehaltes im Boden auf das Wachstum von Fichtenkeimlingen. Mitt. Schweiz. Anst. forstl. Versuchsw. *35*, 1.

*Richard, F.* (1959b): Wasserhaushalt und Durchlüftung im Boden. *E. Rübel* und *W. Lüdi*, Bericht über das Geobotanische Forschungsinstitut Rübel in Zürich für das Jahr 1959.

*Richard, F.* (1963): Wassergehalt und Wasserbewegung im Boden. Schweiz. landw. Forschung, Nr. 2/1963: 145–160.

*Richards, L. A.* (1928): The usefulness of capillary potential to soil moisture and plant investigators. Jour. Agr. Res. *37*: 719–742.

*Russel, M. B.*, (1942): The utility of the energy concept of soil moisture. Soil Sci. Soc. Amer. Proc. *7*.

*Schofield, R. K.* (1935): The pF of the water in soil. Trans. 3d Int. Congr. Soil Sci. *2*: 37–48.

*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.* (1950): Soil moisture in relation to plant growth. Annual Review of Plant Physiology.

# Senkungsmessungen in den Rheinhäfen Baselland

*Ed. Habisreutinger, Grundbuchgeometer*

Die Hafenanlagen am Rhein bei Birsfelden haben eine Länge von 3 km, aufgeteilt in den Birsfelder Hafen oberhalb des Kraftwerks Birsfelden und noch weiter rheinaufwärts den Auhafen. Im Birsfelder Hafen befinden sich im gewachsenen Talboden und auf Rheinkies, nebst den großen Industriebauten mit den entsprechenden Geleisen und Schiffsanlegeplätzen am Rheinquai, Lagerhallen und viele Tanks für flüssige Brennstoffe. Ganz anders sind die Verhältnisse im Auhafen gelagert. Hier besteht das Hafengelände zum größten Teil aus Anschüttungen von 5 bis 10 m Höhe. Als Auffüllmaterial diente der Aushub aus dem nahen Kraftwerkbau Birsfelden. Schicht um Schicht von je 40 cm Dicke wurde sorgfältig eingebracht und mit Walzen oder Vibratoren verdichtet. Auf diesem gut vorbereiteten, aber doch mehrheitlich aus Auffüllmaterial be-