

Kapitel 1:

Grundlagen der Bodenhydrologie

Inhalt

1	Einleitung	2
2	Bodenaufbau und Bodenstruktur	2
2.1	Kenngrößen zur Beschreibung des Bodengerüsts	4
2.1.1	Festsubstanzdichte	4
2.1.2	Lagerungsdichte	5
2.1.3	Gesamtporenvolumen	5
3	Wasserbindungskräfte im Boden	6
3.1	Wasserbindungskräfte und kapillare Steighöhe	6
4	Die Porengrößenverteilung	7
5	Das Potentialkonzept	10
5.1	Teilpotentiale	10
5.2	Der hydraulische Potentialgradient	11
6	Wasserleitfähigkeit im Boden	14
7	Literaturverzeichnis	15
7.1	Zitierte Literatur	15
7.2	Weiterführende Literatur	15

1 Einleitung

Die Bodenhydrologie befasst sich mit den Eigenschaften und Erscheinungsformen von Wasser innerhalb des Bodenkörpers. Hierbei steht die Untersuchung der Wechselwirkungen des Wassers mit den angrenzenden Medien im Vordergrund. Die verschiedenen Erscheinungsformen, der Kreislauf und die Verteilung des Wassers sowie die Veränderungen des Wasserhaushaltes durch anthropogene Beeinflussung sind von zentraler Bedeutung. Gegenstand der Bodenhydrologie ist somit der Wasserkreislauf im Boden als Wechselwirkung von Boden, Pflanze und Atmosphäre. Das erfordert die komplexe Untersuchung der Prozesse Oberflächenabfluss, Infiltration, Evapotranspiration, Bodenwasservorratsänderung, Perkolation, Versickerung und Grundwasserneubildung. Um all diese Prozesse zu verstehen ist es erforderlich, sich zunächst mit dem Bodenaufbau und der Bodenstruktur zu befassen.

Lernziele

Nach Bearbeitung dieses Kapitels sollten folgende Begriffe und Fragen erklärt werden können:

- Was versteht man unter „Bodengefüge“ bzw. „Bodenstruktur“?
- Mit welchen Kenngrößen kann das Bodengefüge beschrieben werden?
- Welche Bindungsformen des Wassers im Boden unterscheidet man?
- Wie bestimmt man Luftkapazität, Feldkapazität und Totwassergehalt eines Bodens und was sagen diese Werte aus?
- Wovon hängt die Wasserleitfähigkeit eines Bodens ab?

2 Bodenaufbau und Bodenstruktur

Beispiel 1: Weshalb steht hier das Wasser auf dem Acker...



Abbildung 1: Staunässe in Fahrspuren (Quelle: <http://www.ifab-hamburg.de/projekte.html>)

Was ist denn hier passiert? Der Acker wurde doch ganz gleichförmig bewirtschaftet und gut aufgelockert? Wieso steht denn hier an manchen Stellen das Wasser auf dem Feld? Da müssen wir uns den Boden wohl mal genauer anschauen...

Stark vereinfacht kann der Boden als 3-Phasen-System bezeichnet werden, bestehend aus einer Festphase (Bodenmatrix), einer Flüssigphase (Bodenwasser) und einer Gasphase (Bodenluft). Während die Bodenpartikel der Festphase das Gerüst des Bodens bilden, füllen die Gas- und die Flüssigphase das Hohlräumssystem des Bodens aus (Abb.2).

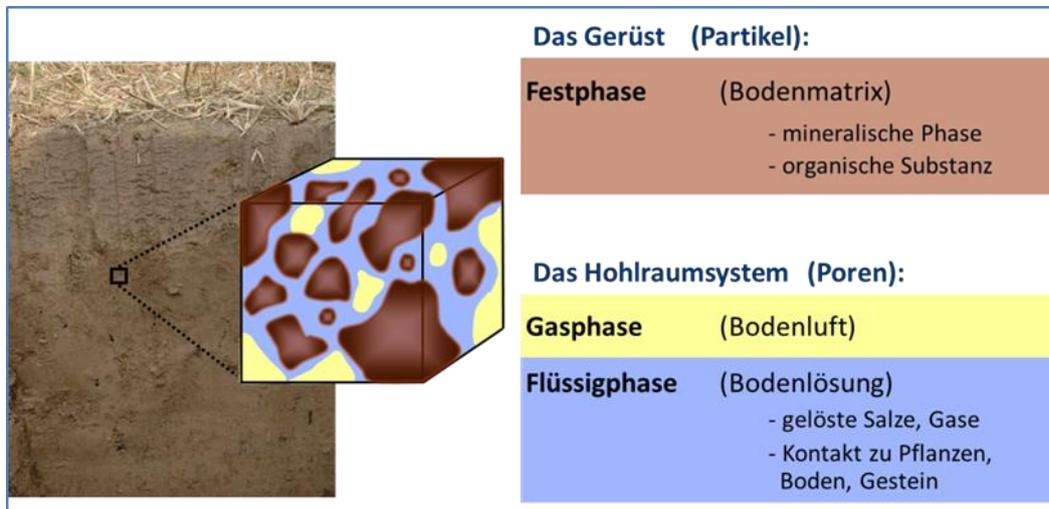


Abb.2: Boden als strukturierter, poröser Körper: Das 3-Phasen-System

Das Volumen des Porensystems wird maßgeblich durch folgende Eigenschaften der Bodenmatrix bestimmt:

- Korngrößenverteilung
- Form der Einzelkörner (= Primärpartikel)
- Lagerungsdichte

Generell gilt: je sperriger die Form und je homogener die Größe der Partikel ist, desto größer ist das Porenvolumen. Eine lockere Lagerung der Partikel begünstigt zusätzlich ein großes Porenvolumen (Abb.3).

kleines Porenvolumen	großes Porenvolumen	
 rundlich (Sand)	 sperrig (Tonplättchen)	Kornform
 abgestufte Körnung	 homogene Körnung	Korngrößenverteilung
 verdichtet, gerüttelt, eingeregelt	 locker, frisch geschüttet	Lagerungsdichte
<small>(nach Gisi (1997), verändert)</small>		

Abb.3: Korngrößenverteilung, Korneigenschaften und Porenraum (nach Gisi (1997), verändert)

Die Art und Lagerung der Primärpartikel formt das Primärgefüge und somit das Primärporensystem. In einem natürlichen Boden liegen die Primärpartikel jedoch meist nicht als Einzelkörner vor, sondern bilden aufgrund von Quellung, Schrumpfung und verschiedenen biologischen Prozessen Aggregate. Dieses sogenannte Sekundärgefüge bildet das Sekundärporensystem (Abb. 4). Das gröbere Sekundärporensystem und das meist feinere Primärporensystem durchdringen einander und haben unterschiedliche Funktionen.

Während das gröbere Sekundärporensystem maßgeblich zur Belüftung des Bodens, aber auch zur schnellen Infiltration von Regenwasser beiträgt, ist das Primärporensystem für die Wasserspeicherkapazität des Bodens verantwortlich. In Beispiel 1 stimmt also irgendetwas mit dem Sekundärporensystem nicht... also schauen wir mal weiter.



Abb.4: Primär- und Sekundärporensysteme

Das Sekundärgefüge (und damit das Sekundärporensystem) ist sehr variabel und wird beeinflusst durch:

- Trocken-/Feuchtphasen, biologische Aktivität
- Extremwetter (Trockenrisse, Verschlammung)
- Frost-/Tauzyklen
- Bodengese (Carbonatlösung, Tonverlagerung)
- anthropogener Einfluss (Bodenbearbeitung)

Da wir es im Beispiel 1 mit einer landwirtschaftlich genutzten Fläche zu tun haben, werden anthropogene Einflüsse (also die Bodenbearbeitung) eine Rolle spielen. Wie beeinflusst die Bodenbearbeitung die Bodenstruktur, und mittels welcher Kenngrößen kann dies nachgewiesen werden?

2.1 Kenngrößen zur Beschreibung des Bodengerüsts

2.1.1 Festsubstanzdichte

Die Festsubstanzdichte („spezifische Dichte“) beschreibt die Dichte der Festkörper im Boden. Hierunter fallen alle Mineralpartikel, aber auch organische Stoffe. Sie beschreibt folglich die Masse der Festsubstanz bezogen auf ihr Volumen. Hierbei bleibt das Porenvolumen unberücksichtigt:

$$\text{Festsubstanzdichte (dF)} = \frac{\text{Masse Festsubstanz (g)}}{\text{Volumen Festsubstanz (cm}^3\text{)}}$$

Für reinen Quarz beträgt die Festsubstanzdichte beispielsweise $2,65 \text{ g cm}^{-3}$; sie sagt jedoch nichts über das Gefüge aus, in dem die Festsubstanzpartikel zueinander gelagert sind.

2.1.2 Lagerungsdichte

Die Lagerungsdichte beschreibt Masse der Festsubstanz bezogen auf das Bodenvolumen, hier geht also auch das Gesamtvolumen mit ein:

$$\text{Lagerungsdichte (dB)} = \frac{\text{Masse Festsubstanz (g)}}{\text{Gesamtvolumen (cm}^3\text{)}}$$

Das Porenvolumen bestimmt also die Lagerungsdichte (und umgekehrt): Je höher der Porenanteil, desto lockerer sind die Partikel gelagert, desto geringer ist folglich die Lagerungsdichte.

	Lagerungsdichte [g cm^{-3}]	Porenvolumen [%]
Sande	1,2 – 1,7	55 – 36
Schluffe	1,2 – 1,6	55 – 38
Lehme	1,2 – 2,0	55 – 30
Tone	0,9 – 1,7	65 – 36

2.1.3 Gesamtporenvolumen

Das Gesamtporenvolumen kann aus dem Verhältnis von Festsubstanzvolumen zu Gesamtvolumen abgeleitet werden. Einfacher ist jedoch, das Gesamtporenvolumen (GPV) aus der Lagerungsdichte (dB) und der Festsubstanzdichte (dF) zu berechnen:

$$\left(1 - \frac{d_B}{d_F}\right) \cdot 100 = \text{GPV (\%)}$$

Beispielaufgabe:

Eine mittels Stechring entnommene Bodenprobe mit einem Gesamtvolumen von 100 cm^3 wurde im Labor über Nacht bei 105°C getrocknet. Damit ist die Probe frei von Wasser, alle Poren sind luftgefüllt. Das Gewicht der getrockneten Probe (= Masse der Festsubstanz) lag bei 165 g. da es sich um eine sandige (=quarzreiche) Probe handelt, können Sie eine Festsubstanzdichte von $2,65 \text{ g cm}^{-3}$ annehmen. Berechnen Sie bitte die Lagerungsdichte und das Gesamtporenvolumen der Probe!

Lösung:

$$\text{Lagerungsdichte} = \frac{\text{Masse Festsubstanz}}{\text{Volumen}_{\text{gesamt}}} = \frac{165 \text{ g}}{100 \text{ cm}^3} = 1,65 \text{ g cm}^{-3}$$

$$\text{GPV} = 1 - \frac{d_B}{d_F} \times 100 \text{ [\%]} = 1 - \frac{1,65 \text{ g cm}^{-3}}{2,65 \text{ g cm}^{-3}} \times 100 = 37,7\%$$

Die Lagerungsdichte beträgt $1,65 \text{ g cm}^{-3}$; das Porenvolumen nimmt 37,7% des gesamten

3 Wasserbindungskräfte im Boden

3.1 Wasserbindungskräfte und kapillare Steighöhe

Nachdem wir gesehen haben, dass Kenngrößen wie die Lagerungsdichte und das Gesamtporenvolumen erste Indizien für eine Strukturveränderung sein können, müssen wir als nächstes herausfinden, welche Rolle die Bodenstruktur für den Bodenwasserhaushalt spielt.

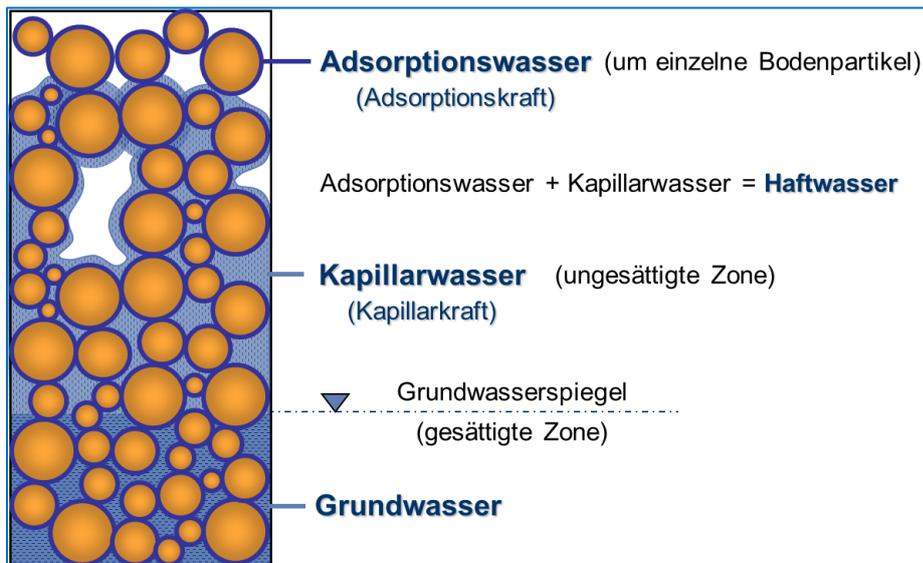


Abb.5: Bindungskräfte des Wassers im Boden

Das Wasser im Boden unterliegt verschiedenen Bindungskräften. Direkt an den Mineraloberflächen befindet sich das sogenannte **Adsorptionswasser**, welches die Mineralpartikel in wenigen Molekülschichten umgibt und sehr stark gebunden ist. In den feinen und mittleren Poren (ca. 0,1-50 µm Durchmesser) sowie den Grobporen (über 50 µm Durchmesser) befindet sich das **Kapillarwasser**. Da die Bindungsstärke des Wassers im Allgemeinen mit dem Abstand zur Mineraloberfläche abnimmt, nimmt auch die Bindungsstärke des Kapillarwassers mit zunehmendem Porendurchmesser ab. In einer Kapillare, an der Phasengrenze zwischen Wasser und Luft, gibt es einen Drucksprung durch das Zusammenspiel von Kohäsions- und Adhäsionskräften. Dieser wird Kapillardruck genannt und dabei gilt: Je kleiner der Durchmesser einer Kapillare, desto größer ist der Kapillar(unter)druck und desto größer ist die *kapillare Aufstiegshöhe* (h). Diese errechnet sich nach:

$$h = \frac{\sigma \cdot 2 \cdot \cos \alpha}{r \cdot \rho \cdot g}$$

Wenn vereinfacht die Oberflächenspannung des Wassers (σ), der Benetzungswinkel zwischen Wasser und Mineraloberflächen (α), die Dichte des Wassers (ρ) sowie Gravitationskraft (g)

als weitgehend konstant und gleich null angenommen werden, dann vereinfacht sich die Formel auf:

$$h [\text{cm}] = \frac{3000}{d [\mu\text{m}]}$$

Dies zeigt, dass die kapillare Steighöhe (h) von Wasser im Mineralboden sehr stark vom Porendurchmesser (d) bestimmt wird.

Beispielaufgabe:

Wie hoch steigt das Wasser – ausgehend von einer freien Wasseroberfläche und unter Normalbedingungen – in einer Kapillare mit einem Durchmesser von 50 μm?

Lösung:

$$h [\text{cm}] = \frac{3000}{d [\mu\text{m}]} \qquad h = \frac{3000}{50} = 60 [\text{cm}]$$

In einer Kapillare von 50 μm Durchmesser steigt das Wasser rund 60 cm hoch.

4 Die Porengrößenverteilung

Der Porenraum steuert den Wasser- und Lufthaushalt eines Bodens. Weite Poren können das Wasser schlechter halten als enge Poren. Unterschiedliche Porengrößen haben daher unterschiedliche Funktionen im Boden. Nach ihrer Funktion werden folgende Porenklassen unterschieden:

Tabelle 1: Porenklassen und ihre Bedeutung für den Wasser- und Lufthauhalt von Böden

Porenklasse	Durchmesser	Kapillare Steighöhe	Entwässerungsdruck	Kriterien	
Makroporen	mit bloßem Auge sichtbar			Röhren, Risse, Spalten nicht-kapillar!	Luftkapazität
Weite Grobporen	> 50 μm	< 60 cm	60 hPa	schnell dränende Poren	
Enge Grobporen	50-10 μm	60 – 300 cm	300 hPa	langsam dränende Poren	
Mittelporen	10-0,2 μm	300 – 15 000 cm	15 000 hPa	pflanzenverfügbares Wasser	Nutzbare Feldkapazität
Feinporen	< 0,2 μm	>15 000 cm	Ofentrocknung (105°C)	nicht pflanzenverfügbar	Totwasser

An Grundwassernahen Standorten tragen die Engen Grobporen auch zur Feldkapazität bei.

Die Bestimmung der Porengrößenverteilung erfolgt im Labor durch schrittweises Entwässern einer wassergesättigten Bodenprobe in ungestörter Lagerung (Stechringprobe; Abb. 6). Hierbei macht man sich zwei Effekte zu Nutze: (1) Da Wasser nicht komprimierbar ist, entspricht das entfernte Wasservolumen exakt dem Porenvolumen, das es eingenommen hat. (2) Die kapillare Steighöhe (in cm) entspricht der Druckhöhe (in hPa, Tab.1), wenn sie in cm Wassersäule (WS) angegeben wird, dabei entspricht 1cm WS 0,98 hPa. Durch das Anlegen eines entsprechenden Über- oder Unterdrucks eine Entwässerung bis zu der korrespondierenden Porenweite erzielt werden. Alle größeren Poren werden somit entwässert, alle engeren Poren werden erst bei höheren Drücken entleert.

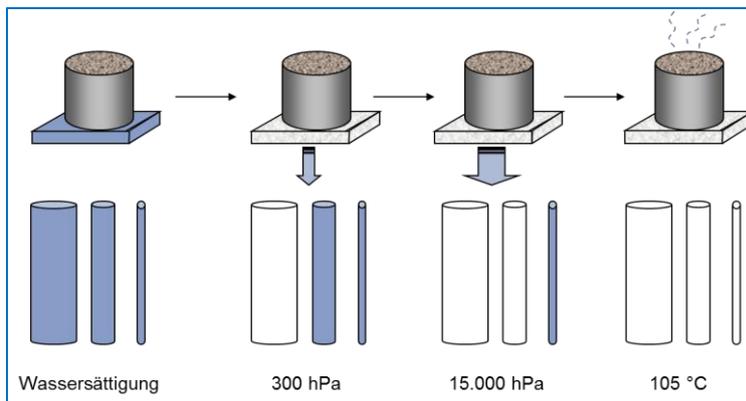


Abb.6: Bestimmung der Porengrößenverteilung durch schrittweise Entwässerung

Nach jedem Entwässerungsschritt wird der gravimetrische Wassergehalt (θ) der Probe bestimmt:

$$\text{gravimetrischer Wassergehalt} = \frac{\text{Masse (Boden}_{\text{feucht}} - \text{Boden}_{\text{trocken}})}{\text{Masse (Boden}_{\text{trocken}})} = \frac{\text{Masse Wasser}}{\text{Masse Boden}_{\text{trocken}}} \left[\frac{\text{g}}{\text{g}} \right]$$

$$\text{gravimetrischer Wassergehalt} = \frac{\text{Masse Wasser}}{\text{Masse Boden}_{\text{trocken}}} \times 100 \text{ [Gew\%]}$$

Aus dem gravimetrischen Wassergehalt wird schließlich der volumetrische Wassergehalt berechnet:

$$\text{WG (Vol\%)} = \text{WG (Gew\%)} \times \text{Lagerungsdichte}$$

Die hieraus resultierende Wasserspannungs-Wassergehaltsbeziehung kann auch in Form einer Wasserretentionskurve dargestellt werden (Abb. 7). Diese beschreibt nichts anderes als die Porengrößenverteilung der Bodenprobe. Wie in Abbildung 7 zu erkennen ist, verliert Sand schon bei geringen Drücken viel Wasser, hat also viele Grobporen und damit eine hohe Luftkapazität (vgl. Tab.1). Ein strukturarmer Tonboden hingegen verliert das Wasser erst bei sehr hohen Drücken. Dieser Boden hat folglich kaum Grobporen, sondern vorwiegend Feinporen. Das Wasser in diesen Poren ist jedoch so stark gebunden, dass es nicht pflanzenverfügbar ist. Der schluffdominierte Boden hingegen verliert das meiste Wasser

zwischen 300 und 15 000 hPa und hat somit eine hohe nutzbare Feldkapazität (großer Anteil an Mittelporen).

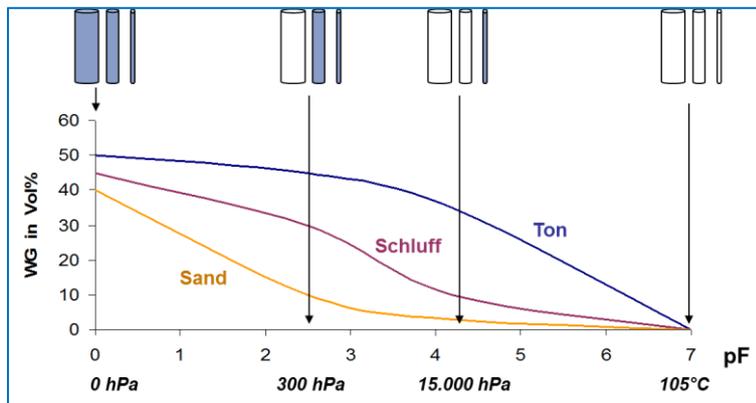


Abb.7: Wasserretentionsfunktionen bzw. Porengrößenverteilungen für einen Sandboden, einen schluffdominierten Boden sowie für einen kohärenten, strukturalmen Tonboden.

Die Wasserspannung (Bindungsstärke) ist der Logarithmus des negativen Matrixpotentials (Ψ_m) und wird pF bezeichnet. Sie berechnet sich also wie folgt:

$$pF = \lg(-\Psi_m) \quad \text{Die Einheit ist hierbei hPa.}$$

Tabelle 2: Berechnung wichtiger Wasserhaushaltskenngrößen

Porenklasse	Durchmesser	Bezeichnung	Berechnung
Alle Poren		Gesamtporenvolumen	$GPV = WG \text{ (Vol\%)} \text{ bei Wassersättigung}$ $GPV = 1 - (dB/dF) \times 100$
Weite Grobporen	> 50 μm	Luftkapazität	$GPV - WG \text{ (Vol\%)} \text{ bei } 60 \text{ hPa (pF } 1,8)$
Mittel- + Feinporen	< 10 μm	Feldkapazität	$WG \text{ (Vol\%)} \text{ bei } 300 \text{ hPa (pF } 2,5)$
Mittelporen	10-0,2 μm	Nutzbare Feldkapazität	$WG \text{ (Vol\%)} \text{ bei } 300 \text{ hPa (pF } 2,5)$ $- WG \text{ (Vol\%)} \text{ bei } 15.000 \text{ hPa (pF } 4,2)$
Feinporen	< 0,2 μm	Totwassergehalt	$WG \text{ (Vol\%)} \text{ bei } 15.000 \text{ hPa (pF } 4,2)$

Beispielaufgabe:

Eine mittels Stechring entnommene lehmige Bodenprobe mit einem Gesamtvolumen von 100 cm³ wurde im Labor zunächst mit Wasser gesättigt und dann eine Woche lang auf 60 hPa entwässert. Das Gewicht dieser feuchten Probe betrug 191 g. Danach wurde die Probe eine weitere Woche lang auf 300 hPa entwässert, die anschließende Gewichtsbestimmung ergab 185 g. Nach der anschließenden Trocknung bei 105°C lag das Gewicht der Probe bei 165 g. Berechnen Sie bitte Luft- und Feldkapazität der Probe!

Lösung:

$$\text{GPV} = 1 - \frac{d_B}{d_F} \times 100 \text{ [\%]} = 1 - \frac{1,65 \text{ g cm}^{-3}}{2,65 \text{ g cm}^{-3}} \times 100 = 37,7\%$$

$$\text{WG(60hPa)} = \frac{\text{Masse (Boden}_{\text{feucht}} - \text{Boden}_{\text{trocken}})}{\text{Masse (Boden}_{\text{trocken}})} \times 100 = \frac{(191\text{g} - 165\text{g})}{165\text{g}} \times 100 = 15,8 \text{ Gew\%} \times 1,65 = 26,0 \text{ Vol\%}$$

$$\text{WG(300hPa)} = \frac{\text{Masse (Boden}_{\text{feucht}} - \text{Boden}_{\text{trocken}})}{\text{Masse (Boden}_{\text{trocken}})} \times 100 = \frac{(185\text{g} - 165\text{g})}{165\text{g}} \times 100 = 12,1 \text{ Gew\%} \times 1,65 = 20,0 \text{ Vol\%}$$

Das Gesamtporenvolumen der Probe beträgt 37,7%. Der Wassergehalt bei 60 hPa liegt bei 26,0 Vol% und der Wassergehalt bei 300 hPa beträgt 20,0 Vol%. Hieraus können die Kapazitätswerte wie folgt berechnet werden:

$$\text{Luftkapazität} = \text{GPV} - \text{WG (60hPa)} = 37,7 \% - 26,0 \% = \underline{\underline{11,7 \text{ Vol\%}}}$$

$$\text{Feldkapazität} = \text{WG bei 300 hPa} = \underline{\underline{20,0 \text{ Vol\%}}}$$

5 Das Potentialkonzept

5.1 Teilpotentiale

Gesamtpotential Ψ_{tot} des Bodenwassers ist definiert als die Menge an Arbeit pro Einheit Wasser, die von externen Kräften aufgewendet werden muss, um eine Menge Wasser reversibel von der ursprünglichen Lage zu einem anderen Punkt zu transferieren. Dem Bodenwasser kann ein bestimmter Energiegehalt zugeordnet werden, das hydraulische Potential (in J^{-3} oder Pa). Es gibt die Arbeit an, die notwendig ist, um eine infinitesimal kleine Wassermenge reversibel in den Boden zu bringen. Als Referenzzustand wird freies (ungebundenes) und reines Wasser in einer bestimmten Bodentiefe bei atmosphärischem Druck und der Umgebungstemperatur gewählt (Stahr et al., 2012, S.129). Das Gesamtpotential setzt sich aus einer Reihe von Teilpotentialen zusammen:

$$\Psi_{\text{tot}} = \Psi_m + \Psi_g + \Psi_p + \Psi_o + \Psi_{\Omega}$$

Ψ_m : Matrixpotential, Kräfte der Bodenmatrix (Adsorption und Kapillarkraft)

Ψ_g : Gravitationspotential, Abstand zur Bezugsebene

Ψ_p : Druckpotential, Druck durch die Wasserphase unterhalb der Wasseroberfläche

Ψ_o : osmotisches Potential, Effekt durch (gelöste) Salze

Ψ_{Ω} : Auflastpotential, zusätzlicher Druck durch die Festphase

Meist spielen osmotisches Potential und Auflastpotential größenordnungsmäßig nur eine untergeordnete Rolle. In den meisten Fällen genügt es, die Summe aus dem Gravitationspotential und dem Matrix- bzw. Druckpotential zu betrachten (Abb. 8):

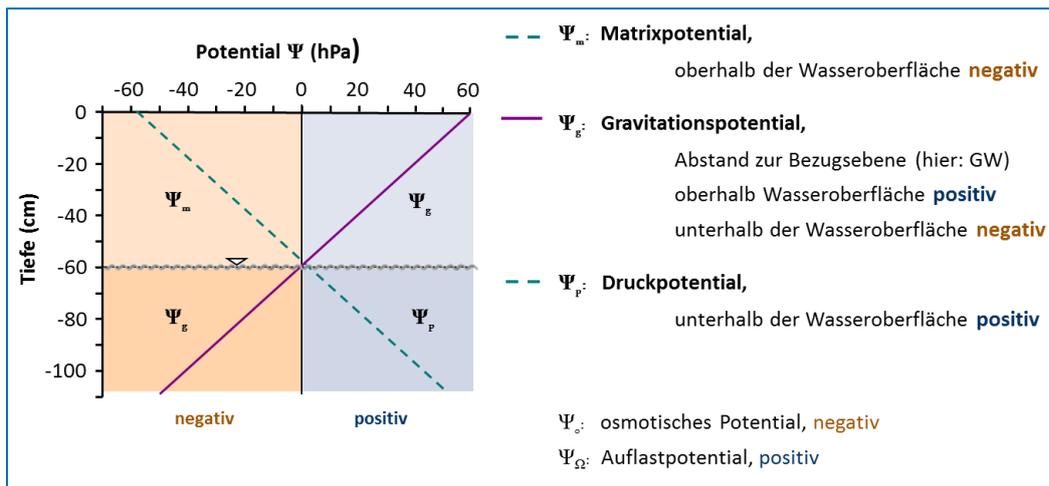


Abb.8: Teilpotentiale des Bodenwassers

Die Summe dieser 3 Teilpotentiale ist das hydraulische Potential: $\Psi_H = \Psi_m + \Psi_g (+ \Psi_p)$. Beträgt das hydraulische Potential gleich Null ($\Psi_H = 0$), dann herrscht ein Potentialgleichgewicht vor, und das Bodenwasser befindet sich makroskopisch im Ruhezustand (Abb. 9):

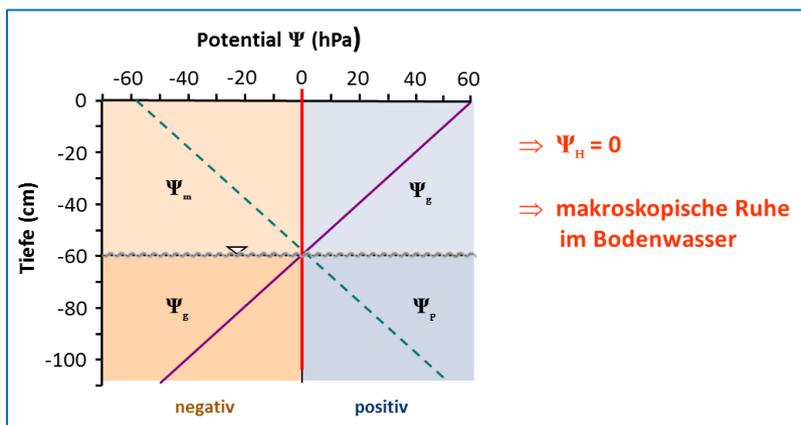


Abb.9: Hydraulisches Potential

5.2 Der hydraulische Potentialgradient

Ist das hydraulische Potential > 0 oder < 0 , dann liegt kein Potentialgleichgewicht vor. In diesem Fall tritt eine Wasserbewegung im Boden ein, um das Potentialgefälle auszugleichen. Dies trifft z.B. nach Niederschlägen zu (Abb. 10):

Poren an der Bodenoberfläche füllen sich mit Wasser

- Matrixpotential steigt (weniger negativ)
- Gravitationspotential bleibt konstant
- Hydraulisches Potential $\Psi_H > 0$
- Wasserbewegung in Richtung der Schwerkraft, bis Potentialgleichgewicht herrscht (überschüssiges Wasser läuft ab)

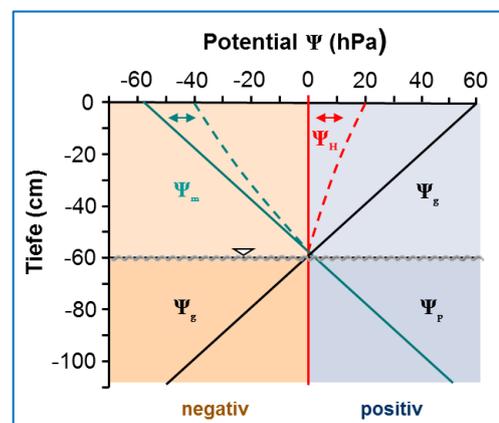


Abb.10: Hydraulisches Potential nach Niederschlägen

Wenn zwischen zwei beliebigen Punkten A und B im Boden festgestellt werden soll, ob eine Wasserbewegung stattfindet, wird der hydraulische Potentialgradient berechnet. Hierzu wird die Differenz der jeweiligen Teilpotentiale auf die dazwischenliegende Weglänge bezogen:

$$\text{Hydraulischer Potentialgradient: } \frac{\Delta\Psi_H}{\Delta l} = \frac{\Delta\Psi_m}{\Delta l} + \frac{\Delta\Psi_g}{\Delta l}$$

Bei Wasserbewegung in der Vertikalen (auf- / absteigende Wasserbewegung) entspricht der Gravitationsgradient exakt der Weglänge: $\Delta\Psi_g = \Delta l$.

Daher vereinfacht sich der hydraulische Potentialgradient wie folgt:

Zwischen zwei vertikal angeordneten Punkten A und B lässt sich der hydraulische Potentialgradient dann wie folgt berechnen:

$$\text{grad } \Psi_H = \frac{\Delta\Psi_H}{\Delta l} = \frac{\Psi_m A - \Psi_m B}{\Delta l} + 1$$

Berechnung für das in Abb. 11 gezeigte Beispiel:

$$\text{grad } \Psi_H = \frac{\Delta\Psi_H}{\Delta l} = \frac{(-20) - (-30)}{(-20) - (-40)} + 1 = \frac{10}{20} + 1 = +1,5$$

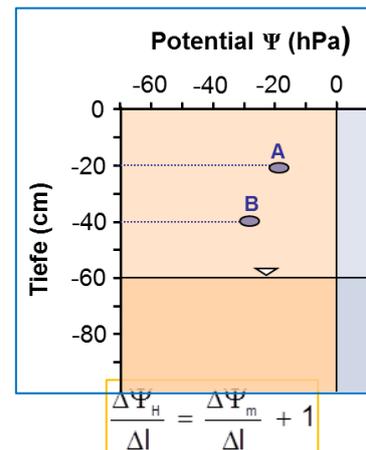
Der hydraulische Gradient beträgt +1,5, damit liegt zwischen diesen beiden Punkten im Boden eine abwärts gerichtete Wasserbewegung vor, denn es gilt:

grad $\Psi_H > 0$ abwärts

grad $\Psi_H = 0$ keine

grad $\Psi_H < 0$ aufwärts

Abb.11: Potentialgradient: Beispiel



Beispielaufgabe (SIEHE VIDEO UND ZUSATZMATERIAL ZUM „TENSIO-METERVERSUCH“):

Die im Versuch dargestellten Tensiometer wurden in einer Tiefe von 0,3 m, 0,45 m, 0,6 m und 0,9 m eingebaut. Dem Zeitpunkt der Messung ging eine länger anhaltende sommerliche Trockenphase voraus. Bei dem Bodentyp handelt es sich um einen Parabraunerde-Pseudogley. Bei diesem Bodentyp wurden feine Bodenpartikel (z.B. Tonminerale, Oxide) vom Oberboden in den Unterboden verlagert. Hierdurch wurden im Unterboden gröbere Poren verstopft (Einlagerungsverdichtung).

Die ermittelten Messwerte aus den Versuchen sind in folgender Tabelle dargestellt:

Tensiometer	T1	T2	T3	T4
Einbautiefe [cm]	-30	-45	-60	-90
Saugspannung [hPa]	-630	-724	-600	-470

Berechnen Sie bitte anhand der gegebenen Werte die hydraulischen Potentialgradienten zwischen T1 und T2, T2 und T3 sowie T3 und T4. Beachten Sie dabei, dass die Wassersäule in jedem Tensiometer einen zusätzlichen Sog ausübt, weshalb die entsprechende Höhe der Wassersäule (Saugspannung in cm WS = Unterdruck in hPa) von den Messwerten abgezogen werden muss. Beachten Sie auch, dass die Einbautiefen bei der Berechnung ein negatives Vorzeichen erhalten, sofern die Bodenoberfläche als Bezugspunkt gewählt wird. In welcher vertikalen Richtung bewegt sich das Wasser auf dem Testfeld am Standort Dürnast zum Zeitpunkt der Messung?

Nennen Sie bitte mögliche Ursachen für das abweichende Matrixpotential zwischen den oberflächennahen Tensiometern in 0,30 m und 0,45 m sowie den tiefer eingebauten Tensiometern in 0,60 m und 0,90 m Tiefe. Versuchen Sie dabei auf die Farbunterschiede der Bodenhorizonte des im Film gezeigten Bodenprofils einzugehen.

Lösung:

$$\text{grad } \Psi_H = \frac{\Delta \Psi_H}{\Delta l} = \frac{\Delta \Psi_{mT_1} - \Delta \Psi_{mT_2}}{\Delta l} + 1$$

1. Messwertbereinigung :
- $T_1 = -630 \text{ hPa} - (-30 \text{ cm WS}) = -600 \text{ hPa}$
 - $T_2 = -724 \text{ hPa} - (-45 \text{ cm WS}) = -679 \text{ hPa}$
 - $T_3 = -600 \text{ hPa} - (-60 \text{ cm WS}) = -540 \text{ hPa}$
 - $T_4 = -470 \text{ hPa} - (-90 \text{ cm WS}) = -380 \text{ hPa}$

2. Bestimmung des hydraulischen Potentialgradienten zwischen T1 und T2 :

$$\text{grad } \Psi_H = \frac{(-600 \text{ hPa}) - (-679 \text{ hPa})}{(-30 \text{ cm}) - (-45 \text{ cm})} + 1 = \frac{79 \text{ hPa}}{15 \text{ cm}} + 1 = 6,26 \frac{\text{hPa}}{\text{cm}}$$

Gerichtete Wasserbewegung: Der hydraulische Potentialgradient ist >0 , folglich findet zwischen T1 und T2 zum Zeitpunkt der Messung um eine abwärts gerichtete, also der Schwerkraft folgende Wasserbewegung statt.

Mögliche Ursache des höheren Matrixpotentials in 90 cm Tiefe: Die dunklere, marmorierte Färbung des Bodens im unteren Horizont deutet auf einen wasserstauenden, schluffigen oder tonigen Horizont hin (höhere Bodenfeuchte trotz einer sommerlichen Trockenphase).

6 Wasserleitfähigkeit im Boden

Die Wasserleitfähigkeit (hydraulische Leitfähigkeit) des Bodenmaterials wird maßgeblich über folgende Bodeneigenschaften (insbesondere: Poreneigenschaften) bestimmt:

- Porenvolumen, Lagerungsdichte
- Porengrößenverteilung, Anteil an Grobporen
- Porenform, Porenkontinuität

Hierbei wird die hydraulische Leitfähigkeit weniger von Porenvolumen und Porengrößenverteilung bestimmt, sondern vielmehr von Kontinuität, Tortuosität und Vernetzung der Poren (Abb. 12).

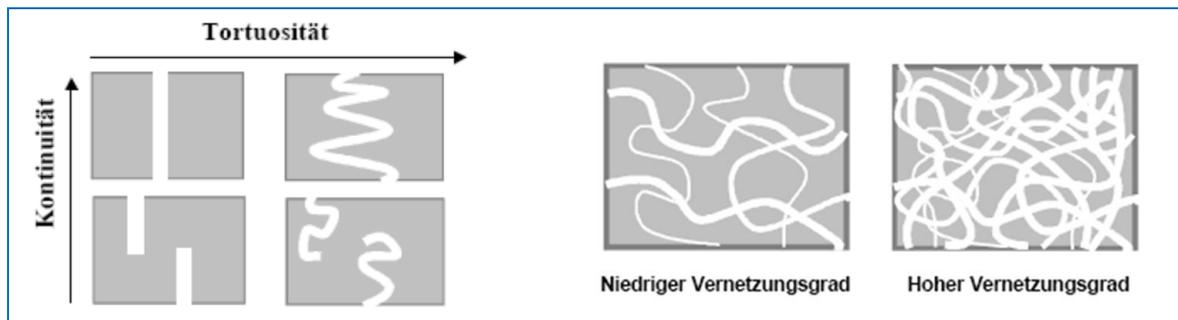


Abb.12: Kontinuität, Tortuosität und Vernetzung der Poren

Dabei hängt die pro Zeiteinheit transportierte Wassermenge (q) am stärksten vom Kapillarradius (r) ab, wie die Gleichung von Hagen-Poiseuille-Gleichung zeigt:

$$q = r^4 \pi \frac{\Delta p}{8 \eta l}$$

Hierbei beschreibt Δp die antreibende Druckdifferenz, η die Viskosität des Bodenwassers, und l die Länge der Kapillare. Die Wasserleitfähigkeit (bzw. der Wasserleitfähigkeitskoeffizient) (k) wird dann berechnet aus der perkolierende Wassermenge (q), die eine gegebene Fließquerschnittsfläche (A) in einem bestimmten Zeitintervall (Δt) durchläuft. Die antreibende Potentialdifferenz zwischen Ober- und Unterkante der Fließstrecke ($\Delta \Psi_H$) gilt für die untersuchte Fließlänge (Δl) (Länge der Bodensäule):

$$k = - \frac{q}{A \cdot \Delta t} \times \frac{\Delta l}{\Delta \Psi_H} \quad (\text{Darcy-Gesetz})$$

Dabei wird angenommen, dass der Boden gesättigt ist.

Die Wasserleitfähigkeit ist eine richtungsabhängige Größe. Daher muss berücksichtigt werden, ob der Boden hinsichtlich der Wasserleitfähigkeit isotrope oder anisotrope Eigenschaften aufweist (Abb. 13). Dies ist bei der Probenahme und auch bei der Angabe der Wasserleitfähigkeit zu berücksichtigen (horizontale oder vertikale Wasserleitfähigkeit).

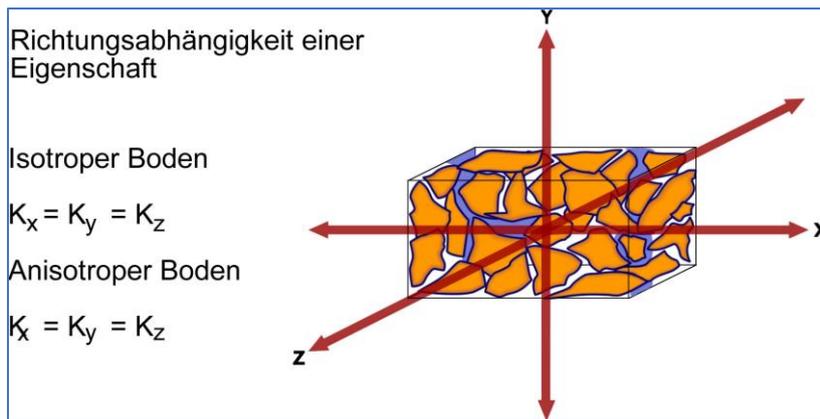


Abb.13: Isotropie bzw. Anisotropie der Wasserleitfähigkeit

Eine bevorzugt vertikale Wasserleitfähigkeit tritt vor allem dann auf, wenn vertikale Spalten und Risse, aber auch vertikal orientierte Regenwurmgänge oder Wurzelkanäle bevorzugt auftreten (Abb. 14a). Eine bevorzugt horizontale Wasserbewegung findet häufig in stark verdichteten Bereichen wie z.B. entlang der Pflugsohle statt, wenn ein horizontal orientiertes Plattengefüge vorherrscht (Abb. 14b).

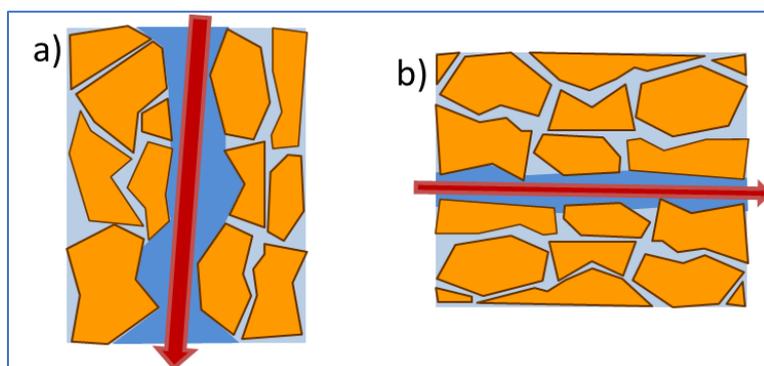


Abb.14: a) Bevorzugt vertikaler Wassertransport in einem Regenwurmgang. b) Bevorzugt horizontaler Wassertransport in einem Plattengefüge (Entlastungsrisse).

7 Literaturverzeichnis

7.1 Zitierte Literatur

Gisi, U. (1997). *Bodenökologie*. Georg Thieme Verlag, Stuttgart.

Stahr, K. et al. (2012). *Bodenkunde und Standortlehre*. 2. Auflage. Verlag Eugen Ulmer, Stuttgart.

7.2 Weiterführende Literatur

Hartge, K.H und Horn, R. (2014). *Einführung in die Bodenphysik*. Schweizerbart'sche Verlagsbuchhandlung, Stuttgart.

Scheffer, F. und Schachtschabel, P. (2010). *Lehrbuch der Bodenkunde*. Spektrum Akademischer Verlag, Heidelberg Berlin.