

# Gehölzstrukturen an Hochwasserschutzdämmen

Simulation des Bodenwasserhaushalts in Lysimetern mit dem Modell HYDRUS-2D

Woody Structures on Levees – Simulation of Soil Water Properties in Lysimeters  
with HYDRUS-2D

Diplomarbeit

für das Studium Landschaftsplanung und Landschaftspflege

Eingereicht von:

Agnes Kläring

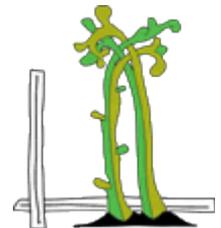
Betreuung:

O. Univ. Prof. Dr. Florin Florineth

DI Walter Lammeranner



Universität für Bodenkultur Wien  
Department für Bautechnik und Naturgefahren  
Institut für Ingenieurbiologie und Landschaftsbau



Wien, Jänner 2012

## **Danksagung**

An dieser Stelle möchte ich mich bei jenen Menschen bedanken, die mich während meines Studiums begleitet haben.

Besonders bedanke ich mich bei DI Walter Lammeranner und Prof. Dr. Florin Florineth für die Betreuung und Korrektur meiner Diplomarbeit.

Mein größter Dank gilt meinen Eltern für ihre Liebe und Unterstützung.

# Inhaltsverzeichnis

Danksagung.....	2
Zusammenfassung.....	5
Abstract.....	6
1 Einführung in das Thema .....	7
2 Ziele.....	8
3 Theoretische Grundlagen.....	9
3.1 Boden – physikalische Eigenschaften .....	9
3.1.1 Körnung.....	9
3.1.2 Korngrößenverteilung.....	10
3.1.3 Poren.....	12
3.1.3.1 Porengrößenverteilung.....	13
3.1.3.2 Porenvolumen und Porenziffer.....	13
3.1.3.3 Feststoffdichte und Lagerungsdichte.....	14
3.1.3.4 Technische Verdichtung - Proctordichte.....	15
3.2 Bodenwasser .....	17
3.2.1 Sickerwasser.....	17
3.2.2 Haftwasser.....	17
3.2.2.1 Adsorptionswasser.....	17
3.2.2.2 Kapillarwasser.....	17
3.3 Bodenwasserhaushalt.....	18
3.3.1 Wasserspannungs-Wassergehaltskurve (pF-Kurve).....	19
3.3.1.1 Feldkapazität (FK).....	20
3.3.1.2 Permanenter Welkepunkt (PWP).....	21
3.3.1.3 Nutzbare Feldkapazität (nFK).....	21
3.3.2 Potentialkonzept.....	21
3.3.2.1 Matrixpotential $\Psi_m$ .....	21
3.3.2.2 Gravitationspotential $\Psi_z$ .....	22
3.3.2.3 Osmotisches Potential $\Psi_o$ .....	22
3.3.2.4 Hydraulisches Potential $\Psi_h$ .....	22
3.4 Wasserbewegungen im Boden .....	23
3.4.1 Infiltration.....	23
3.4.2 Darcy-Gleichung.....	23
3.4.3 Kontinuitätsgleichung.....	25
3.4.4 Richards-Gleichung.....	25
3.4.5 MUALEM-VAN GENUCHTEN Modell .....	26
3.4.5.1 VAN GENUCHTEN MODELL (1980).....	27
3.4.5.2 Porengrößenverteilungsmodell von MUALEM (1976).....	27
3.4.6 Pedotransferfunktionen (PTFs).....	28
3.5 Boden und Pflanzen.....	29
3.5.1 Verdunstung.....	29
3.5.1.1 Messung der Evapotranspiration ET.....	31
3.5.1.1.1 Lysimeter.....	31
3.5.1.2 Berechnung der Evapotranspiration nach PENMAN-MONTEITH (1965). ..	33
3.5.1.3 Referenzverdunstung $ET_0$ .....	35
3.5.1.3.1 $ET_0$ Calculator.....	36
3.5.1.3.2 Pflanzenkoeffizient $K_c$ .....	36
3.5.1.4 Berechnung der Evaporation und Transpiration.....	36
3.5.2 Wurzelwasseraufnahme .....	37

4	Methodik.....	39
4.1	Erhebung der Daten.....	39
4.1.1	Versuchsanlage Deutsch-Wagram.....	39
4.1.1.1	Lysimeterversuchsanlage.....	40
4.1.1.2	Aufbau und Bepflanzung der Lysimeter .....	41
4.1.2	Messtechnik.....	43
4.1.2.1	Messung des Wassergehalts mit TDR-Sonden.....	44
4.1.2.2	Messung der Bodenwasserspannung mit Tensiometern.....	44
4.1.2.3	Sickerwassermenge.....	44
4.1.2.4	Wetterdaten.....	45
4.1.3	Vegetationsaufnahmen.....	45
5	Das Modell Hydrus-2D/3D (ŠIMŮNEK et al, 2010).....	45
5.1	Allgemeines zur Modellierung.....	46
5.2	Beschreibung des Programms.....	46
5.2.1	Richards-Gleichung im Programm.....	46
5.2.1.1	Finite-Elemente-Methode.....	47
5.2.2	Bestimmung der hydraulischen Eigenschaften des Bodens .....	47
5.2.2.1	Das Programm ROSETTA LITE .....	49
5.2.3	Pflanzenwasseraufnahme.....	50
5.2.4	Inverse Modellierung.....	50
5.2.5	Berechnung und Ausgabe .....	51
5.3	Erstellung des Modells.....	51
5.3.1	Graphische Benutzeroberfläche (GUI).....	52
5.3.2	Parametrisierung des Modells.....	52
5.3.2.1	Geometrische Information .....	52
5.3.2.2	Time Variable Boundary Conditions.....	54
5.3.2.3	Messpunkte.....	55
5.3.2.4	Anfangsbedingungen.....	55
5.3.2.5	Randbedingungen.....	55
5.3.3	Hydraulisches Modell.....	56
5.3.3.1	Inverse Simulation .....	57
6	Ergebnisse.....	58
6.1	Ergebnisse Wassergehalt .....	59
6.2	Ergebnisse Wasserspannung .....	65
6.3	Diskussion.....	74
7	Ausblick.....	75
8	Abbildungen und Tabellen.....	76
9	Literaturverzeichnis.....	78
	Anhang.....	82

## Zusammenfassung

Im Rahmen eines Forschungsprojekts zu Gehölzen auf Hochwasserschutzdämmen wurde in Deutsch-Wagram (NÖ) eine Lysimeterversuchsanlage errichtet. Hier wird untersucht, welchen Einfluss die Bepflanzung mit Weiden (*Salix purpurea*) und mit einer Gräser-Kräuter-Mischung auf den Bodenwasserhaushalt hat. Diese Versuchsanordnung diente als Grundlage für eine Modellierung des Bodenwasserhaushalts.

Im Rahmen dieser Diplomarbeit wurde versucht, Wasserflüsse in den Lysimetern mit dem Softwareprogramm Hydrus-2D/3D zu simulieren. Da die speziellen Bodenverhältnisse der Versuchsbehälter (hohe Verdichtung, Kiesanteil im Material) im Programm nicht eindeutig abgebildet werden konnten, wurde eine inverse Simulation zur Optimierung der Parameter zur Beschreibung der hydraulischen Bodeneigenschaften durchgeführt.

Durch die Optimierung der Parameter konnte vor allem im oberen Bereich der Lysimeter eine Annäherung der Ergebnisse der Simulation an die Messergebnisse erreicht werden. Der Verlauf des Wassergehalts in den Lysimetern konnte besser simuliert werden als die Wasserspannung. Dennoch konnten keine eindeutigen Parameter zur Beschreibung des Bodens in den Lysimetern ermittelt werden und die charakteristischen Eigenschaften des Versuchsbodens konnten in der Simulation noch nicht wiedergegeben werden.

## **Abstract**

As part of a research project on woody structures on levees in Deutsch-Wagram (Lower-Austria) a lysimeter experimental plant was build. The impact of plantings with willows (*salix purpurea*) respectively grasses and herbs on soil hydraulic dynamics is studied. This trial provides the basis for the simulation of the soil hydraulic properties.

In this thesis an attempt was made to simulate water flow in the lysimeters with the software program Hydrus-2D. As the specific soil conditions of the test tank (high density, gravel content in the material) in the program could not be simulated clearly, an inverse simulation to optimize the parameters describing the hydraulic soil properties was conducted.

By optimizing the parameters could mainly in the upper area of the lysimeters reconciling the results of the simulation can be achieved on the measurement results. The course of water content in the lysimeters could be simulated better than the pressure head. Nevertheless, no clear parameters for the description of the soil are determined in the lysimeters and the characteristics of the experimental soil could not be reproduced in the simulation.

# 1 Einführung in das Thema

Am Institut für Ingenieurbiologie und Landschaftsbau (IBLB) an der Universität für Bodenkultur wird im Rahmen eines Forschungsprojekts der Einfluss von Gehölzstrukturen an Hochwasserschutzdämmen untersucht. Seit 2009 besteht eine Versuchsanlage in Deutsch-Wagram (NÖ) mit Lysimetern, anhand derer der Einfluss unterschiedlicher Bepflanzungen auf den Bodenwasserhaushalt untersucht wird.

Die Messung von Daten zum Bodenwasserhaushalt ist mit hohem Zeit- und Kostenaufwand verbunden, daher ist es in den letzten Jahrzehnten ein Bestreben der Wissenschaft numerische Modelle zu entwickeln, die die Berechnung der Strömungsflüsse durch poröse Medien ermöglichen. Nicht zuletzt durch den Einsatz immer leistungsfähigerer Computer zur Berechnung der Modelle konnten im Bereich der hydrologischen Modellierung große Fortschritte erzielt und Software-Programme entwickelt werden.

Im Rahmen dieser Diplomarbeit wurde eine ausführliche Literaturrecherche zum Thema Bodenwasserhaushalt durchgeführt und die wichtigsten Einflussgrößen der hydrologischen Modellierung beschrieben.

Die gemessenen Daten aus der Versuchsanlage Deutsch-Wagram wurden als Eingangsdaten für die zweidimensionale Simulation des Bodenwasserhaushalts von Lysimetern mit dem Modell Hydrus-2D/3D Version 1.02 (ŠIMŮNEK et al., 2006) verwendet.

## 2 Ziele

Ziel dieser Diplomarbeit ist eine grundsätzliche Auseinandersetzung mit der Simulation des Bodenwasserhaushalts in den Lysimetern der Versuchsanlage Deutsch-Wagram mit Hilfe des Software-Pakets Hydrus-2D.

Es wurde versucht ein Modell zu erstellen, das die Bedingungen der Lysimeter möglichst gut abbildet und durch inverse Simulation Parameter ermittelt, die die speziellen Bodenverhältnisse in den Lysimetern (hohe Verdichtung, Kiesanteil im Material) repräsentieren. Der stark verdichtete Versuchsboden hat eine geringere hydraulische Leitfähigkeit und Infiltrationskapazität. Die Modellierung solcher Böden stellt spezielle Anforderungen an die Bestimmung der Parameter für die hydraulische Leitfähigkeit. Für die Bestimmung dieser Parameter wurden die Lysimeter ohne Bewuchs simuliert.

In der vorliegenden Arbeit werden die physikalischen und mathematischen Grundlagen der Modelle zur Berechnung von Strömungsflüssen durch poröse Medien beschrieben. Das Programm Hydrus-2D wird erklärt und seine Anwendung dokumentiert.

## **3 Theoretische Grundlagen**

Im folgenden Kapitel sollen die theoretischen Grundlagen zum System Boden, Boden und Wasser, sowie Boden und Pflanze beschrieben werden. Um eine sinnvolle Modellierung des Bodenwasserhaushalts durchführen zu können, sind diese Zusammenhänge von großer Bedeutung. Auch zur Interpretation der Ergebnisse ist die Kenntnis der mathematischen und physikalischen Grundlagen eine wesentliche Voraussetzung (LOISKANDL, 1998).

### ***3.1 Boden – physikalische Eigenschaften***

Der Boden bildet die Grundlage für die hydrologische Modellierung, er bildet das Medium, in dem Wasserflüsse stattfinden. Um die Eigenschaften und Kennwerte des zu untersuchenden Bodens im Modell abbilden zu können, ist es notwendig die physikalischen Zusammenhänge im Boden zu verstehen.

Der Boden wird häufig als disperses Drei-Phasen-System bezeichnet, bestehend aus der Bodenmatrix (feste Phase), Bodenlösung (flüssige Phase) und Bodenluft (gasförmige Phase). Diese Phasen bilden ein Bodengefüge mit Hohlraumsystem (Poren), das mit Luft oder Wasser gefüllt ist. Die drei Phasen durchdringen einander und stehen in chemischer und physikalischer Wechselwirkung. Anteil und räumliche Verteilung der drei Bodenphasen prägen alle wichtigen Prozesse. Der Begriff „dispers“ bringt zugleich zum Ausdruck, dass sich diese Phasen innerhalb außerordentlich kleiner, zum Teil submikroskopischer Dimensionen miteinander abwechseln (BAUMGARTNER & LIEBSCHER, 1996; GISI et al., 1997; SCHEFFER & SCHACHTSCHABEL, 2010).

#### **3.1.1 Körnung**

Das Material, aus dem die feste Phase des Bodens besteht, liegt an der Oberfläche der Lithosphäre nicht als Kontinuum vor, sondern ist körnig. Das gilt nicht nur für die anorganische Komponente, die aus Gesteinsbruchstücken oder Mineralpartikeln besteht, sondern auch für die organische Komponente, die sich fast ausschließlich aus mehr oder weniger zerbrochenen Pflanzenteilen zusammensetzt oder auf sie zurückgeht (SCHEFFER &

SCHACHTSCHABEL, 2010). Erst diese Körnigkeit und die poröse Lagerung des Bodens lässt zu, dass Luft und Wasser im Boden gehalten werden und Bodentiere und Wurzeln vorhanden sein können.

### **3.1.2 Korngrößenverteilung**

Bei der Verwitterung von Gesteinen entstehen Teilchen unterschiedlichster Größe und Struktur (Primärteilchen), die je nach Ausgangsmaterial und Bedingungen angelagert werden. Um die Korngröße in einem vergleichbaren Maß angeben zu können, wird hier der Äquivalentdurchmesser von Kugeln herangezogen. Es wird also die Größe eines regelmäßig geformten Teilchens - einer Kugel – herangezogen, die sich ebenso verhält wie das zu untersuchende Teilchen. Dadurch kann es hinsichtlich seines Verhaltens mit jener Kugel als gleichwertig oder äquivalent betrachtet werden (HARTGE & HORN, 1999; HINTERMAIER-ERHARD & ZECH, 1997). Die Teilchen können so verschiedenen Fraktionen zugeordnet werden:

Bei der Einteilung der Äquivalentdurchmesser in Fraktionen wird in der Regel ein logarithmischer Maßstab angelegt. Man trennt zunächst das Bodenskelett (Grobboden) mit Äquivalentdurchmessern  $> 2\text{mm}$  vom Feinboden mit Durchmessern  $\leq 2\text{mm}$ . Die weitere Einteilung des Feinbodens erfolgt in Sand, Schluff und Ton (SCHEFFER & SCHACHTSCHABEL, 2010).

Äquivalent- durchmesser		Bezeichnung der Kornfraktion		Symbol	
mm	µm	gerundet	eckig-kantig		
>200 200-63 63-20 20-6,3 6,3-2		Blöcke, Geschiebe Gerölle Grobkies Mittelkies Feinkies	Blöcke, Geschiebe Grobsteine Mittelsteine Feinsteine Grus	Kiese: X Steine: G	Grob- boden (Boden- skelett)
2-0,0063	2000-630 630-200 200-63	Grobsand Mittelsand Feinsand	Sand	S	Fein- boden
0,0063- 0,002	63-20 20-6,3 6,3-2,0	Grobschluff Mittelschluff Feinschluff	Schluff	U	
<0,002	2,0-0,63 0,63-0,2 <0,2	Grohton Mittelton Feinton	Ton	T	

Tabelle 1: Einteilung der Kornfraktionen nach SCHROEDER (1992)

Die beschriebenen Kornfraktionen kommen in der Natur fast nie rein vor, sondern stets in Mischungen. Sie können also größenmäßig gemischt oder mehr oder weniger gut sortiert sein. Um die Kornfraktionen ermitteln zu können, wird das Bodensubstrat mit zwei verschiedenen Verfahren, der Sieb- und der Schlämmanalyse, untersucht (SCHROEDER, 1992). Dargestellt wird das Ergebnis dann als Körnungslinie oder Körnungssummenkurve.

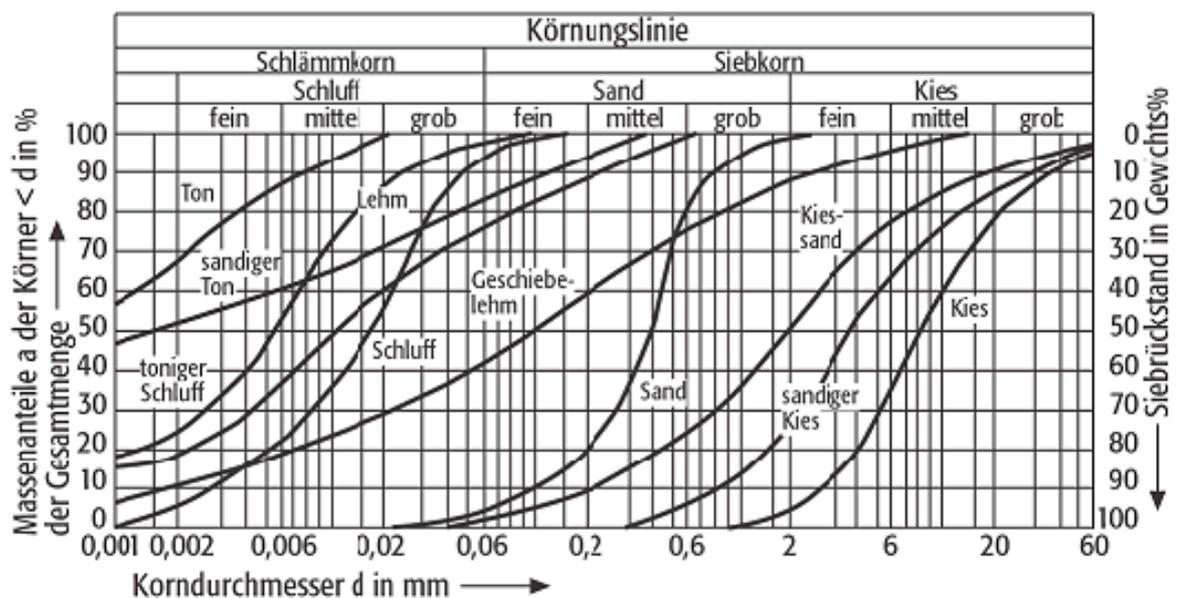


Abbildung 1: Körnungslinie (Quelle: <http://www.geodsz.com/deu/d/Körnungslinie>)

Abhängig von der Korngrößenverteilung wird jeder Boden einer Bodenart zugeordnet. Die Benennung erfolgt dann nach der dominierenden Korngrößenfraktion, Sand, Schluff oder Ton (Großbuchstabe) und ihren weiteren Anteilen (Kleinbuchstaben).

Abbildung 1 zeigt Körnungslinien und die typische Korngrößenverteilungen der Bodenarten. In Abbildung 2 ist die Darstellung der Bodenarten als Körnungsdiagramm zu sehen.

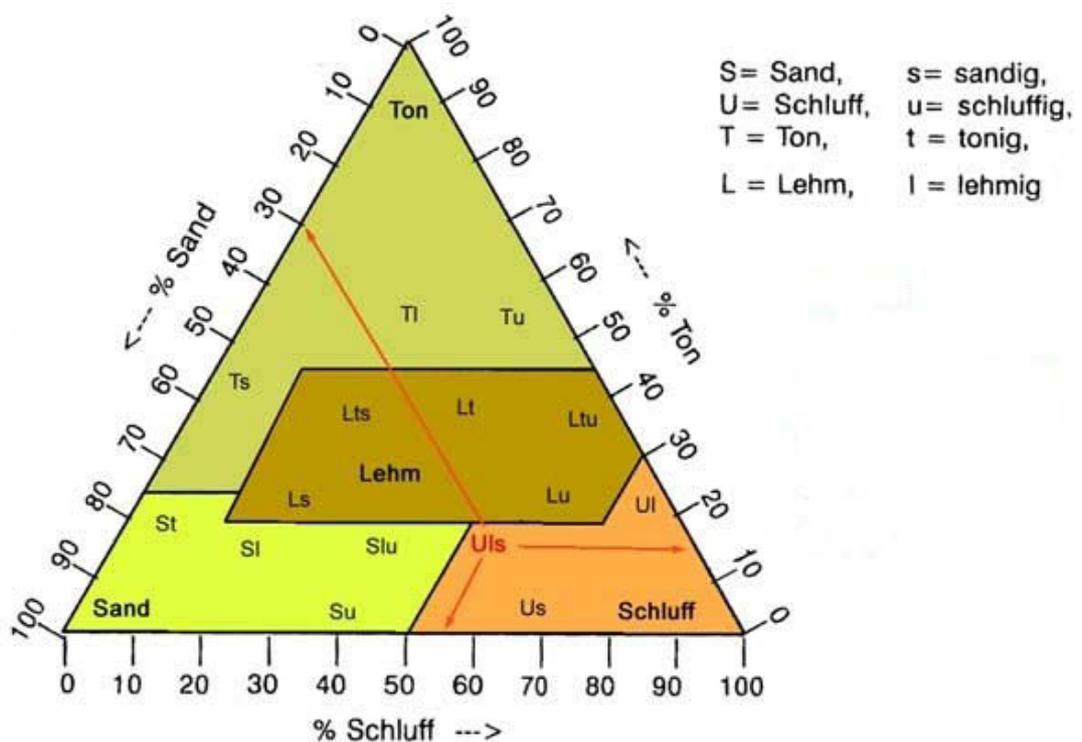


Abbildung 2: Körnungsdiagramm (Quelle: [http://hypersoil.uni-muenster.de/0/03/img/06\\_4.jpg](http://hypersoil.uni-muenster.de/0/03/img/06_4.jpg))

Das Beispiel im Körnungsdiagramm (Abbildung 2) zeigt einen Boden Uls = lehmiger, sandiger Schluff, Zusammensetzung: 30 % Sand, 55 % Schluff und 15 % Ton.

### 3.1.3 Poren

Wenn man die feste Phase des Bodens als eine Matrix, also eine mehr oder weniger stark raumerfüllende Masse ansieht, dann ist das Porensystem die Hohlform dieser Matrix. Die Prozesse im Porensystem, z.B. Wasser- und Luftbewegungen und die damit verbundenen Lösungs-, Ausfällungs-, Erosions- und Akkumulationsvorgänge, sind so stark von Größe und Form der Poren innerhalb der Bodenmatrix abhängig, dass diese näher charakterisiert werden

müssen (HARTGE & HORN, 1999, S37).

### 3.1.3.1 Porengrößenverteilung

Die Porengrößenverteilung beschreibt die Häufigkeitsverteilung von Grob-, Mittel- und Feinporen in einem Boden und sie beruht (wie die Korngrößenverteilung) auf einem Äquivalentdurchmesser, abgeleitet von einer Kreiskapillare, in der der Kapillaraufstieg ebenso hoch ist wie in der betreffenden Pore (HARTGE & HORN, 1999).

Porengrößenbereiche	Porendurchmesser (µm)	Matrixpotenzial (hPa)	pF-Wert
Grobporen			
weite	> 50	> -60	< 1,8
enge	50 bis 10	-60 bis -300	1,8 bis 2,5
Mittelporen	50 bis 0,2	-300 bis -15000	2,5 bis 4,2
Feinporen	< 0,2	< -15000	> 4,2

Tabelle 2: Porengrößenverteilung nach SCHEFFER & SCHACHTSCHABEL (2010)

Die Grenzen zwischen den Porengrößenbereichen sind an charakteristische Kennwerte des Wasserhaushalts angelehnt. Die Äquivalentdurchmesser von 50µm und 10µm entsprechen der Entwässerungsgrenze bei verschiedenen Wasserspannungen bzw. Matrixpotentialen der Feldkapazität (z.B. pF 1,8 bzw. pF 2,5) und 0,2µm der Entwässerungsgrenze beim permanenten Welkepunkt (pF 4,2) (SCHEFFER & SCHACHTSCHABEL, 2010).

### 3.1.3.2 Porenvolumen und Porenziffer

Es gibt mehrere Kennwerte, die den Lagerungszustand und den Porenanteil im Boden beschreiben:

Das Porenvolumen (PV) - oder richtiger, der Porenanteil - ist der bezüglich der Bodenstruktur am häufigsten verwendete Parameter in der Bodenkunde. Dichtewerte werden meistens auf diesen Wert umgerechnet. Das Porenvolumen ist, wie die Dichte, ein Verhältnis einer Messgröße zum Gesamtvolumen ( $V_{ges}$ ) (HARTGE & HORN, 1999).

Das Porenvolumen (PV) ergibt sich aus dem Verhältnis des gesamten Bodenvolumens ( $V_{ges}$ )

zur Veränderung der Porenvolumens ( $V_p$ ) und wird wie folgt, definiert:

$$PV = n = \frac{V_p}{V_{ges}} \quad [\text{Vol. \%}]$$

$V_p$  Veränderung des Porenanteils  
 $V_{ges}$  Gesamtvolumen

In der Bodenmechanik wird auch die Porenziffer (PZ oder  $\varepsilon$ ) als Kenngröße herangezogen, sie bezieht das Volumen der Poren auf das Feststoffvolumen ( $V_f$ ):

$$PZ = \varepsilon = \frac{V_p}{V_f} \quad [-]$$

$V_f$  Feststoffvolumen

Der Zusammenhang von Porenziffer und Porenvolumen lässt sich folgendermaßen ausdrücken:

$$\varepsilon = \frac{n}{(n-1)} \quad \text{oder} \quad n = \frac{\varepsilon}{(\varepsilon-1)}$$

### 3.1.3.3 Feststoffdichte und Lagerungsdichte

Bei der Dichte des Bodens werden zwei Arten unterschieden: die Feststoffdichte ( $\rho_f$ ) und die Lagerungsdichte ( $\rho_d$ ) (HINTERMAIER-ERHARD & ZECH, 1997; SCHEFFER & SCHACHTSCHABEL, 2010):

Die Feststoffdichte  $\rho_f$  (auch spezifisches Gewicht) bezeichnet das Verhältnis der Feststoffmasse zum Feststoffvolumen. Die Feststoffdichte organischer Substanz liegt zwischen 1,0 und 1,5 g/m<sup>3</sup>, die mineralischer Substanz zwischen 2,60 und 2,75 g/m<sup>3</sup>.

$$\rho_f = \frac{m_f}{V_f} \quad [\text{g/cm}^3]$$

$m_f$  Feststoffmasse  
 $V_f$  Feststoffvolumen

Die Lagerungsdichte (oder Trockendichte)  $\rho_d$  beschreibt die Dichte des Bodenmaterials bei gleicher Dimension, allerdings bei natürlicher Lagerung, d.h. einschließlich des Porenraums.

$$\rho_d = \frac{m_f}{V_g} \quad [\text{g/cm}^3]$$

$V_g$       *Gesamtvolumen*

	<b>Lagerungsdichte</b> <b>(g cm<sup>-3</sup>)</b>	<b>Porenvolumen (PV)</b> <b>(%)</b>	<b>Porenziffer (ε)</b> <b>(-)</b>
<b>Sand</b>	1,16 – 1,70	56 - 36	1,27 – 0,56
<b>Schluff</b>	1,17 – 1,63	56 - 38	1,27 – 0,62
<b>Lehm</b>	1,20 – 2,00	55 - 30	1,22 – 0,43
<b>Ton</b>	0,93 – 1,72	65 - 35	1,85 – 0,54

*Tabelle 3: Schwankungsbereiche von Lagerungsdichte, Porenvolumen und Porenziffer in Mineralböden nach SCHEFFER & SCHACHTSCHABEL (2010)*

#### **3.1.3.4 Technische Verdichtung - Proctordichte**

Wird der Boden als Baumaterial (für Dämme, Fahrbahnen, Straßen etc.) eingesetzt, ist oft die maximale Dichtlagerung erforderlich. Ein häufig verwendeter Kennwert dafür ist die Proctordichte ( $\rho_{Pr}$ ). Sie gibt den Maximalwert einer Dichtlagerung an, den ein Boden erreicht, wenn er mittels eines genormten Verfahrens komprimiert wird. In Österreich ist dieses Verfahren in der ÖNORM B4418 festgelegt. In mehreren Versuchsreihen wird die Verdichtbarkeit des Materials unter der stetigen Zugabe von geringen Wassermengen ermittelt. Das Ergebnis wird auf der sogenannten Proctorkurve dargestellt, die erzielte Dichte wird als Funktion des Wassergehalts dargestellt.

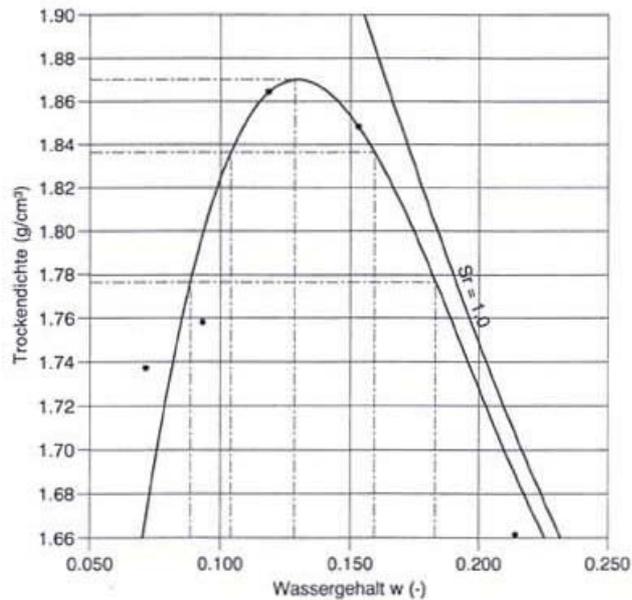


Abbildung 3: Proctorkurve (Quelle: <http://www.bfi-zeiser.de/arbeitsbereiche.html>)

Abbildung 3 zeigt, dass die Dichte bis zu einem für jeden Boden charakteristischen Wassergehalt zunimmt, der Scheitelpunkt der Kurve ergibt die Proctordichte und zeigt den optimalen Wassergehalt für die Verdichtung. In der Proctorkurve wird außerdem eine Sättigungskurve eingezeichnet, die den Grad der Porensättigung angibt. Bei dem Wert  $S_r = 1$  besteht eine vollständige Porensättigung.

Der Verdichtungsgrad ( $D_{PR}$ ) dient als Bezugswert für die Trockendichte ( $\rho_d$ ), die auf Baustellen tatsächlich erreicht werden kann.

$$D_{PR} = \frac{\rho_d}{\rho_{PR}} \cdot 100\% \quad [\%]$$

## **3.2 Bodenwasser**

Als Bodenwasser wird das gesamte im Bodenkörper vorhandene Wasser bezeichnet, das direkt oder indirekt aus Niederschlägen stammt.

### **3.2.1 Sickerwasser**

Das zugeführte Wasser wird zum Teil in den Poren gegen die Einwirkung der Schwerkraft festgehalten und zum Teil als Sickerwasser in tiefere Zonen verlagert. Hierbei wird im Boden bereits vorhandenes Wasser durch das Sickerwasser verdrängt und damit selbst zum Sickerwasser. Das im Boden verbleibende Wasser wird als Haftwasser oder auch als Bodenfeuchte bezeichnet (SCHEFFER & SCHACHTSCHABEL, 2010).

### **3.2.2 Haftwasser**

Das Haftwasser wird nach der Art der Bindung im Boden unterteilt:

#### **3.2.2.1 Adsorptionswasser**

Bei der Adsorption von Wasser an feste Oberflächen sind elektrostatische Kräfte, Dipol-Dipol-Wechselwirkungen und Wasserstoffbrücken wirksam. Die Bindungskräfte zwischen Wasser und Mineraloberfläche sind in der Regel so stark, dass sie die Grenzflächenspannung zwischen Wasser und Luft bei weitem überwiegen. Wird eine absolut trockene Mineraloberfläche langsam befeuchtet, überzieht sie sich zunächst mit einem molekularen Wasserfilm, der als Adsorptionswasser bezeichnet wird (GISI et al., 1997, S.39).

#### **3.2.2.2 Kapillarwasser**

Bereits wenige Moleküldurchmesser von der Matrixoberfläche entfernt erfolgt die Bindung des Wassers an die Matrix praktisch nur mehr über Kohäsion. Das auf diese Art gebundene Wasser wird als Kapillarwasser bezeichnet (GISI et al., 1997, S.39)

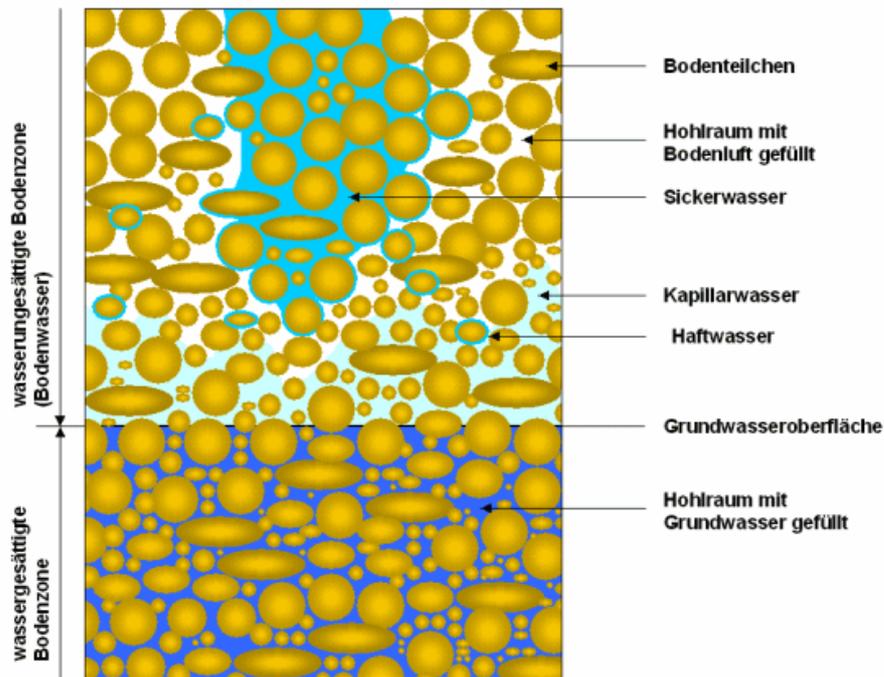


Abbildung 4: Erscheinungsform des unterirdischen Wassers nach HÖLTING (1996)

### 3.3 Bodenwasserhaushalt

Der Bodenwasserhaushalt beschreibt den Teil des globalen Wasserkreislaufs mit Bezug zur Pedosphäre (HINTERMAIER & ZECH, 1997). Es werden die Zufuhr von Wasser und die Verluste bilanziert. Diese sind auch abhängig von den veränderlichen Witterungsbedingungen und den jahreszeitlichen Veränderungen der Wasseraufnahme durch Bewuchs.

Die allgemeine Wasserhaushaltsgleichung lautet:

$$N = E + T + A + \Delta S$$

<i>N</i>	<i>Niederschlag</i>
<i>E</i>	<i>Verdunstung von der Bodenoberfläche</i>
<i>T</i>	<i>Transpiration</i>
<i>A</i>	<i>Abfluss</i>
$\Delta S$	<i>Bodenwasservorratsänderung</i>

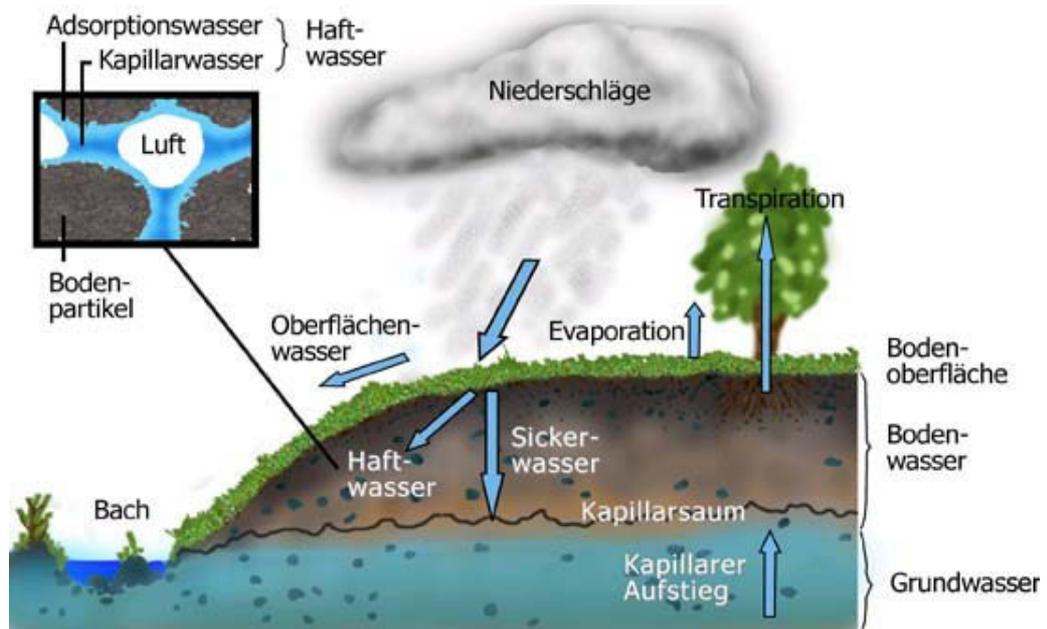


Abbildung 5: Darstellung des Bodenwasserhaushalts (Quelle: <http://hypersoil.uni-muenster.de/0/03/04.htm>)

### 3.3.1 Wasserspannungs-Wassergehaltskurve (pF-Kurve)

Die Wassermenge, die bei einer bestimmten Wasserspannung (Matrixpotential) an einem Punkt im Boden vorliegt, ist abhängig vom Porenvolumen und der Porengrößenverteilung. Diese Beziehung zwischen dem Wassergehalt und der Wasserspannung eines Bodens kann über die Wasserspannungs-Wassergehaltskurve  $\theta(h)$ , auch als Retentionsfunktion oder pF-Kurve bezeichnet, ausgedrückt werden.

Diese Kurve ist ein wichtiges Charakteristikum des Bodens. Sie gestattet Rückschlüsse auf die Wasserspeicherung und die Sickerkapazität, sowie auf die Porengrößenverteilung (HARTGE & HORN, 1999).

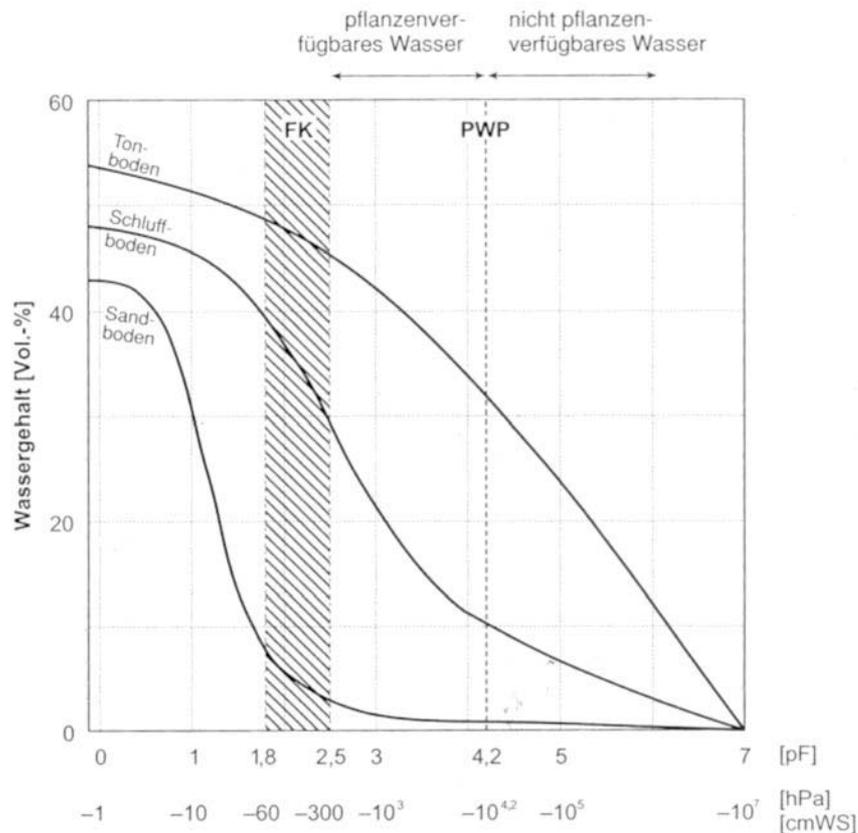


Abbildung 6: Wasserspannungs-Wassergehaltskurve aus SCHEFFER & SCHACHTSCHABEL (2010)

Der unterschiedliche Verlauf der Kurven in Abbildung 6 wird durch die verschiedenen Porengrößenverteilungen der Böden verursacht.

Wichtige Kenngrößen der pF-Kurve sind die Feldkapazität, die nutzbare Feldkapazität und der permanente Welkepunkt:

### 3.3.1.1 Feldkapazität (FK)

Die Feldkapazität beschreibt den Wassergehalt eines frei dränenden Bodens ein bis zwei Tage nach anhaltenden Niederschlägen. Sie entspricht der Wasserspannung bei pF-Werten zwischen pF 1,8 und pF 2,5. Im Bereich der Feldkapazität enthält der Boden sowohl adsorbiertes nicht pflanzenverfügbares Wasser in den Feinporen als auch adsorbiertes pflanzenverfügbares Haftwasser in den Mittelporen und Sickerwasser in den Grobporen. Unter pF 1,8 haftet das Bodenwasser kaum noch an den Bodenteilchen und versickert rasch in den Grobporen (HINTERMAIER-ERHARD & ZECH, 1997).

### 3.3.1.2 *Permanenter Welkepunkt (PWP)*

Als permanenter Welkepunkt wird der Bereich auf der Wasserspannungskurve bezeichnet, ab dem die Pflanzenwurzeln in der Regel kein Wasser mehr aus dem Boden aufnehmen können. Der PWP liegt bei einem pF von 4,2, was einer Wasserspannung  $\psi_m = 15000$  hPa entspricht.

### 3.3.1.3 *Nutzbare Feldkapazität (nFK)*

Die nutzbare Feldkapazität ist der Wassergehalt des Boden zwischen dem Bereich der Feldkapazität und dem permanenten Welkepunkt (pF 4,2). Sie kennzeichnet den pflanzenverfügbaren Anteil des Bodenwassers (HINTERMAIER-ERHARD & ZECH, 1997).

## 3.3.2 **Potentialkonzept**

Mit dem Potentialkonzept wird die Bewegung des Wassers im Boden beschrieben. Als Potential wird die Arbeit definiert, die nötig ist, um eine bestimmte Menge Wasser von einem Punkt eines Kraftfeldes zu einem Bezugspunkt zu transportieren. Im Boden bewegt sich das Wasser entlang eines Potentialgradienten von der Stelle des höheren Potentials zur Stelle des niedrigeren Potentials (SCHEFFER & SCHACHTSCHABEL, 2010, HARTGE & HORN, 1999).

$$\Psi = m \cdot g \cdot h$$

$\Psi$	<i>Potential des Wassers</i>
$m$	<i>Masse des Wassers</i>
$g$	<i>Erdbeschleunigung</i>
$h$	<i>Höhe über Grundwasseroberfläche</i>

Die Summe aller auf das Wasser im Boden einwirkenden Kräfte wird als Gesamtpotential bezeichnet. Da dieses nur schwer zu messen ist, werden meist Teilpotentiale bestimmt:

### 3.3.2.1 *Matrixpotential $\Psi_m$*

Das Matrixpotential  $\Psi_m$  bezeichnet alle Kräfte, die von der Bodenmatrix auf das Wasser wirken. Es ist negativ definiert und wird allgemein auch als Wasserspannung, Saugspannung

oder Tension bezeichnet. Das Matrixpotential ist stark abhängig vom Wassergehalt des Bodens und daher häufigen Veränderungen unterworfen (HARTGE, HORN, 1999). Es umfasst einerseits die Adsorptionskräfte, die das Wasser in dünnen Filmen an der Partikeloberfläche festhalten. Bei geringerem Wassergehalt wirken nur diese Kräfte. Andererseits sind Kapillarkräfte wirksam, welche Menisken von Wasser in den Kapillaren festhalten. Um nun Wasser im Boden zu bewegen, muss Arbeit geleistet werden. Daraus folgt, dass das Bodenwasser - bezogen auf eine Null-Ebene - potentielle Energie besitzt (BAUMGARTNER & LIEBSCHER, 1996).

### **3.3.2.2 Gravitationspotential $\Psi_z$**

Das Gravitationspotential entspricht der zu leistenden Arbeit, um eine bestimmte Menge Wasser von einem Bezugsniveau auf eine bestimmte Höhe anzuheben. Das Bezugsniveau für das Gesamtpotential wird stets so gewählt, dass  $\Psi_z$  ein positives Vorzeichen und somit von der freien Wasseroberfläche (Grundwasserspiegel) nach oben zunehmende Beträge annimmt (SCHEFFER & SCHACHTSCHABEL, 2010).

### **3.3.2.3 Osmotisches Potential $\Psi_o$**

Da das Wasser im Boden nie in destillierter Form vorkommt, enthält es immer gelöste Stoffe (v.a. Salze), die das Gesamtpotential beeinflussen. Das osmotische Potential  $\Psi_o$  beschreibt die Arbeit, die erbracht werden muss, um das Wasser durch eine Membran der Bodenlösung zu entziehen. Es ist meist sehr klein, spielt aber für die Wasserverfügbarkeit von Pflanzen auf salzhaltigen Böden eine Rolle (HINTERMAIER-ERHARD & ZECH, 1997).

### **3.3.2.4 Hydraulisches Potential $\Psi_h$**

Das Wasser im Boden unterliegt noch weiteren Kräften, die auch als Potentiale definiert sind z.B. Gaspotential  $\Psi_g$  und Druckpotential  $\Psi_p$ . Es ist aber schwierig alle Potentiale zu erfassen, daher wird häufig das hydraulische Potential als Annäherung an das Gesamtpotential angegeben. Es wird als Summe der am einfachsten zu bestimmenden Teilpotentiale definiert:

$$\Psi_h = \Psi_m + \Psi_z$$

### 3.4 *Wasserbewegungen im Boden*

Das Wasser im Boden befindet sich selten in einem statischen Gleichgewicht, da unterschiedliche äußere Prozesse das Einstellen eines Potentialgleichgewichts verhindern. Wasserzufuhr (z.B. durch Niederschläge) oder Wasserverluste (z.B. durch Verdunstung) führen zu Änderungen der Potentiale. Das Wasser ist meist in Bewegung in Richtung des niedrigsten Potentials. Diese Bewegungen finden sowohl im gesättigten Bereich (Grund-, Stauwasser) als auch im ungesättigten Bereich oberhalb der Grundwasserzone statt (SCHEFFER & SCHACHTSCHABEL, 2010).

#### 3.4.1 **Infiltration**

Infiltration bezeichnet das Eindringen von Wasser in die Bodenoberfläche und bildet somit eine Grundlage für die weitere Wasserbewegungen im Bodenkörper. Die Wasserzufuhr in Böden ohne Grundwassereinfluss ist einerseits vom Niederschlag, und andererseits von den Infiltrationseigenschaften des Bodens abhängig. Dabei ist die maximale Wassermenge, die ein Boden aufnehmen kann und die Infiltrationsrate von Bedeutung. Sie beschreibt die Wassermenge, die in einem Boden pro Flächen- und Zeiteinheit versickern kann (EHLERS, 1996).

#### 3.4.2 **Darcy-Gleichung**

Grundlage aller Methoden, die sich mit der Einwirkung von Boden auf die Wasserbewegungen befassen, ist eine einfache Transportgleichung (HARTGE, HORN, 1999). Für die Wasserleitfähigkeit im gesättigten Bereich wurde diese Formel wie folgt formuliert:

$$q = -K_s \frac{\partial \Psi_h}{\partial z}$$

$q$	<i>Darcy-Geschwindigkeit, mit der die Flüssigkeit strömt (Flussdichte)</i>	<i>[m/s]</i>
$K_s$	<i>Durchlässigkeitsbeiwert</i>	<i>[m/s]</i>
$\partial \Psi_h$	<i>Änderung des hydraulischen Potentials</i>	<i>[m]</i>
$\partial z$	<i>Abstand zu einer Referenzhöhe</i>	<i>[m]</i>

Der Durchlässigkeitsbeiwert  $K_S$  oder auch  $k_F$ -Wert ist eine substratspezifische Größe, die den Fließwiderstand des Boden beschreibt.

Zur Beschreibung der ungesättigten stationären Stömung ist es notwendig, die Konstante  $K_S$  durch die Leitfähigkeitsfunktion  $K(\theta)$  zu ersetzen (MORGENSTERN, 2007).

Im ungesättigten Bereich gilt so die Gleichung nach Darcy-Buckingham:

$$q(z, t) = -K(\theta) \frac{\partial}{\partial z} \Psi_h(z, t)$$

$q$	Darcy-Geschwindigkeit, mit der die Flüssigkeit strömt (Flussdichte)	[m/s]
$\theta$	volumetrischer Wassergehalt	[-]
$K(\theta)$	Leitfähigkeitsfunktion, (ungesättigte) hydraulische Leitfähigkeit	[m/s]
$\Psi_h$	hydraulisches Potential	[m]
$\partial z$	Abstand zu einer Referenzhöhe	[m]
$z$	Referenzhöhe	[m]
$t$	Zeit	[s]

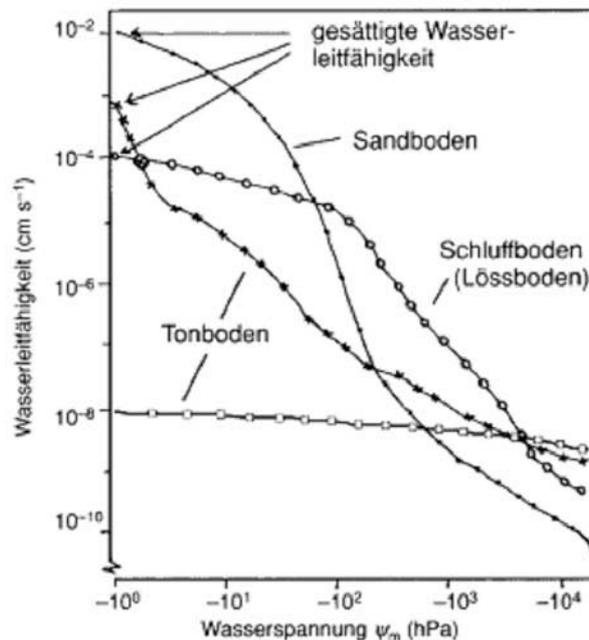


Abbildung 7: Abhängigkeit der ungesättigten hydraulischen Leitfähigkeit vom Wassergehalt aus SCHEFFER & SCHACHTSCHABEL (2010)

### 3.4.3 Kontinuitätsgleichung

Die Kontinuitätsgleichung (auch Massenerhaltungsgesetz genannt) beruht auf der einfachen Überlegung, dass die Menge an Flüssigkeit, die in ein Medium hineinfließt, auch wieder herausfließen muss oder der Inhalt ändert sich. Die Differenz zwischen den in ein bestimmtes Volumenelement je Zeiteinheit ein- und ausströmenden Massen muss dementsprechend gleich der Massenänderung im Volumenelement sein (BLUME, 2005).

Im ungesättigten Bereich natürlicher Böden finden überwiegend instationäre, eindimensionale Wasserbewegungen in Richtung der Schwerkraft statt. Infolge der Abhängigkeit von Raum und Zeit ist bei physikalisch begründeten Strömungsberechnungen die Erhaltung der Masse und des Impulses zu berücksichtigen (MORGENSTERN, 2007).

Kontinuitätsgleichung:

$$\frac{\partial \theta}{\partial t} = - \frac{\partial q}{\partial z}$$

$q$	<i>Flussdichte</i>	$[m/s]$
$\theta$	<i>volumetrischer Wassergehalt</i>	$[\%]$
$t$	<i>Zeit</i>	$[s]$
$z$	<i>Referenzhöhe</i>	$[m]$

### 3.4.4 Richards-Gleichung

Die Richards-Gleichung gilt als Standardmodell zur Beschreibung von Wasserbewegungen im ungesättigten Boden. Durch Kombination der Darcy-Gleichung und der Kontinuitätsgleichung leitete RICHARDS (1931) das Gesetz zur Berechnung des Wassertransports in gesättigten-ungesättigten porösen Medien ab.

Es wird der Zusammenhang zwischen der Veränderung des Wassergehaltes eines Bodenvolumens in einer Zeiteinheit und dem Fluss, der durch einen Potentialgradienten hervorgerufen wird, beschrieben. Für den eindimensionalen vertikalen Fluss gilt:

$$\frac{\partial \theta}{\partial t} = \frac{\partial}{\partial z} \left( K(\theta) \frac{\partial \Psi_h}{\partial z} \right)$$

$\theta$	<i>volumetrischer Wassergehalt [%]</i>	
$t$	<i>Zeit</i>	<i>[s]</i>
$K(\theta)$	<i>hydraulische Leitfähigkeit</i>	<i>[m/s]</i>
$\Psi_h$	<i>Matrixpotential</i>	<i>[m]</i>
$z$	<i>Referenzhöhe</i>	<i>[m]</i>

Die Gleichung setzt voraus, dass die Bodenmatrix starr, inert (d.h. ohne Interaktion zwischen fester und flüssiger Phase), homogen und uniform ist und dass die im Porenraum bewegte Luft den Wasserfluss nicht beeinflusst (SCHEFFER & SCHACHTSHABEL, 2010).

Grundsätzlich bestehen große Unsicherheiten bei der Abschätzung der ungesättigten hydraulischen Leitfähigkeit (DURNER et al., 1999, zitiert in MORGENSTERN, 2007).

Zur Anwendung der Richards-Gleichung muss die Saugspannungs-Wassergehaltsfunktion (pF-Kurve) und die Beziehung von Leitfähigkeit und Wassergehalt  $K(\theta)$  bekannt sein.

Eine analytische Lösung der Richards-Gleichung ist nur unter idealisierten Randbedingungen und der Annahme eines exponentiellen Verlaufs von  $K(\theta)$  möglich. Daher kommen überwiegend numerische Ansätze zur Anwendung (MORGENSTERN, 2007).

Bei der Richards-Gleichung handelt es sich um eine nichtlineare, partielle parabolische Differentialgleichung zweiter Ordnung, die im Allgemeinen durch ein numerisches Verfahren („Finite Elemente“ bzw. „Finite Differenzen“) gelöst werden muss (BLUME, 2005) (siehe Kapitel 5.1.2).

### 3.4.5 MUALEM-VAN GENUCHTEN Modell

Da die ungesättigte hydraulische Leitfähigkeit durch Messungen nur mit großem Aufwand bestimmt werden kann, wurden Modelle geschaffen, um diese zu berechnen. Das bisher am häufigsten eingesetzte und beschriebene Modell wurde von VAN GENUCHTEN (1980) formuliert und in weiterer Folge mit der Gleichung von MUALEM (1976) kombiniert. So wurde ein verbesserter Ansatz zur Berechnung der ungesättigten hydraulische Leitfähigkeit entwickelt.

### 3.4.5.1 VAN GENUCHTEN MODELL (1980)

Für die Parametrisierung der Retentionsfunktion  $\theta(h)$  in Modellen zur Simulation der Wasserbewegung in der ungesättigten Bodenzone wird häufig die Beziehung nach VAN GENUCHTEN (1980) verwendet (DURNER et al., 2009). Diese ist gegeben durch die Gleichung:

$$\theta(h) = \theta_r \frac{(\theta_s + \theta_r)}{[1 + (\alpha \cdot h)^n]^m} \quad \text{für } h \leq 0$$
$$\theta(h) = \theta_s \quad \text{für } h > 0 \quad \text{wobei: } n > 1$$

$\theta_r$	<i>residualer Wassergehalt</i>	<i>[%]</i>
$\theta_s$	<i>gesättigter Wassergehalt</i>	<i>[%]</i>
$\alpha, n, m$	<i>Van Genuchten Parameter</i>	

Hierin ist  $\theta(h)$  der zur Wasserspannung  $h$  (hPa) zuzuordnende Wassergehalt ( $\text{cm}^3 \times \text{cm}^3$ ),  $\theta_s$  der Wassergehalt bei Sättigung,  $\theta_r$  der Restwassergehalt bei der Obergrenze der Wasserspannung, bis zu der die Gleichung gelten soll. Dafür wird ein pF-Wert von 4,2 oder höher angesetzt (HARTGE, HORN, 1999). Die Parameter  $\theta_r$ ,  $\theta_s$ ,  $\alpha$ ,  $n$  und  $m$  haben Einfluss auf den Verlauf der pF-Kurve, wobei  $\alpha$  vor allem den Verlauf nahe Sättigung beeinflusst. Während höhere Werte grobkörnige Böden und somit ein schnelleres Abfallen des Wassergehalts beschreiben, sind feinkörnige Böden durch niedrigere  $\alpha$ -Werte gekennzeichnet. Hier bleibt der Wassergehalt bei Sättigung länger erhalten. Auch der Parameter  $n$  ist von der Korngrößenverteilung des Bodens abhängig, wobei hohe  $n$ -Werte für grobkörnige und niedere Werte für feinkörnige Böden stehen. Die Auswirkungen auf die pF-Kurve zeigen sich im Bereich des stärksten Gefälle: hohe Werte bewirken bei gleichem Anstieg der Saugspannung größere Wasserentnahme als niedere  $n$ -Werte (WETZEL, 2005).

### 3.4.5.2 Porengrößenverteilungsmodell von MUALEM (1976)

Wird das Van Genuchten-Modell der Retentionskurve mit dem Porengrößenverteilungsmodell von Mualem kombiniert, so erhält man folgende Gleichung:

$$K = K_s S_e^l [1 - (1 - S_e^{1/m})^m]^2$$

wobei mit  $S_e$  die effektive Sättigung gegeben ist durch:

$$S_e = \frac{\theta - \theta_r}{\theta_s - \theta_r} \quad \text{und} \quad m = 1 - \frac{1}{n}$$

Der Parameter  $l$  beschreibt die Konnektivität der Poren und kann für die meisten Böden mit 0,5 als Durchschnittswert festgelegt werden (MUALEM, 1976).

#### Sättigungswassergehalt

Der Sättigungswassergehalt  $\theta_s$  ist der Wassergehalt bei  $h = 0$ . Der Sättigungswassergehalt entspricht annähernd dem Gesamtporenvolumen, doch meist ist noch ein gewisser Volumenanteil an Luft im Boden vorhanden, der nicht entweichen kann.

#### Residualer Wassergehalt

Der residuale Wassergehalt  $\theta_r$  oder Restwassergehalt wird im Allgemeinen als der Wassergehalt bei pF 4,2 (Permanenter Welkepunkt) oder bei einer Saugspannung von 15000 hPa definiert. VAN GENUCHTEN beschreibt ihn als den Wassergehalt, ab dem ein weiterer Anstieg der Saugspannung nur noch unwesentliche Änderungen des Wassergehalts bewirkt und im Boden keine Fließbewegungen mehr stattfinden (WETZEL, 2005)

### 3.4.6 Pedotransferfunktionen (PTFs)

Da sich die direkte Bestimmung bodenhydraulischer Kennwerte aus Messungen oft schwierig, zeit- und kostenintensiv gestaltet, werden Modellparameter in der Forschung zunehmend aus einfacher verfügbaren Bodeneigenschaften errechnet. Dazu werden Regressionsgleichungen herangezogen, um aus nichtlinearen Zusammenhängen für die Simulation notwendige Parameter abzuleiten.

Pedotransferfunktionen (PTFs) sind Übertragungsfunktionen, bei denen über statistische Beziehungen zu Ersatzgrößen die Zielvariable abgeschätzt wird. Sie werden eingesetzt zur Vorhersage bestimmter Bodeneigenschaften aus anderen verfügbaren Bodendaten. PTFs wurden aus rein numerisch-statistischen Ansätzen an Hand von großen Datenmengen abgeleitet.

Mit statistischen Verfahren können aus bekannten Textureigenschaften direkt oder indirekt

über Modellparameter die Retentionscharakteristik  $\theta(h)$  und die Leitfähigkeitsfunktion  $K(h)$  abgeleitet werden.

PTFs werden meist auf Grundlage bestimmter Böden unter bestimmten klimatischen Bedingungen erstellt oder es liegen verschiedenste Böden zugrunde, dann weisen sie aber ein erhöhtes Fehlerpotential auf (WÖSTEN et al., 2001, zitiert in KOCH, 2005).

Die Ableitung von PTFs zeigt den statistischen Zusammenhang zwischen Bodenparametern und den geschätzten Modellparametern für einen großen Texturbereich. Allerdings sind diese von den verwendeten Stichproben abhängig und spiegeln daher nicht das hydraulische Verhalten aller Böden wieder (MORGENSTERN, 2007). Ein höherer Skelettanteil wird selten berücksichtigt, selbst Kiesanteile können in den wenigsten PTFs berechnet werden (KOCH, 2005).

### ***3.5 Boden und Pflanzen***

Boden und Pflanze stehen in vielfältigen Wechselbeziehungen zueinander, besonders der Wasserhaushalt der Pflanze ist direkt vom Wasserhaushalt des Bodens an ihrem Standort abhängig.

#### **3.5.1 Verdunstung**

Als Verdunstung wird der physikalische Prozess bezeichnet, bei dem Wasser bei Temperaturen unter dem Siedepunkt von dem flüssigen (bzw. festen) in den gasförmigen Zustand übergeht. Verdunstungsprozesse haben wesentlichen Einfluss auf Klima, Energie- und Wasserhaushalt der Erde.

Die folgenden Begriffe werden im DVWK Merkblatt 238 nach der DIN 4049 definiert:

Evaporation (E)

Evaporation ist die Verdunstung der unbewachsenen Erdoberfläche, des auf Pflanzenoberflächen zurückgehaltenen Niederschlags (Interzeptionsverdunstung) und von freien Wasserflächen (Seeverdunstung). Bei der Evaporation tritt an oder nahe der Bodenoberfläche Bodenwasser von der flüssigen in die Dampfphase über. Die Evaporation ist

neben der Beschaffenheit des Bodens auch von klimatischen Bedingungen abhängig. Die Strahlungsenergie der Sonne, relative Luftfeuchtigkeit und Wind haben großen Einfluss auf die Höhe der Evaporationsrate.

#### Transpiration (T)

Transpiration ist die Verdunstung von Pflanzenoberflächen aufgrund biotischer Prozesse. Die Höhe der Transpiration wird im Wesentlichen von drei Faktoren beeinflusst:

- von den klimatischen Bedingungen
- von der Fähigkeit der Pflanze selbst die Wasserabgabe aufgrund der verfügbaren Wassermenge durch Öffnen und Schließen der Stomataöffnungen zu regulieren
- von Wassergehalt, Wasserspannung und den hydraulischen Eigenschaften des Bodens

#### Evapotranspiration (ET)

Evapotranspiration ist die Summe aus Evaporation und Transpiration, d.h. von Bodenverdunstung, Interzeptionsverdunstung und Transpiration.

$$ET = E + T$$

#### Potentielle Evapotranspiration ( $ET_p$ )

Die potentielle Evapotranspiration ist definiert als die maximale Verdunstungshöhe, die unter gegebenen Klimabedingungen erzielt wird unter der Voraussetzung, dass genügend Wasser verfügbar ist. Sie unterscheidet sich von der potentiellen Evaporation vor allem dadurch, dass sich auch bei optimaler Wasserversorgung unter bestimmten Bedingungen wie hoher Temperatur, niedriger photosynthetisch aktiver Strahlung die Blattoberflächen (Stomata) schließen können oder andere physiologische Vorgänge die Transpiration reduzieren (SCHÖNINGER, DIETRICH, 2010).

#### Aktuelle Evapotranspiration ( $ET_a$ )

Aktuelle Evapotranspiration ist die tatsächliche Verdunstung einer natürlich bewachsenen Fläche bei tatsächlich vorhandenem Wasservorrat im Boden. Die aktuelle Evapotranspiration ist eine wichtige Größe in der hydrologischen Modellierung, sie beeinflusst die Wassermenge, die im Boden verbleibt und für Abflussprozesse zur Verfügung steht.

### **3.5.1.1 Messung der Evapotranspiration ET**

Die Evaporation ist eine wichtige Einflussgröße bei der Modellierung des Wasserhaushalts im Boden. Vor der Erstellung des Modells muss sie möglichst exakt ermittelt werden.

Verschiedene Verfahren zur Ermittlung der Evapotranspiration können angewandt werden:

Messung

Da es nicht möglich ist, den Massetransport von Wasserdampf direkt zu messen, wird die Verdunstung über messbare Einflussgrößen auf den Wasserhaushalt, Wärmehaushalt oder Wasserdampftransport bzw. deren Komponenten indirekt ermittelt (NÜTZMANN, 2002). Drei Klassen von Messgeräten werden unterschieden (BAUMGARTNER & LIEBSCHER, 1996, S.342):

- Atomometer und Evaporimeter zur Messung des Verdunstungsanspruchs
- Evaporimeter zur Messung der Verdunstung aus Wasseroberflächen
- Lysimeter zur Messung der Verdunstung aus festen Erdoberflächen

Da in der beschriebenen Versuchsanordnung (Kapitel 4) die Untersuchungen mittels Lysimeter durchgeführt wurden, wird im Folgenden nur auf Letzteres eingegangen.

#### **3.5.1.1.1 Lysimeter**

Lysimeter sind Messanlagen mit unterschiedlichen Nutzungsmöglichkeiten. Je nach Ausstattung können verschiedene Komponenten des Wasserhaushalts eines Bodenkörpers (Bodenmonolith) mit bekannten Abmessungen, Eigenschaften und Vegetationsverhältnissen bestimmt werden (SCHÖNINGER & DIETRICH, 2010).

Die Arbeitsgruppe Lysimeter, ein Verein zur Förderung von Forschung und Lehre auf dem Gebiet der Lysimetrie, definiert :

Ein Lysimeter ist ein Behälter, der oberflächengleich in den Boden eingebaut und mit möglichst gewachsenem Boden gefüllt wird. Er dient zur Erfassung verschiedener Größen des hydrologischen Kreislaufes, z.B. Infiltration, Abfluss, Evapotranspiration, Abtransport gelöster Bodenteile durch Versickerung etc.

Sowie: Ein Lysimeter ist ein Behälter, der ein Boden- oder Erdvolumen zwischen der Bodenoberfläche und einer gegebenen Tiefe isoliert und an seinem unteren Ende eine Vorrichtung zur Sickerwassersammlung aufweist.

Die genaue Bauweise der Anlage richtet sich nach den Untersuchungszielen. Grundsätzlich wird zwischen wägbaren und nicht wägbaren Konstruktionen sowie zwischen Lysimetern mit oder ohne Grundwasser unterschieden.

Wird zusätzlich zur Sickerwassermenge auch der Niederschlag (bzw. auch künstliche Bewässerung) und durch Wägung die Bodenwasservorratsänderung bestimmt, kann aus der Wasserbilanz die aktuelle Evapotranspiration bestimmt werden (NÜTZMANN, 2002):

$$ET_a = N + I - D - \Delta S$$

<i>ET<sub>a</sub></i>	<i>aktuelle Evapotranspiration</i>
<i>N</i>	<i>Niederschlag</i>
<i>I</i>	<i>Bewässerung</i>
<i>D</i>	<i>Sickerwassermenge</i>
<i>Δ S</i>	<i>Wasservorratsänderung</i>

In Abbildung 8 wird der Aufbau und die Funktionsweise von wägbaren Lysimetern mit und ohne Grundwasser schematisch dargestellt. (N = Niederschlag, N<sub>0</sub> = Niederschlag in Bodenniveau, ET<sub>a</sub>= aktuelle Evapotranspiration und SW = Sickerwassermenge)

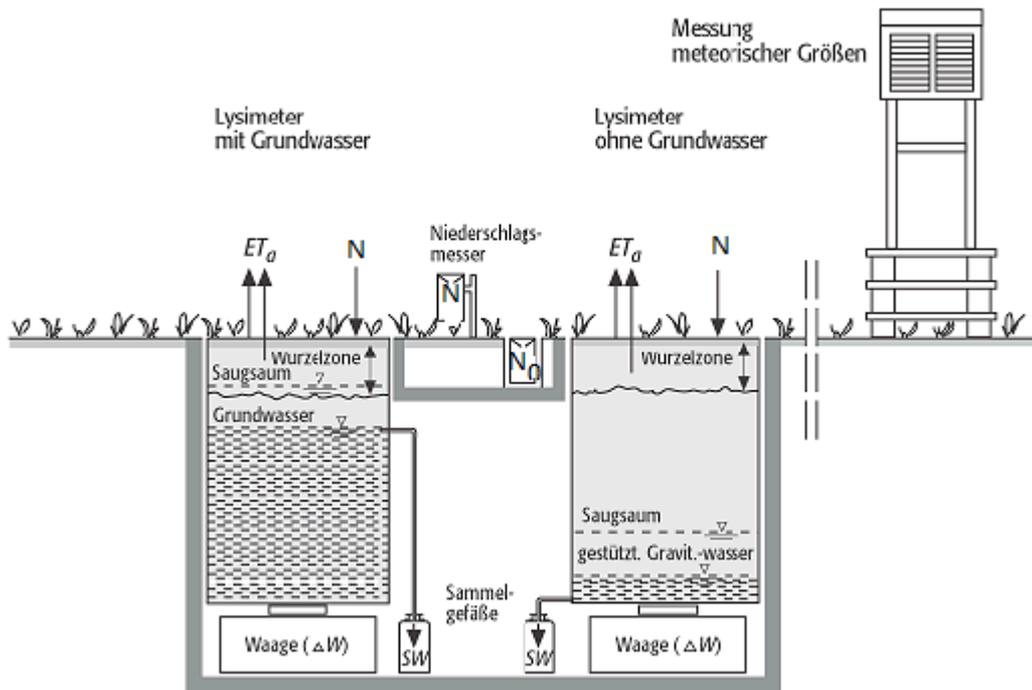


Abbildung 8: Schematische Darstellung von wägbaren Lysimetern mit und ohne Grundwasser (<http://www.geodz.com/deu/d/Lysimeter>)

Zur Untersuchung weiterer bodenhydraulischer Eigenschaften werden häufig auch Sonden zur Messung der Wassergehalts und der Saugspannung in den Bodenmonolith eingebaut.

### 3.5.1.2 Berechnung der Evapotranspiration nach PENMAN-MONTEITH (1965)

Aufgrund der ziemlich aufwändigen und kostenintensiven Konstruktionen zur direkten Messung der Evapotranspiration kommen häufig auch Modelle und Formeln zu deren Berechnung in Einsatz. Hier soll das bekannteste Verfahren nach Penman-Monteith beschrieben werden:

MONTEITH (1965) entwickelte, auf Grundlage der Penman Methode (1948), eine Formel zur Berechnung der Verdunstung. Es wird die reale Evapotranspiration aus den meteorologischen Bedingungen berechnet:

$$\lambda ET_{crop} = \frac{\Delta(R_n - G) + \rho \cdot C_p \left( \frac{e_a - e_d}{r_a} \right)}{\Delta + \gamma \cdot \left( 1 + \frac{r_c}{r_a} \right)}$$

$\lambda ET_{crop}$	latenter Wärmestrom der Verdunstung	[J/kg]
$R_n$	Strahlungsbilanz an der Erdoberfläche	[W/m <sup>2</sup> ]
$G$	Bodenwärmestrahlung	[W/m <sup>2</sup> ]
$(R_n - G)$	effektive Strahlungsbilanz	[W/m <sup>2</sup> ]
$\rho$	Atmosphärendichte	[kg/cm <sup>3</sup> ]
$C_p$	spezifische Wärme der feuchten Luft	[kJ kg <sup>-1</sup> °C]
$e_a$	Sättigungsdampfdruck	[hPa]
$e_d$	aktueller Dampfdruck	[hPa]
$(e_a - e_d)$	Sättigungsdefizit	[hPa]
$\Delta$	Steigung der Sättigungsdampfdruckkurve	[hPa °C]
$r_a$	aerodynamischer Widerstand	[s/m]
$r_c$	Widerstand innerhalb der Pflanzendecke	[s/m]
$\gamma$	Psychrometerkonstante	[hPa °C]
$\lambda$	latente Verdunstungsenergie	[kJ kg]

Dabei gilt die Formel für den aerodynamischen Widerstand:

$$r_a = \frac{\ln \left[ \frac{z_m - d}{z_{0m}} \right] \cdot \ln \left[ \frac{z_h - d}{z_{0m}} \right]}{k^2 \cdot u_z}$$

$r_a$	aerodynamische Widerstand	[s/m]
$z_m$	Höhe der Windmessung	[m]
$z_h$	Höhe der Luftfeuchtmessung	[m]
$d$	Verschiebung des Bezugsniveaus	[m]
$z_{0m}$	Rauhigkeitslänge, die den Momenttransport bestimmt	[m]
$z_{0h}$	Rauhigkeitslänge, die den Wärme- und Dampftransport bestimmt	[m]
$k$	Karmans' Konstante	[-]
$u_z$	Windgeschwindigkeit auf Höhe $z$	[m/s]

Und die Formel für den mittleren Oberflächenwiderstand:

$$r_s = \frac{r_l}{LAI_{active}}$$

$r_s$	<i>mittlerer Oberflächenwiderstand</i>	<i>[s/m]</i>
$r_l$	<i>mittlerer Stomatawiderstand</i>	<i>[s/m]</i>
$LAI_{active}$	<i>aktiver Blattflächenindex</i>	<i>[m<sup>2</sup>/m<sup>2</sup>]</i>

### 3.5.1.3 Referenzverdunstung $ET_0$

Für eine bessere Vergleichbarkeit von unterschiedlichen Standorten wurde von der FAO (Food and Agriculture Organisation of the United Nations) eine Formel entwickelt, um die potentielle Evaporation einer Referenzoberfläche zu berechnen.

Die Referenzverdunstung beschreibt die Verdunstung einer definierten Referenzoberfläche, die durch eine Grasbedeckung mit einer Schnittlänge von 12 cm bei optimaler Wasserversorgung angenähert wird (FANK, 2007).

Aus der Gleichung von Penman-Monteith, der Gleichung des aerodynamischen Widerstandes und der Gleichung des mittleren Oberflächenwiderstandes ergibt sich die FAO-Penman-Monteith-Gleichung (ALLEN et al., 1998).

$$ET_0 = \frac{0,408 \Delta (R_n - G) + \gamma \frac{900}{T + 273} u_2 (e_s - e_a)}{\Delta + \gamma (1 + 0,34 u_2)}$$

$ET_0$	<i>Referenzevapotranspiration</i>	<i>[mm/d]</i>
$T$	<i>Temperatur</i>	<i>[°C]</i>
$u_2$	<i>Windgeschwindigkeit 2m über Boden</i>	<i>[m/s]</i>

Auf Grundlage einer Vielzahl von Untersuchungen wird heute die Verwendung der FAO-Penman-Monteith-Gleichung zur Berechnung der Referenzverdunstung empfohlen. Dazu sind Tageswerte der Globalstrahlung, der Windgeschwindigkeit, der Lufttemperatur und der relativen Luftfeuchte erforderlich (FANK, 2007).

### 3.5.1.3.1 ET<sub>0</sub> Calculator

Auf der Homepage der Food and Agriculture Organisation of the United Nations (FAO, 2012) steht ein frei verfügbares Computerprogramm zur Berechnung der Referenzevapotranspiration mittels der FAO-Penman-Monteith-Gleichung bereit. Auch wenn nicht alle der genannten Messwerte zu Verfügung stehen, können mit Hilfe des Programms „ET<sub>0</sub> Calculator“ gute Ergebnisse erzielt werden.

### 3.5.1.3.2 Pflanzenkoeffizient K<sub>c</sub>

Die Verdunstung von Oberflächen mit anderem Bewuchs kann über Vegetationskoeffizienten K<sub>c</sub> aus der Gras-Referenzverdunstung leicht abgeleitet werden.

$$ET_c = K_c \cdot ET_0$$

$ET_c$	potentielle Pflanzenevapotranspiration	[mm/d]
$K_c$	Pflanzenkoeffizient	
$ET_0$	Referenzverdunstung	[mm/d]

Der Pflanzenkoeffizient für viele Pflanzen kann aus verschiedenen Tabellen der Literatur entnommen werden, vor allem Nutzpflanzen sind in dieser Hinsicht recht gut untersucht. Der K<sub>c</sub>-Wert für Gras ist entsprechend der Referenzoberfläche 1.

### 3.5.1.4 Berechnung der Evaporation und Transpiration

Für die Erstellung des hydrologischen Modells mittels Hydrus 2D/3D ist es nötig die Anteile der Evaporation und der Transpiration an der Evaporation zu kennen.

Eine Möglichkeit der Berechnung der beiden Anteile ist durch die Formel nach BELMANS et al. (1983): Berechnung der potentiellen Evaporation als Anteil der potentiellen Evapotranspiration in Abhängigkeit vom Blattflächenindex (LAI – leaf area index). (SCHEURER, 1998, S.47f).

$$E_p = ET_p \cdot e^{-0,6 LAI}$$

$E_p$	potentielle Evaporation	[m/d]
$ET_p$	potentielle Evapotranspiration	[m/d]
LAI	Blattflächenindex	[-]

### 3.5.2 Wurzelwasseraufnahme

Die Wasseraufnahme der Pflanzen über die Wurzeln kann über den Anteil der Transpiration an der Gesamtverdunstung berechnet werden. Als Folge der Transpiration entsteht im Boden ein Potentialgefälle, das zu einem ständigen Wasserfluss aus dem Boden in die Pflanze führt. Bei ausreichender Wasserversorgung richtet sich die Wasseraufnahme vor allem nach der Höhe der potentiellen Evapotranspiration.

Hier sollen die zwei Modelle vorgestellt werden, die auch im Simulationsprogramm Hydrus-2D/3D Anwendung finden:

Die Modelle nach FEDDES et al. (1978) und VAN GENUCHTEN (1980) sind beide Reduktionsmodelle und ermitteln die Rate der aktuellen Transpiration in Abhängigkeit von der potentiellen Transpirationsrate, der Wurzeltiefe, der Intensität der Durchwurzelung sowie der Saugspannung:

$$S(h) = \alpha(h) S_p$$

$S(h)$     *Wurzelwasseraufnahme*

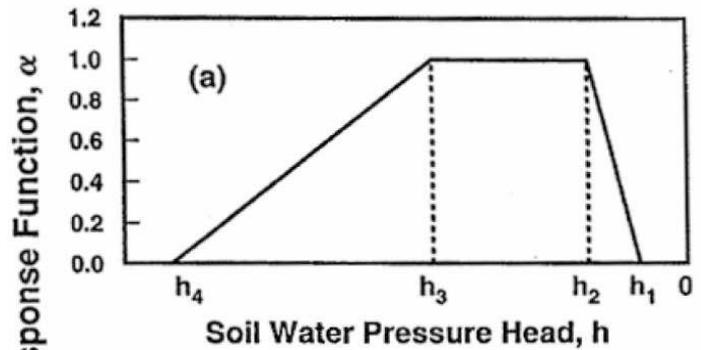
$\alpha(h)$     *Wasserstressfunktion*

$S_p$       *potentielle Wasseraufnahme*

$\alpha(h)$  beschreibt hier die Wasserstressfunktion in Abhängigkeit der Saugspannung im Boden und  $S_p$  die potentielle Wasseraufnahme der Pflanzen. Die Variable  $S_p$  entspricht der Wasseraufnahme, wenn kein Wasserstress besteht, wenn  $\alpha(h)$  gleich eins ist (ŠIMŮNEK et al., 2010).

Die aktuelle Transpiration unterschreitet die potentielle Transpiration, wenn im Boden nicht das nötige Wasser zum Erreichen der potentiellen Transpiration vorhanden ist. Sie ist also kleiner oder maximal gleich der potentiellen Transpiration.

Modell nach FEDDES



Modell nach VAN GENUCHTEN

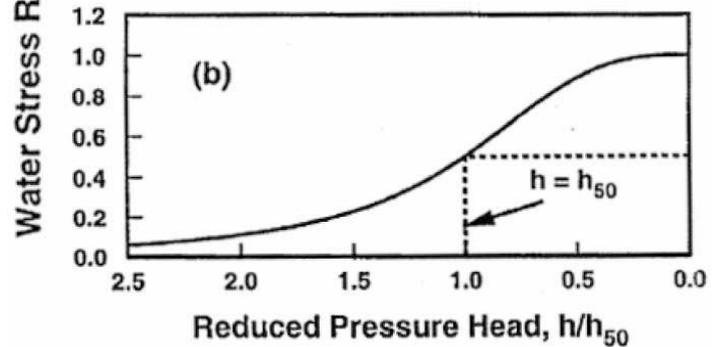


Abbildung 9: Modelle zur Pflanzenwasseraufnahme  
(Quelle: ŠIMŮNEK, 2010)

Abbildung 9 zeigt, dass in dem Modell von FEDDES et al. (1978) keine Wasseraufnahme durch die Wurzeln - also keine Transpiration - stattfindet, wenn die Saugspannung unter dem Permanenten Welkepunkt ( $h_4$ ) liegt und auch nicht, wenn der Boden annähernd gesättigt ist ( $h_1$ ).

Im Unterschied dazu wird im Modell von VAN GENUCHTEN (1980) eine Kurvenfunktion verwendet, bei der keine Reduktion der Transpiration bei Sättigung erfolgt. Er definiert die Wurzelwasseraufnahme in Abhängigkeit von der Saugspannung wie folgt:

$$\alpha(h) = \frac{1}{1 + \left(\frac{P}{P50}\right)^{P3}}$$

Der Parameter P50 beschreibt die Saugspannung  $h_{50}$ , bei der die Wasseraufnahme durch die Wurzeln um 50 % reduziert ist. P3 ist eine experimentelle Konstante mit einem Wert von 3 (ŠIMŮNEK et al., 2010).

## **4 Methodik**

### ***4.1 Erhebung der Daten***

Im Folgenden wird die Versuchsanordnung beschrieben, über die die Daten zum Bodenwasserhaushalt ermittelt wurden, die die Grundlage für die Simulation des Wasserhaushalts in Lysimetern darstellen.

#### **4.1.1 Versuchsanlage Deutsch-Wagram**

Seit 2007 läuft am Institut für Ingenieurbiologie und Landschaftsbau an der Universität für Bodenkultur im Auftrag des Bundesministeriums für Verkehr, Innovation und Technologie (BMVIT), des Lebensministeriums und des Landes Niederösterreich ein Forschungsprojekt zu den Auswirkungen von Gehölzbeständen auf Hochwasserschutzdämmen. Dafür wurden in Deutsch-Wagram (NÖ) zwei Hochwasser-Versuchsdämme errichtet und mit unterschiedlichen ingenieurbiologischen Bauweisen bepflanzt. Diese Arbeiten und die nachfolgenden Untersuchungen der Vegetationsentwicklung wurden von EBNER (2008), HOLZAPFEL (2008), KRAYCHNIKOVA (2009), RAJIC (2009) und LESZCZYNSKI (2011) beschrieben und ausgewertet.

Im Rahmen des Projekts wurde im Sommer 2009 zusätzlich eine Versuchsanlage mit 20 Lysimetern errichtet, deren Aufbau und Untersuchungsergebnisse von OBRIEJETAN (2010), LUKAS (2011) und SOKOPP (2012) dokumentiert wurden.

Im Folgenden soll die Lysimeter-Versuchsanlage kurz beschrieben werden. Die Angaben richten sich nach den Darstellungen von OBRIEJETAN (2010) und LAMMERANNER & OBRIEJETAN (2011).

#### 4.1.1.1 Lysimeterversuchsanlage



Abbildung 10: Lysimeterversuchsanlage Deutsch-Wagram, Oktober 2010

Ziel der Forschung an der Lysimeterversuchsanlage ist die Untersuchung des Einflusses der Bepflanzung auf den Bodenwasserhaushalt unter besonderer Berücksichtigung der Verdunstung und der Durchlässigkeit des stark verdichteten Versuchsbodens.

Untersucht werden zwei unterschiedliche Bepflanzungen - einerseits Weiden (*Salix purpurea* L.) in Form einer Spreitlage und andererseits eine Begrünung mit einer Mischung aus Gräsern und Kräutern - und deren Wirkung auf den Bodenwassergehalt und auf die Durchsickerung. Besonderes Augenmerk wurde dabei auf die Form und Tiefe der beiden Wurzelsysteme gelegt.

#### 4.1.1.2 *Aufbau und Bepflanzung der Lysimeter*



*Abbildung 11: Lysimeter  
bepflanzt mit Weiden, Deutsch-  
Wagram, Oktober 2011*

Insgesamt wurden 20 Behälter mit einer Höhe von 96 cm, einem Innendurchmesser von 55,4 cm und einem Volumen von 220 l aufgestellt. Alle Behälter wurden an der Unterseite mit einem Abfluss versehen und als Drainage mit einer 10 cm hohen Schicht Kies (16/32) gefüllt, die mit einem Schutzvlies abgedeckt wurde. Dann wurden die Lysimeter lagenweise mit dem gleichen Bodenmaterial befüllt, das auch zum Bau der zwei Versuchsdämme verwendet worden ist. Jede Lage wurde mit einer Lastplatte verdichtet.

Über einen Proctorversuch wurde die maximal mögliche Verdichtung  $\rho_{pr}$  von  $2,028 \text{ g/cm}^3$  bei einem Proctorwassergehalt von  $w_{pr} = 9,7 \%$  ermittelt.

Beim Einbau des Materials in die Lysimeter wurde eine Lagerungsdichte von  $1,86 \text{ g/cm}^3$  erreicht.

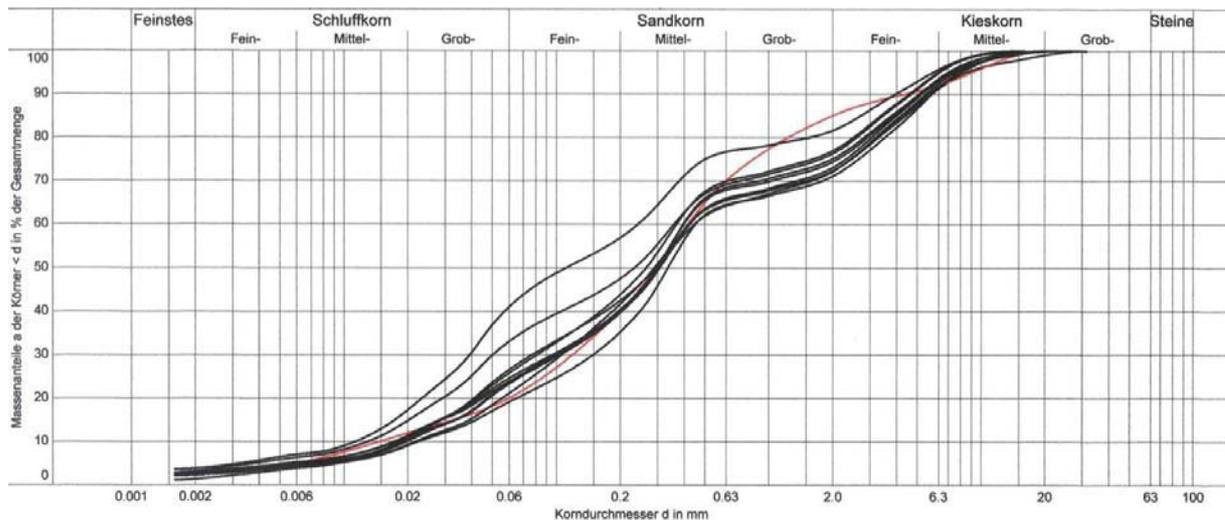


Abbildung 12: Körnungslinie für 10 Proben des Bodenmaterials der Versuchsdämme in Deutsch-Wagram (2008) gemäß ÖNORM B4412 – Korngrößenverteilung (LAMMERANNER, 2011)

Die Bezeichnung des Bodens lautet S, ũ, fg, mg'. Das bedeutet: Sand, stark schluffig, feinkiesig, schwach mittelkiesig (OBRIJETAN, 2010, S.36).

## Bepflanzung der Lysimeter

### Weidenspreitlage

Insgesamt neun Lysimeter wurden mit Weidenspreitlagen bepflanzt (Abbildung 11). Eigentlich werden Weidenspreitlagen in der Ingenieurbiologie v.a. zur Sicherung von Ufern, die hohen Belastungen ausgesetzt sind, eingesetzt. Eine Spreitlage ist eine flächige Bauweise. Weidenäste werden eng aneinanderliegend auf die Böschung aufgelegt und niedergebunden. Sie verwurzeln sich und bilden viele dünne Triebe. Durch die Durchwurzelung des Bodens und die Bedeckung mit Vegetation ist ein guter Erosionsschutz gegeben (FLORINETH, 2004).

Auch die Versuchsdämme in Deutsch-Wagram wurden mit Weidenspreitlagen bepflanzt. An den Lysimetern wurde die selbe Weidenart (*Salix purpurea*) verwendet, wie an den Versuchsdämmen und auf eine der Spreitlage nahekommende Weise eingebaut.

### Gräser-Kräuter-Mischung

Ein Teil der Lysimeter wurden mit einer trockenheitsresistenten Gräser-Kräuter Mischung begrünt. Dabei wurde die gleiche Saatgutmischung verwendet, die auch bei der Begrünung

der Versuchsdämme zum Einsatz kam. Es handelt sich um eine leicht abgewandelte Form der Trockenrasenmischung Nr. 14 des Instituts für Ingenieurbiologie und Landschaftsbau der Universität für Bodenkultur.

### Ohne Bewuchs

Drei Versuchsbehälter wurden ohne Bepflanzung belassen, sie dienen als sogenannte Null-Variante zur Überprüfung der Untersuchungsergebnisse.

Im Rahmen dieser Arbeit wurden der Bodenwasserhaushalt der Behälter ohne Bewuchs simuliert und hydraulische Parameter ermittelt, die in weiterer Folge auch zur Simulation der Versuche mit unterschiedlicher Bepflanzung herangezogen werden können.

### 4.1.2 Messtechnik

Drei der Lysimeter wurden wägbar konstruiert und mit speziellen Messsonden zur Bestimmung des Wassergehalts und der Saugspannung ausgestattet. Alle Daten werden im 10-Minuten-Takt gemessen und aufgezeichnet. In Abbildung 13 ist der Aufbau der Lysimeter ersichtlich und die Position der Messsonden dargestellt:

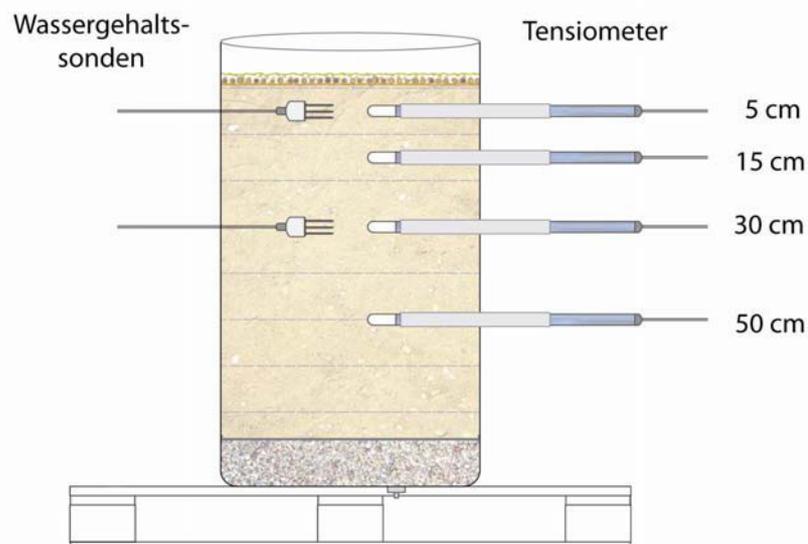


Abbildung 13: Messtechnik der Lysimeter in Deutsch-Wagram (LAMMERANNER & OBRIEJETAN, 2011)

#### **4.1.2.1 Messung des Wassergehalts mit TDR-Sonden**

Zur Bestimmung des Wassergehalts wurden Wassergehaltssensoren in zwei Tiefen eingebaut. Sie funktionieren nach dem Prinzip von TDR (Time Domain Reflectometry). Um den Wassergehalt zu ermitteln, wird die Laufzeit einer elektromagnetischen Welle entlang einer im Boden eingebauten Sonde gemessen. Die Laufzeit ist in erster Linie von der relativen Dielektrizitätskonstanten  $\epsilon_r$  des die Sonde umgebenden Mediums abhängig ( $\epsilon_r = 1$  für Luft,  $\epsilon_r = 1 - 3$  für Minerale und  $\epsilon_r = 80$  für Wasser) (BLUME et al., 2010, S165). Es wurden jeweils zwei Wassergehaltssonden (Hydra Probe II, Fa. Stevens) in den Tiefen 5 cm und 30 cm eingebaut, sie messen neben dem volumetrischen Bodenwassergehalt (%) auch die Bodentemperatur.

#### **4.1.2.2 Messung der Bodenwasserspannung mit Tensiometern**

Um die Wasserspannung im Boden zu bestimmen, wurden Tensiometer eingesetzt. Diese Sonden funktionieren nach folgendem Prinzip: Ein wassergefülltes Rohr ist am oberen Ende verschlossen, am unteren Ende ist eine poröse keramische Zelle eingeklebt. Die Zelle ist in Kontakt mit der Bodenmatrix und durch die Poren der Keramik gibt es eine hydraulische Verbindung zwischen dem Bodenwasser und der Wassersäule im Tensiometer. Hierdurch wird das Matrixpotential im Boden über die Kapillaren der Keramik auf das Wasser im Tensiometer übertragen. Am anderen Ende des Tensiometers wird die Wasserspannung durch ein Manometer angezeigt (BLUME et al., 2010, S.165).

Es wurden vier Tensiometer pro Versuchsbehälter eingesetzt. Sie messen die Bodenwasserspannung in vier Tiefen (siehe Abbildung 12). Die verwendeten Sonden der Fa. UMS (Tensiometer T4) reichen bis zu einer Wasserspannung von 850 hPa.

#### **4.1.2.3 Sickerwassermenge**

Die drei Lysimeter mit Messsonden sind zusätzlich mit Kippwaagen (KIPP004, Fa. UMS) ausgestattet, um die Sickerwassermenge und die Durchflussrate zu bestimmen. Das Sickerwasser wird in Kunststoffbehältern aufgefangen und gemessen.

#### **4.1.2.4 Wetterdaten**

Zusätzlich zu den Messungen an den Lysimetern werden in Deutsch-Wagram Wetterdaten ermittelt. Im 10-Minuten-Takt werden Niederschlag, Lufttemperatur, relative Luftfeuchte, Windgeschwindigkeit und Globalstrahlung aufgezeichnet.

#### **4.1.3 Vegetationsaufnahmen**

In der Versuchsanlage Deutsch-Wagram wurden verschiedene Untersuchungen zur Vegetationsentwicklung auf den Lysimetern durchgeführt. Bestimmt wird das Durchmesser-Längen-Verhältnis der Weiden, Biomasse, Blattflächenindex für Weiden und Gräser-Kräuter-Mischung in jeder Vegetationsperiode. Auch die Durchwurzelung wird genau untersucht. Dazu werden die Behälter (ohne Messsonden) nach und nach aufgeschnitten und das Wurzelmaterial entnommen und analysiert. Die Messergebnisse über die Vegetationsentwicklung, Wassergehalt und Wasserspannung in den Lysimetern sind in den Diplomarbeiten von Michael OBRIEJETAN (2010), Bettina LUKAS (2011) und Manuel SOKOPP (2012) dargestellt.

Für die im Rahmen dieser Arbeit vorgenommenen Simulationen waren vor allem die Messungen zur Wasserspannung und zum Wassergehalt, zur Durchsickerung sowie die Wetterdaten von Bedeutung.

### **5 Das Modell Hydrus-2D/3D (ŠIMŮNEK et al, 2010)**

Hydrus-2D/3D ist ein Software-Paket zur Simulation von Wasser-, Wärme- und Stoffströmen in zwei- und dreidimensionalen gesättigten, teilweise gesättigten oder ungesättigten porösen Medien (ŠIMŮNEK et al, 2010). Das Programm besteht aus der rechnerischen Simulation basierend auf der Richards-Gleichung (Kapitel 5.2.1) und einer interaktiven graphischen Benutzeroberfläche (graphical user interface GUI).

Entwickelt wurde das Programm am U.S. Salinity Laboratory des Department of Agriculture in Riverside, Kalifornien, in Zusammenarbeit mit dem Groundwater Modeling Center (IGWMC) der University of California Riverside und PC-Progress, Tschechien.

In diesem Kapitel werden die Grundfunktionen des Programms Hydrus-2D/3D beschrieben. Im Hinblick auf die Aufgabenstellung dieser Arbeit soll vor allem auf die Funktionen zur Simulation des Bodenwasserhaushalts im zweidimensionalen Bereich eingegangen werden. Verwendet wurde Hydrus-2D/3D in der Version 1.x.

## ***5.1 Allgemeines zur Modellierung***

Modellierung bedeutet die Übersetzung der physikalischen oder anderer Information in eine mathematische Form. Dabei erfolgt eine Abstrahierung der Wirklichkeit und ein Versuch einer Reduktion auf das Wesentliche (LOISKANDL, 1998, S.4).

Durch die Modellierung soll ein reales System über mathematische Zusammenhänge beschrieben und abgebildet werden. Sie bietet die Möglichkeit Prozesse zu simulieren, unabhängig davon, ob sie in der Vergangenheit oder Zukunft stattfinden.

Durch die Verwendung eines numerischen Modells fungieren die Zahlen als Ausdrucksmittel der physikalischen Gesetze (ABBOTT, 1990, zitiert in LOISKANDL, 1998).

Im Bereich des Bodenwasserhaushalts erfolgt die rechnerische Lösung der Modelle zumeist computergestützt. Unterschiedliche Software-Programme stehen als Werkzeug für die Simulation zur Verfügung.

## ***5.2 Beschreibung des Programms***

Im Folgenden sollen die Grundkomponenten des Programms, die zur Simulation des Wasserhaushalts dienen, beschrieben werden.

### **5.2.1 Richards-Gleichung im Programm**

Die Berechnungen im Programm Hydrus 2D/3D basieren auf einer modifizierten Form der Richards-Gleichung.

Im Programm ist sie wie folgt definiert:

$$\frac{\partial \theta}{\partial t} = \frac{\partial}{\partial x_1} \left[ K \left( K_{ij}^A \frac{\partial h}{\partial x_j} + K_{iz}^A \right) \right] - S$$

$\theta$	<i>volumetrischer Wassergehalt [%]</i>
$t$	<i>Zeit [s]</i>
$z$	<i>Tiefe (positiv, aufwärts gerichtet) [m]</i>
$K$	<i>hydraulische Leitfähigkeit [m/s]</i>
$K^A$	<i>Anisotropieterm</i>
$h$	<i>Saugspannung</i>
$x_{ij}$	<i>Raumkoordinaten</i>
$S$	<i>Pflanzenwasseraufnahme (sink term)</i>

Um die Richards-Gleichung zu lösen, müssen Anfangs- und Randbedingungen definiert werden. Die Bodenwassersimulation anhand der Richards-Gleichung bezieht sich ausschließlich auf das Matrixfließen, schnelle Abflusskomponenten im Boden, wie z.B. der Makroporenfluss, werden nicht berücksichtigt (WETZEL, 2005).

Die Modelle zur Pflanzenwasseraufnahme (S) sind in Kapitel 3.5.2 beschrieben.

### **5.2.1.1 Finite-Elemente-Methode**

Zur Lösung der Richards-Gleichung wird die Finite-Elemente-Methode eingesetzt:

Die Finite-Elemente-Methode (FEM) ist ein numerisches Verfahren zur Lösung von partiellen Differentialgleichungen. Es basiert auf der Idee, ein Berechnungsgebiet in eine beliebige Anzahl einfacher Elemente zu zerlegen. Die Elemente sind „finit“ (endlich) in ihren Abmessungen und lassen sich mit einer endlichen Anzahl von Parametern beschreiben. Aus der Lösung für die Elemente lässt sich eine Näherungsfunktion für die exakte Lösung der Differentialgleichung erstellen.

Heute ist die Methode der finiten Elemente sicher das am meisten benutzte Verfahren, um naturwissenschaftliche und technische Probleme mit Hilfe des Computers zu lösen (DANKERT, 2011).

### **5.2.2 Bestimmung der hydraulischen Eigenschaften des Bodens**

Im Programm Hydrus-2D/3D sind sechs Modelle zur Berechnung der hydraulischen Eigenschaften des Bodens implementiert:

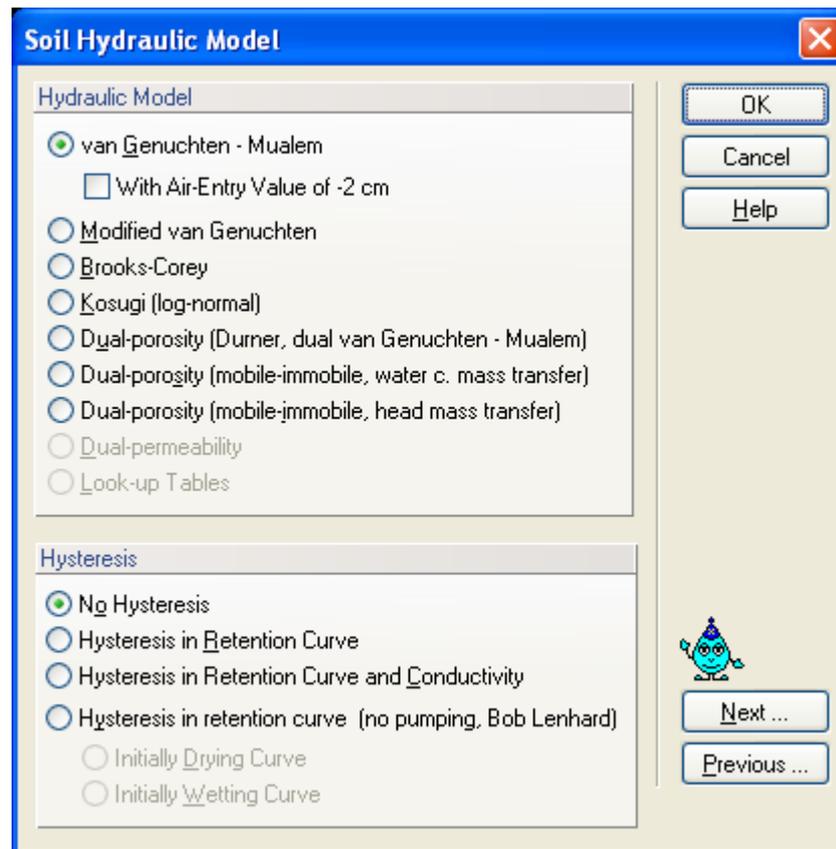


Abbildung 14: Modelle zur Berechnung der hydraulischen Eigenschaften des Bodens (ŠIMŮNEK et al., 2010)

Das bekannteste und am häufigsten angewandte Modell ist jenes von VAN GENUCHTEN-MUALEM, das in Kapitel 3.2.4.4 beschrieben worden ist. Es wurde auch für die Simulationen im Rahmen dieser Arbeit verwendet.

Auch Hysterese-Effekte können in die Berechnung miteinbezogen werden, sie wurden im Weiteren, aufgrund fehlender Daten dazu, nicht berücksichtigt.

Zur Bestimmung der Parameter können die vorgegebenen Texturklassen herangezogen oder über das Modul ROSETTA (siehe Kapitel 5.2.2.1) spezifische Werte errechnet werden. Man kann auch gemessene Parameter direkt eingeben.

Folgende 12 Texturklassen nach dem Körnungsdreieck der USDA werden im Programm beschrieben: *sand*, *loamy sand*, *sandy loam*, *loam*, *silt loam*, *sandy clay loam*, *clay loam*, *silty clay loam*, *sandy clay*, *silty clay*, *clay* (Tabelle 4).

### 5.2.2.1 Das Programm ROSETTA LITE

Zur Bestimmung der Van Genuchten-Parameter und der gesättigten Leitfähigkeit  $K_s$  wurde das Programm ROSETTA LITE DLL (Dynamically Linked Library) (SCHAAP et al., 2001) implementiert. Das Programm verwendet Pedotransferfunktionen, um die Parameter aus 12 Texturklassen der USDA (US Department of Agriculture) zu berechnen.

Anhand der Korngrößenverteilung, der Lagerungsdichte und Wassergehalten bei 33 kPa bzw. 15000 kPa können die Parameter für die Modelle zur Bestimmung der hydraulischen Eigenschaften des Bodens abgeleitet werden.

Input	Output
Textural Class: Unknown	Theta r [cm <sup>3</sup> /cm <sup>3</sup> ]: 0.0388
Sand [%]: 50	Theta s [cm <sup>3</sup> /cm <sup>3</sup> ]: 0.2714
Silt [%]: 30	Alpha [1/cm]: 0.0439
Clay [%]: 20	n [-]: 1.1560
BD [gr/cm <sup>3</sup> ]: 2	K <sub>s</sub> [cm/day]: 1.75
TH33 [cm <sup>3</sup> /cm <sup>3</sup> ]:	
TH1500 [cm <sup>3</sup> /cm <sup>3</sup> ]:	

Abbildung 15: Das Modul ROSETTA LITE (SCHAAP et al., 2001) zur Bestimmung der hydraulischen Bodenparameter

<b>Textural Class</b>	<b><math>\theta_r</math> [%]</b>	<b><math>\theta_s</math> [%]</b>	<b><math>\alpha</math> [cm<sup>-1</sup>]</b>	<b>n [-]</b>	<b>K<sub>s</sub> [cm/d]</b>
Sand	0,053	0,375	0,035	3,18	643,00
Loamy Sand	0,049	0,390	0,035	1,75	105,00
Sandy Loam	0,039	0,387	0,027	1,45	38,20
Loam	0,061	0,399	0,011	1,47	12,00
Silt	0,050	0,489	0,007	1,68	43,70
Silty Loam	0,065	0,439	0,005	1,66	18,30
Sandy Clay Loam	0,063	0,384	0,021	1,33	13,20
Clay Loam	0,079	0,442	0,016	1,41	8,18
Silty Clay Loam	0,090	0,482	0,008	1,52	11,10
Sandy Clay	0,117	0,385	0,033	1,21	11,40
Silty Clay	0,111	0,481	0,016	1,32	9,61
Clay	0,098	0,459	0,015	1,25	14,80

*Tabelle 4: Hydraulische Bodenparameter für das Van Genuchten-Modell für die 12 Texturklassen des USDA Körnungsdreiecks, wie sie im Modul ROSETTA LITE implementiert sind (ŠIMŮNEK et al., 2006)*

### **5.2.3 Pflanzenwasseraufnahme**

Um die Wasseraufnahme durch die Pflanzen zu berechnen werden im Programm zwei Verfahren zu Verfügung gestellt. Die Verfahren nach FEDDES et al. (1978) und VAN GENUCHTEN (1978) wurden in Kapitel 3.5.2 vorgestellt.

### **5.2.4 Inverse Modellierung**

Zur Lösung von numerischen Modellen zur Beschreibung von Wasserflüssen im Boden ist genaue Kenntnis über die hydraulischen Eigenschaften des Bodens nötig. Wägbare Lysimeter mit eingebauten Messsonden eignen sich gut, um diese unter möglichst realistischen Bedingungen zu untersuchen. Durch inverse Simulation lassen sich aus gemessenen Daten zu Wasserspannung und Wassergehalt die hydraulischen Eigenschaften des Bodenmonoliths bestimmen (SCHELLE et al., 2011).

Das Programm bietet für ein- und zweidimensionale Simulationen die Möglichkeit, die

Parameter des Van Genuchten-Mualem Modells durch inverse Simulation anhand von gemessenen Daten zu optimieren. Die Berechnung erfolgt anhand der nichtlinearen Ausgleichsrechnung durch einen Levenberg-Marquardt Algorithmus basierend auf der Methode der kleinsten Quadrate.

### **5.2.5 Berechnung und Ausgabe**

Das Programm berechnet die Wasserflüsse für den vorgegeben Bereich unter den eingegebenen Bedingungen.

Die Ergebnisse werden einerseits in Zeitschritten auf der graphischen Benutzeroberfläche dargestellt und können auch als Animation abgespielt werden, andererseits können verschiedenste Kurven zu Wassergehalt, Wasserspannung, Durchfluss etc. erstellt werden.

## **5.3 Erstellung des Modells**

Im Rahmen dieser Diplomarbeit wurde versucht, den Bodenwasserhaushalt - anhand der gemessenen Daten über den Wasserhaushalt in den Lysimetern der Versuchsanlage in Deutsch-Wagram - in dem Programm HYDRUS-2D/3D zu simulieren. Dazu werden, die Bedingungen anhand der gemessenen Daten direkt abgebildet und auch passende Parameter über inverse Simulation zu ermittelt.

Um den Umgang mit dem Programm zu erlernen und die einzelnen Funktionen zu erproben, wurden erst einmal Simulationsversuche mit einer nicht zu großen Menge an Daten durchgeführt. Zuerst wurde der Wasserhaushalt eines einzelnen Tages mit einem künstlichen Bewässerungsereignis modelliert. Weiters wurde der Wasserhaushalt über einen Monat anhand der Tagesmittelwerte zu Wassergehalt und Wasserspannung simuliert. Diese Versuche wurden mit und ohne Bewuchs der Bodenoberfläche berechnet. Plausible Ergebnisse brachten nur die Simulationen ohne Bewuchs.

Schließlich wurden Simulationen über den Zeitraum von einem Monat (Mai 2010) anhand der Stundenmittelwerte berechnet und durch inverse Simulation die Parameter zu den hydraulischen Eigenschaften des Bodens optimiert.

### 5.3.1 Graphische Benutzeroberfläche (GUI)

Hydrus-2D/3D besitzt eine graphische Benutzeroberfläche zur Dateneingabe und für die graphische Aufbereitung der Ergebnisse. Sie ermöglicht es den Anwendern die Schritte der Parametrisierung des Modells in verschiedenen Modulen durchzuführen.

Zuerst wird festgelegt, welche Abläufe simuliert werden sollen. Neben dem Wasserfluss können auch Stoff- oder Wärmeströme berechnet und eine inverse Parameteroptimierung ausgewählt werden.

Im Rahmen dieser Diplomarbeit wurden Wasserflüsse im Boden berechnet und eine Parameteranpassung durch inverse Simulation durchgeführt.

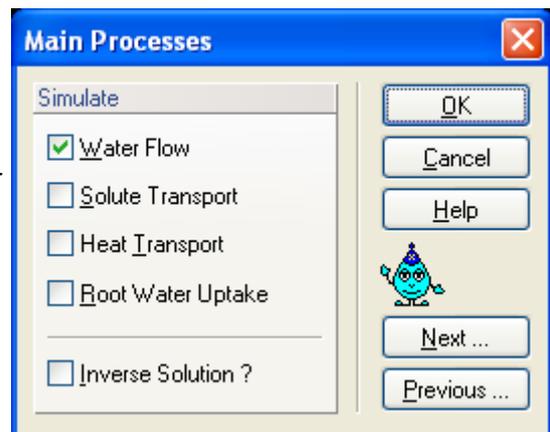


Abbildung 16: Main Processes (ŠIMŮNEK et al., 2010)

### 5.3.2 Parametrisierung des Modells

Die Erstellung des Modells beginnt mit der Angabe von räumlichen und zeitlichen Daten zum Prozess, der simuliert werden soll.

#### 5.3.2.1 Geometrische Information

Die Modellgeometrie wird als zwei- oder dreidimensional festgelegt. Zweidimensionale Flächen können vertikal oder horizontal durchflossen werden oder als quasi-dreidimensionale achsensymmetrische Fläche beschrieben werden. Die Größe und Lage des zu durchfließenden Mediums werden festgelegt. Für die Modellierung der Lysimeter wurde eine zweidimensionale rechteckige Fläche mit den Maßen der Lysimeter erstellt.

Unter dem Punkt *domain definition* wird ein numerisches Netz generiert. Es kann ein einfaches rechteckig strukturierter Netz oder ein unstrukturiertes Netz finiter Elemente

ausgewählt werden. Für die Simulation wurde ein rechteckiges strukturiertes Netz generiert.

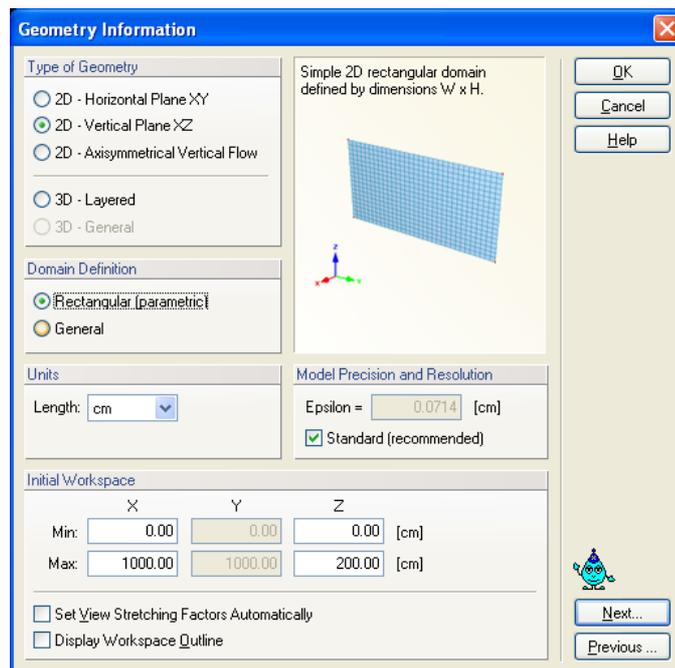


Abbildung 17: Geometry Information (ŠIMUNEK et al., 2010)

Außerdem wird hier auch die Längeneinheit bestimmt, in der auch alle späteren Eingaben (Niederschlag, Transpiration etc.) gemacht werden müssen.

In einem weiteren Dialog-Fenster werden zeitliche Diskretisierungen festgelegt: Einheit, Beginn- und Endzeitpunkt, Zeitschritte und die Anzahl der zeitabhängigen Randbedingungen.

In einem separaten Dialog zu den Ausgabeinformationen (*output informations*) kann eine Auswahl an Zeitpunkten (*print times*) getroffen werden, an denen Informationen, z.B. die Werte von Wassergehalt oder Wasserspannung, ausgegeben werden. Es ist hier wichtig festzulegen, welche zeitliche Auflösung der Bilanzierung zugrunde liegen soll (WETZEL, 2005).

Um die nichtlineare Richards-Gleichung zu lösen, muss ein iterativer Prozess angewandt werden und die maximale Anzahl der Iterationen wird bestimmt. Iterationsverfahren sind Verfahren der schrittweisen Annäherung an die Lösung .

### 5.3.2.2 Time Variable Boundary Conditions

Über das Modul *time variable boundary conditions* werden Angaben zu Niederschlag, potentieller Evaporation und potentieller Transpiration in die Berechnung miteinbezogen.

	Time [days]	Precip. [cm/day]	Evap. [cm/day]	Transp. [cm/day]	hCritA [cm]	Var.FI1 [cm/day]	Var.H-1 [cm]
1	1	0	0	0,4	10000	0	0
2	2	0	0	0,4	10000	0	0
3	3	0	0	0,4	10000	0	0
4	4	0	0	0,4	10000	0	0
5	5	0	0	0,4	10000	0	0
6	6	0	0	0,4	10000	0	0
7	7	0	0	0,4	10000	0	0
8	8	0	0	0,4	10000	0	0
9	9	0	0	0,4	10000	0	0
10	10	0	0	0,4	10000	0	0
11	11	0	0	0,4	10000	0	0
12	12	0	0	0,4	10000	0	0
13	13	0	0	0,4	10000	0	0
14	14	0	0	0,4	10000	0	0
15	15	0	0	0,4	10000	0	0
16	16	0	0	0,4	10000	0	0
17	17	0	0	0,4	10000	0	0

Abbildung 18: Time Variable Boundary Conditions (ŠIMŮNEK et al., 2010)

Der Niederschlag (*precipitation*), potentielle Evaporation (*evaporation*), potentielle Transpiration (*transpiration*) werden je Zeitschritt eingegeben. Die Eingabe hCritA beschreibt die minimale Wasserspannung an der Bodenoberfläche. Ab diesem Punkt können die Pflanzenwurzeln kein Wasser mehr aufnehmen (PWP). Wichtig ist dieser Wert für die Evaporation, er beschreibt den Punkt, ab dem die aktuelle Evaporation gegenüber der potentiellen Evaporation reduziert wird (WETZEL, 2005). In den Spalten Var FI 1 - 4, Var H-1 - 4 können Eingaben zu Randbedingungen mit variablem Wasserfluss bzw. variabler Wasserspannung festgelegt werden.

Die Niederschlagsdaten wurden aus den Messungen in Deutsch-Wagram übernommen, Evaporation und Transpiration wurden für die Simulationsversuche anhand von Tagesmittelwerten berechnet und verwendet. In der Simulation anhand der Stundenmittelwerte wurde die Evaporation nicht berücksichtigt.

### 5.3.2.3 Messpunkte

In dem Modul *domain properties* können Beobachtungspunkte (*observation points*) bestimmt und in dem Modell lokalisiert werden. An diesen Punkten erfolgt, nach der Berechnung des Modells, eine Ausgabe der Daten des Simulationsprozesses.

Es wurden *observation points* in den Tiefen (5cm, 15cm, 30cm und 50cm) markiert.

Diese Punkte dienen auch zur Verortung der Eingabe von gemessenen Daten bei der inversen Simulation zur Optimierung der Parameter.

### 5.3.2.4 Anfangsbedingungen

Die Anfangsbedingungen können über die Wasserspannung oder den Wassergehalt eingegeben werden.

Aus den in den Lysimeter gemessenen Daten sind Werte zur Wasserspannung in vier Tiefen und Werte zum Wassergehalt in zwei Tiefen vorhanden. Das Programm bietet die Möglichkeit, Werte an bestimmten Punkten festzulegen und die Verteilung zu bestimmen.

### 5.3.2.5 Randbedingungen

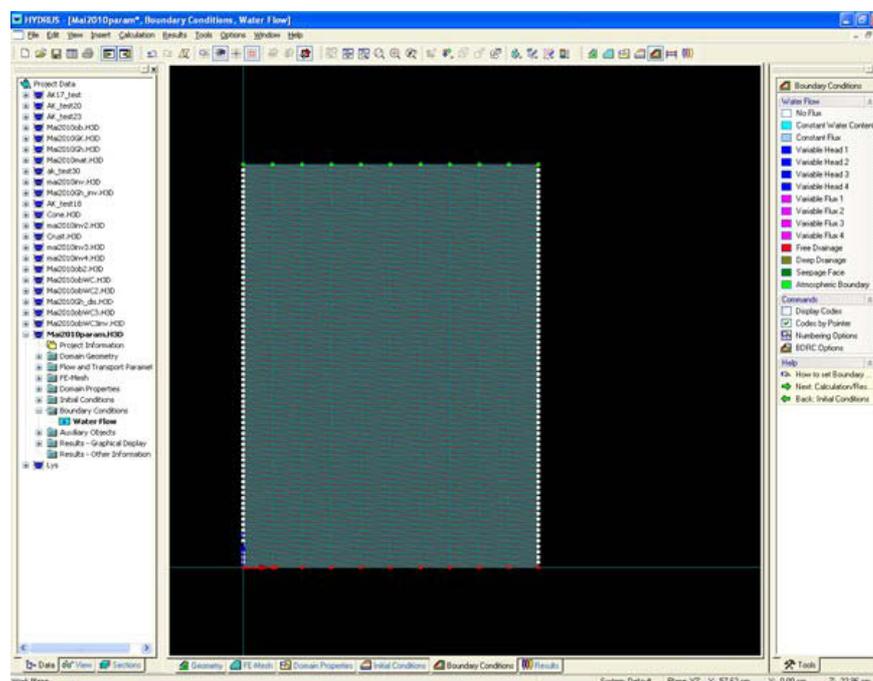


Abbildung 19: Boundary Conditions (ŠIMŮNEK et al., 2010)

Über die graphische Benutzeroberfläche können im Modell konstante oder zeitabhängige Randbedingungen (*boundary conditions*) festgelegt werden. Folgende Randbedingungen

können angewendet werden:

kein Durchfluss (*no flux*), konstante oder variable Wasserspannung (*constant head, variable head*), konstanter oder variabler Durchfluss (*constant flux, variable flux*), freie oder tiefe Drainage (*free drainage, deep drainage*), Versickerung (*seepage face*) und atmosphärische Bedingung (*atmospheric condition*).

Um die Bedingungen der Lysimeter zu simulieren, wurden für die obere Grenze eine atmosphärische Randbedingung festgelegt. *Atmospheric condition* ermöglicht es Daten zum Niederschlag, zur Evaporation und zur Transpiration in das Modell miteinzubeziehen.

Für die seitlichen Ränder wurde kein Durchfluss, *no flux*, definiert.

Die Kiesschicht, die als Drainage in die Lysimeter eingebaut wurde, wurde in der Simulation durch die untere Randbedingung *free drainage* abgebildet. Diese Bedingung erlaubt es, dass Wasser unter Einfluss der Schwerkraft nach unten abfließt, unabhängig vom Grundwasserspiegel.

### **5.3.3 Hydraulisches Modell**

Zur Errechnung der hydraulischen Leitfähigkeit wurde das Modell VAN GENUCHTEN-MUALEM ausgewählt.

Aufgrund der speziellen Bodenzusammensetzung, die bei der Versuchsreihe in den Lysimetern verwendet wird, gestaltet sich die Ermittlung passender Van Genuchten-Parameter für das Modell schwierig.

In dem auf Pedotransferfunktionen basierenden Modul ROSETTA LITE (siehe Kapitel 5.2.2.1) werden nur die Fraktionen des Feinbodens (*sand, silt, clay*) berücksichtigt und es gibt keine Möglichkeit, einen bestimmten Kiesanteil des Bodens abzubilden. Grundsätzlich kann ein höherer Anteil an Kies im Boden über höhere Werte der Parameter  $\alpha$  und  $n$  ausgedrückt werden, doch führen höhere Werte auch zu numerischer Instabilität bei der Berechnung.

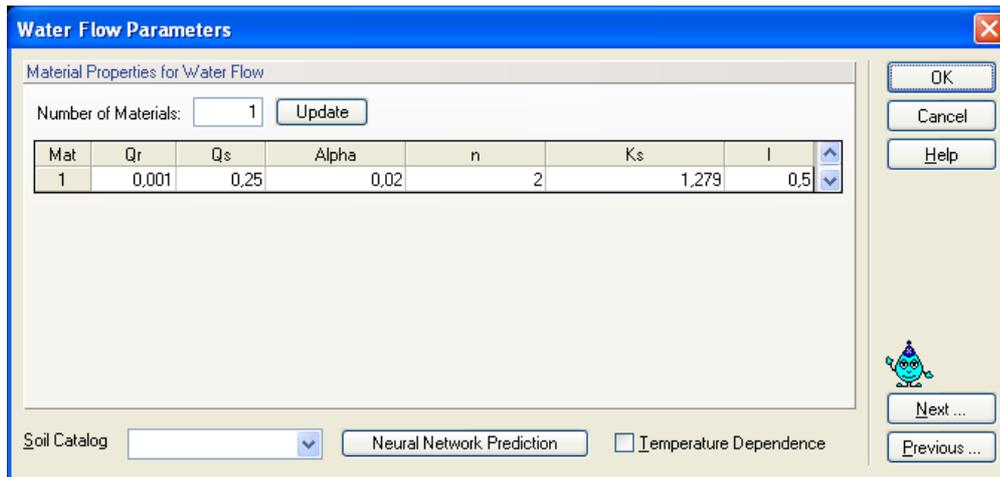


Abbildung 20: Eingabeparameter für das Mualem-Van Genuchten Modell (ŠIMŮNEK et al., 2010)

Der Sättigungswassergehalt  $Q_s$  des Bodens wurden in Kalibrierungsversuchen ermittelt, er liegt in bei dem in den Lysimetern verwendeten Bodenmaterial bei 25 % ( $Q_s = 0,25$ ).

Die gesättigte Durchlässigkeit  $K_s$  wurde für das Material mittels Durchlässigkeitsversuch ermittelt, bei der verwendeten Probe lag  $K_{10}$  (die gesättigte Durchlässigkeit bei einer Wassertemperatur von  $10^\circ\text{C}$ ) bei  $1,5 \cdot 10^{-7} \text{ m/s}$  (= 1,297 cm/d). Dieser Wert zeigt im Vergleich zu natürlich gelagerten Böden (Tabelle 4) die hohe Verdichtung, mit der das Material eingebaut wurde.

### 5.3.3.1 Inverse Simulation

Für die Parameter  $\alpha$ ,  $n$  und  $l$  wurden für die Simulationsversuche zuerst Werte angenommen, die aus der Literatur (siehe Kapitel 3.4.5.1, HARTGE & HORN, 1999) plausibel erscheinen. Ausgehend von diesen geschätzten Parametern wurde eine inverse Simulation zur Optimierung der Parameter durchgeführt.

Im Lysimeterversuch wurden die Wasserspannung in vier und der Wassergehalt in zwei unterschiedlichen Tiefen gemessen. Diese Daten dienen als Grundlage für die inverse Simulation.

Der Sättigungswassergehalt  $Q_s$  ist aus den Versuchen bekannt und wurde mit 0,25 festgelegt, die übrigen Parameter wurden schrittweise angepasst. Auch  $K_s$  ist aus Messungen bekannt, dieser Wert wurde als Ausgangswert für die Optimierung herangezogen. Aus der Literatur ist bekannt, dass gemessene Parameter die Bedingungen im Modell häufig nicht ideal abbilden

können und eine Anpassung durch inverse Simulation nötig ist (MERTENS et al., 2006, zitiert in VERBIST et al., 2009).

## 6 Ergebnisse

Es werden die Ergebnisse der Messungen mit den berechneten Daten für den Zeitraum Mai 2010 verglichen.

Die Simulationen des Wasserhaushalts wurden zuerst mit gemessenen und geschätzten Parametern durchgeführt. Im Folgenden werden diese Parameter als geschätzte Parameter bezeichnet. Anschließend wurde durch inverse Simulation versucht die Parameter schrittweise zu optimieren. Mit den optimierten Parametern wurde dann nochmals eine direkte Simulation durchgeführt. Die verwendeten Parameter sind in Tabelle 5 ersichtlich.

	$\theta_r$ [%]	$\theta_s$ [%]	$\alpha$ [cm <sup>-1</sup> ]	n [-]	$K_s$ [cm/d]
geschätzte Werte	0,001	0,25	0,020	2,00	1,279
optimierte Werte	0,150	0,25	0,021	3,94	2,280

*Tabelle 5: Van Genuchten-Parameter*

Der Wassergehalt wurde in zwei Tiefen, und die Wasserspannung in vier unterschiedlichen Tiefen gemessen (siehe Abbildung 13, S.39).

- Tiefe 1: 5 cm (Wasserspannung, Wassergehalt)
- Tiefe 2: 15 cm (Wasserspannung)
- Tiefe 3: 30 cm (Wasserspannung, Wassergehalt)
- Tiefe 4: 50 cm (Wasserspannung)

## 6.1 Ergebnisse Wassergehalt

Den Verlauf des Wassergehalts in den zwei Tiefen zeigen die Abbildungen 21 bis 23. Um die Kurven besser vergleichen zu können, wurden Graphiken erstellt, die die unterschiedlichen Verläufe von Messung und Simulationen in jeder Tiefe darstellen (Abbildung 24 und 25).

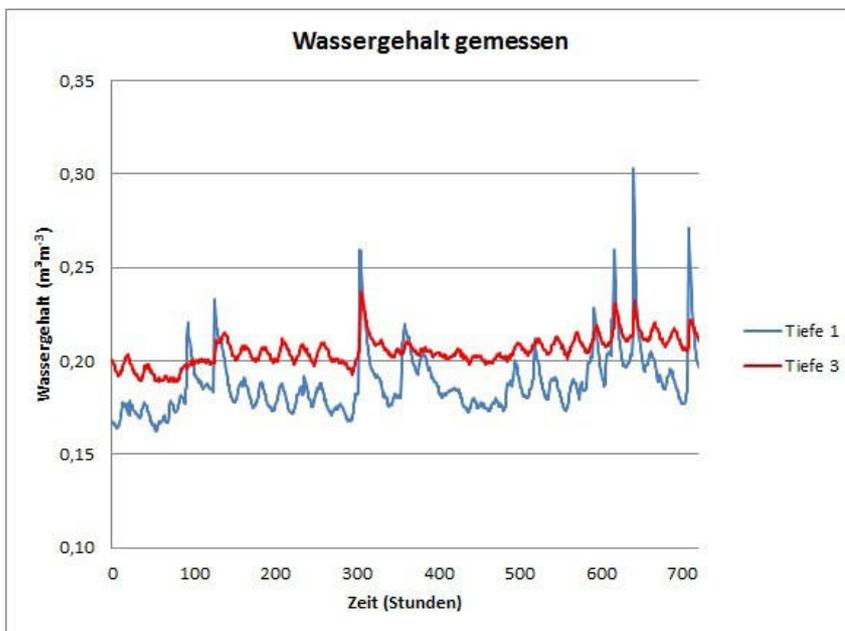


Abbildung 21: Verlauf Wassergehalt Messdaten im Lysimeter ohne Bewuchs, Versuchsanlage Deutsch-Wagram, Stundenmittelwerte Mai 2010

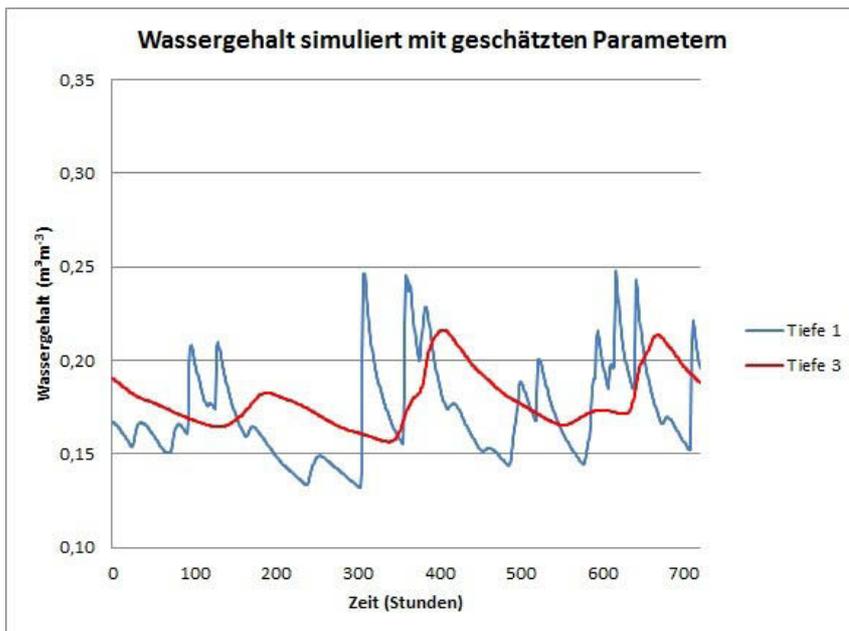


Abbildung 22: Verlauf Wassergehalt Simulation mit geschätzten Parametern im Lysimeter ohne Bewuchs, Versuchsanlage Deutsch-Wagram, Simulation Mai 2010

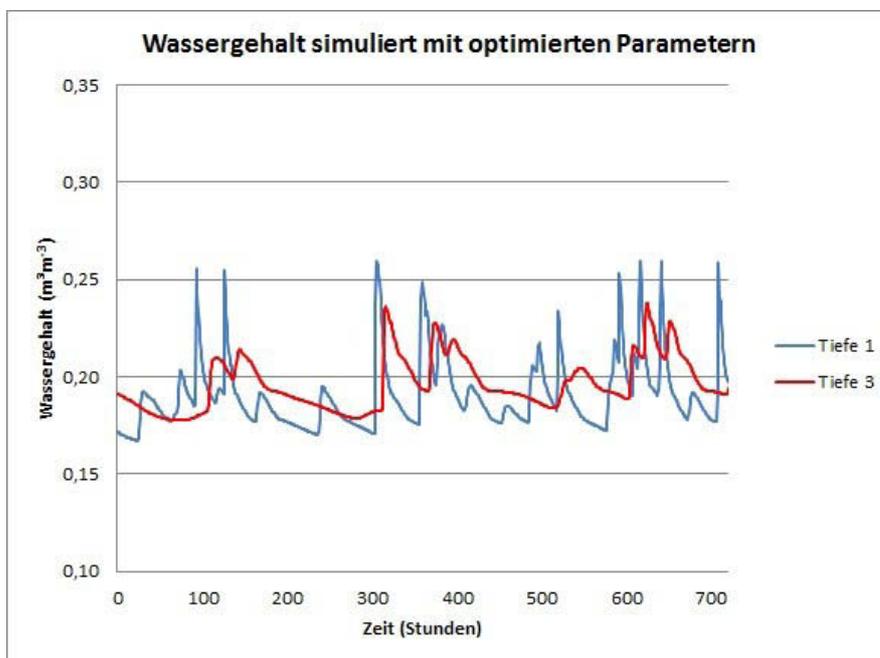


Abbildung 23: Verlauf Wassergehalt Simulation mit optimierten Parametern im Lysimeter ohne Bewuchs, Versuchsanlage Deutsch-Wagram, Simulation Mai 2010

Die Kurven zeigen, dass die Optimierung der Parameter in allen Tiefen zu einer Verbesserung der Ergebnisse der Simulation führt.

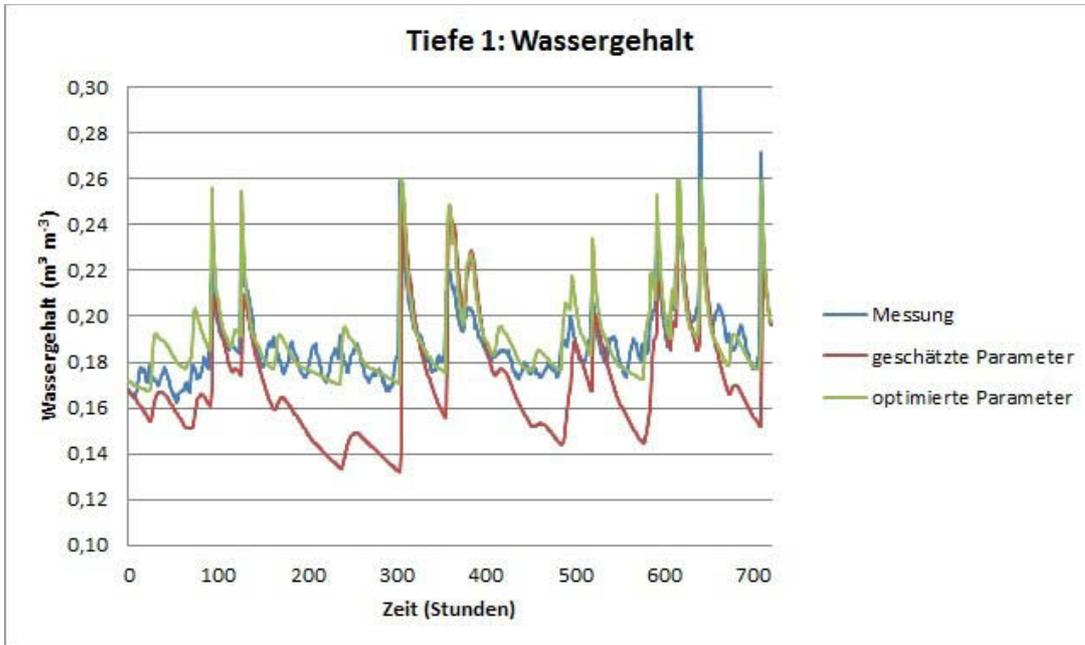


Abbildung 24: Vergleich Wassergehalt Tiefe 1

In Tiefe 1 (5 cm) ist eine relativ gute Anpassung zu erkennen. Während die Simulation mit geschätzten Parametern deutlich von den gemessenen Werten abweicht, liegen die Werte der optimierten Parameter in einem ähnlichen Bereich, wie die gemessenen. Dennoch ist zu sehen, dass die Bedingungen der Lysimeter auch durch die optimierten Parameter in der Simulation noch nicht ausreichend wiedergegeben werden. Die gemessenen Daten zeigen höhere Schwankungen des Wassergehalts in kürzeren Abständen.

In Abbildung 25 sind die gleichen Kurven für die Tiefe 3 (30 cm) abgebildet.

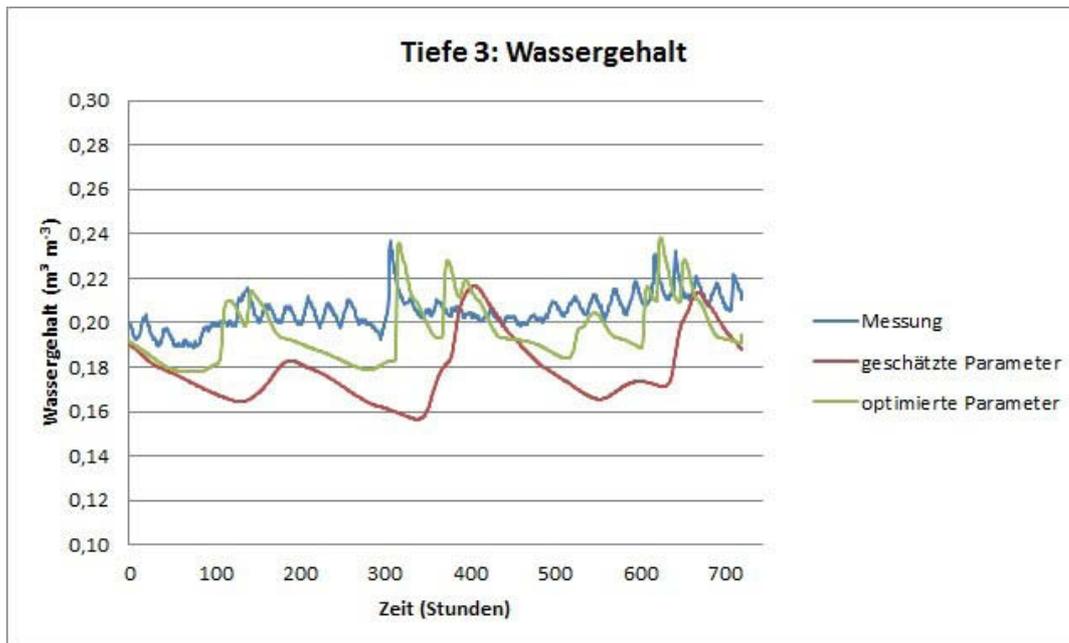


Abbildung 25: Vergleich Wassergehalt Tiefe 2

Es ist deutlich zu erkennen, dass die Kurven in größerer Tiefe stärker voneinander abweichen. Auch hier brachte die Optimierung der Parameter eine Annäherung an die gemessenen Werte, aber der Verlauf der Kurve ist deutlich abweichend. Lediglich die Spitzen werden relativ gut nachvollzogen.

Die folgenden Abbildungen stellen dar, wie hoch die Kongruenz zwischen den simulierten und den gemessenen Werten ist. Würden die simulierten und die gemessenen Daten übereinstimmen, lägen sie auf der eingezeichneten Linie der perfekten Übereinstimmung.

Für jede Datenwolke wurde eine Regressionsgerade erstellt. Das Bestimmtheitsmaß oder der Determinationskoeffizient  $R^2$  zeigt den Grad des linearen Zusammenhangs. Bei  $R^2 = 1$  (oder 100 %) wäre eine lineare Regression gegeben. Bei  $R^2 = 0$  (oder 0 %) besteht kein linearer Zusammenhang.

In Abbildung 26 und 27 sind die Zusammenhänge in Tiefe 1 zu sehen.

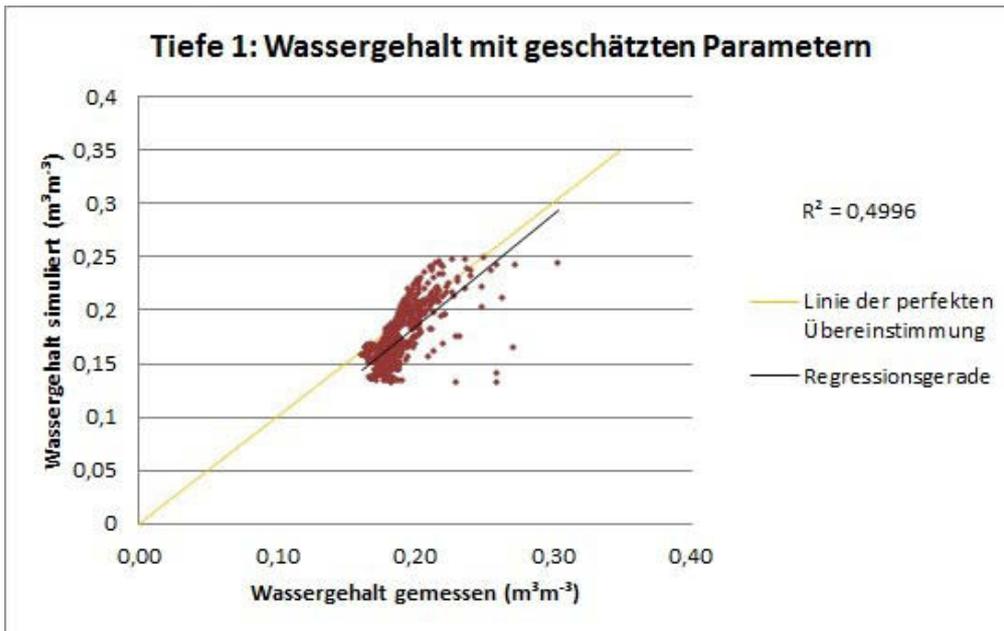


Abbildung 26: Diagramm zur Übereinstimmung Messdaten – Simulation mit geschätzten Parametern, Tiefe 1

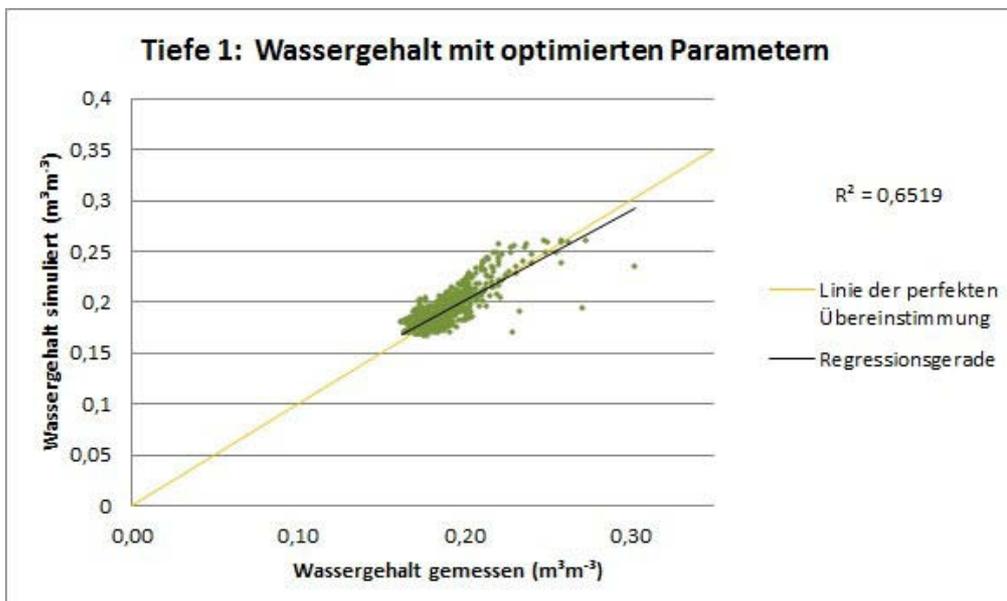


Abbildung 27: Diagramm zur Übereinstimmung Messdaten – Simulation mit optimierten Parametern, Tiefe 1

In Abbildung 28 und 29 sind die selben Zusammenhänge für Tiefe 3 dargestellt. Es zeigen sich grundsätzlich stärkere Abweichungen als in Tiefe 1. Die niedrigen  $R^2$ -Werte zeigen, dass die lineare Regression der Ergebnisse in größerer Tiefe deutlich abnimmt.

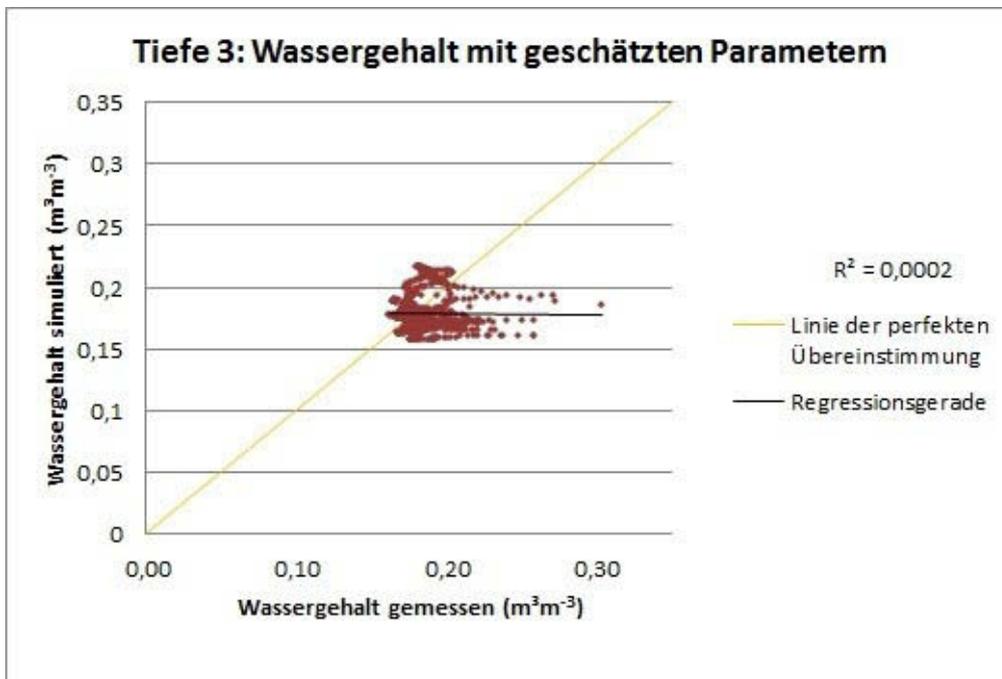


Abbildung 28: Diagramm zur Übereinstimmung Messdaten – Simulation mit geschätzten Parametern, Tiefe 3

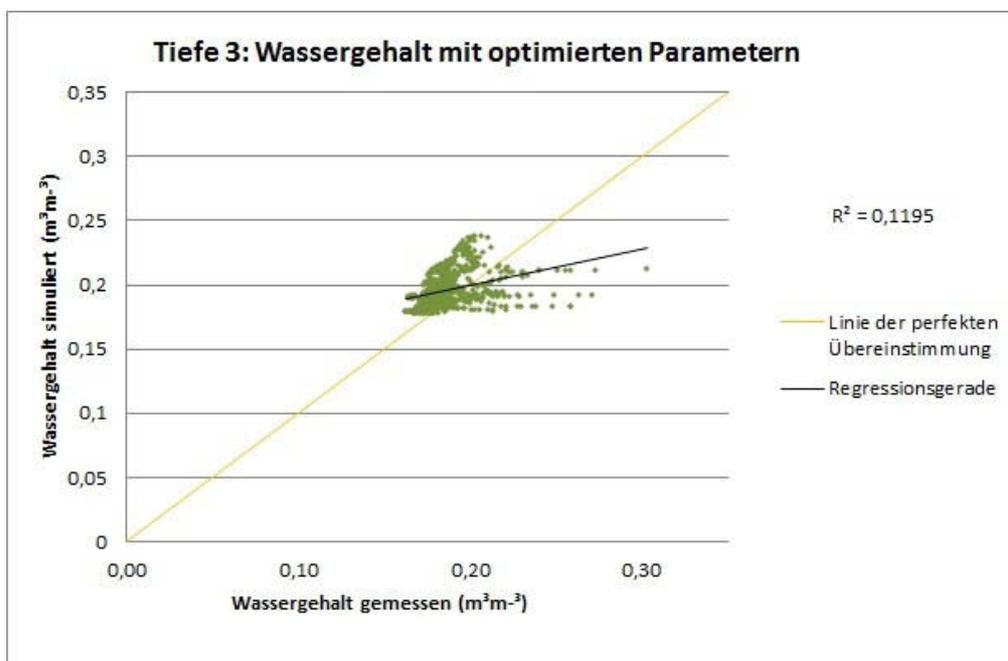


Abbildung 29: Diagramm zur Übereinstimmung Messdaten – Simulation mit optimierten Parametern, Tiefe 3

## 6.2 Ergebnisse Wasserspannung

Die Wasserspannung wurde in vier Tiefen gemessen, daher ist in den folgenden Abbildungen der Verlauf der Wasserspannung über den Zeitraum von einem Monat in Tiefe 1 bis 4 dargestellt.

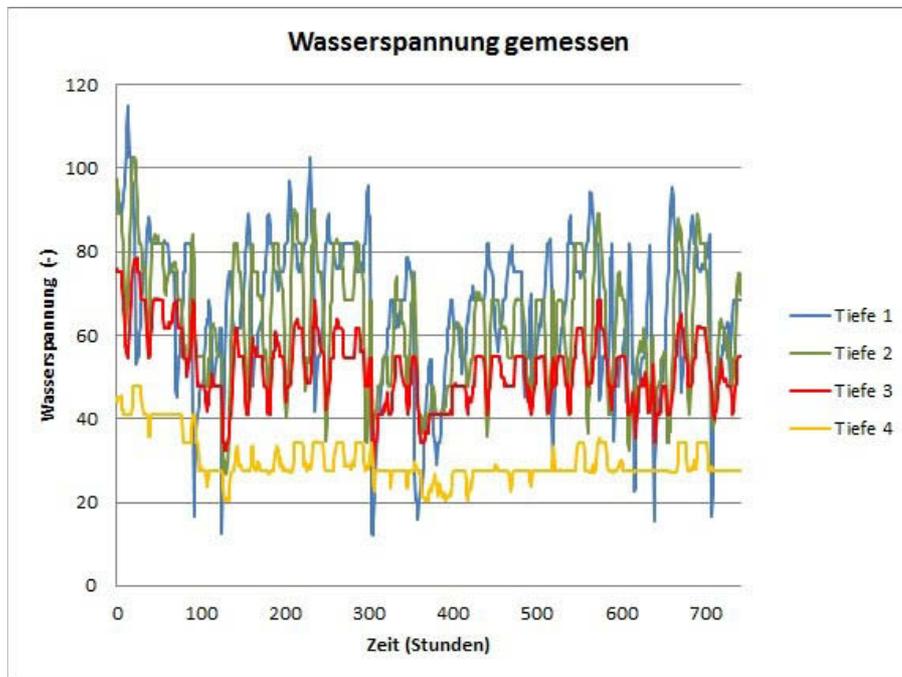


Abbildung 30: Verlauf der Wasserspannung gemessen am Lysimeter ohne Bewuchs, Versuchsanlage Deutsch-Wagram, Daten Mai 2010

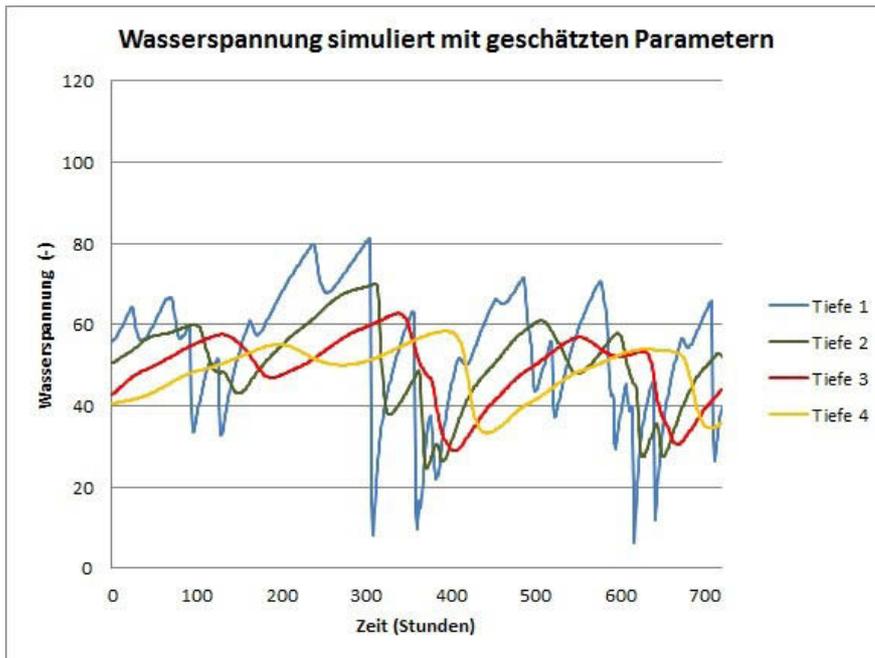


Abbildung 31: Verlauf Wasserspannung Simulation mit geschätzten Parametern, Lysimeter ohne Bewuchs, Versuchsanlage Deutsch-Wagram, Daten Mai 2010

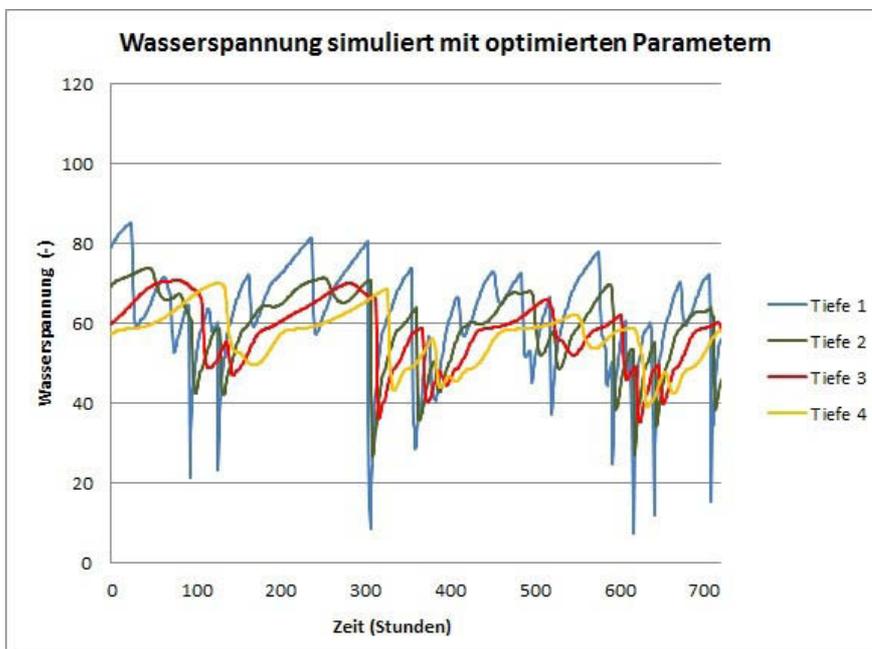


Abbildung 32: Verlauf Wasserspannung mit optimierten Parametern, Lysimeter ohne Bewuchs, Versuchsanlage Deutsch-Wagram, Daten Mai 2010

Im Bereich der Wasserspannung konnten bei der Simulation grundsätzlich schlechtere Übereinstimmungen der Werte mit den Messergebnissen erzielt werden als beim Wassergehalt.

In den Abbildungen 33 bis 36 werden die Verläufe der Wasserspannung in den unterschiedlichen Tiefen direkt verglichen.

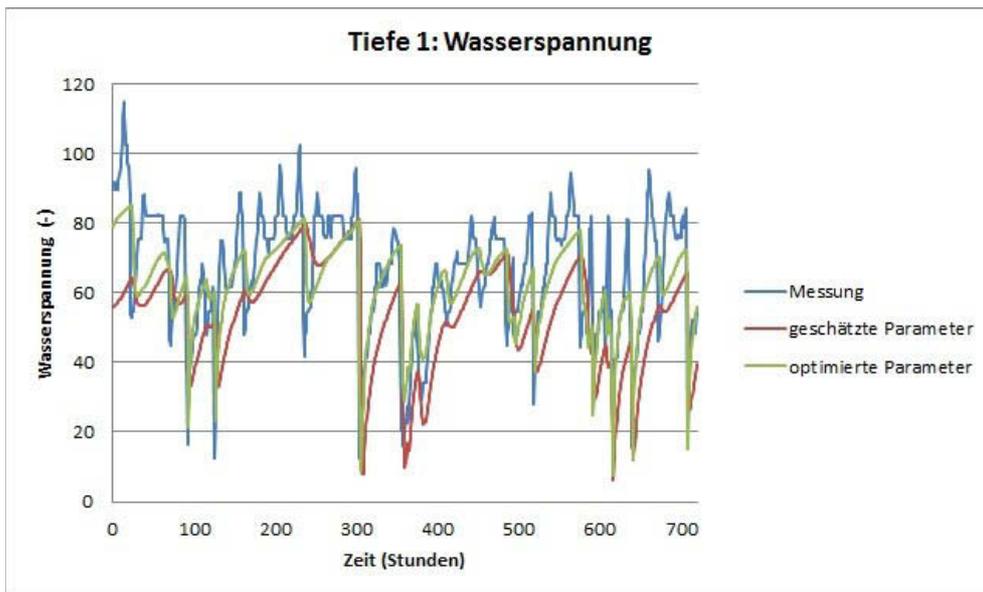


Abbildung 33: Vergleich Wasserspannung, Tiefe 1

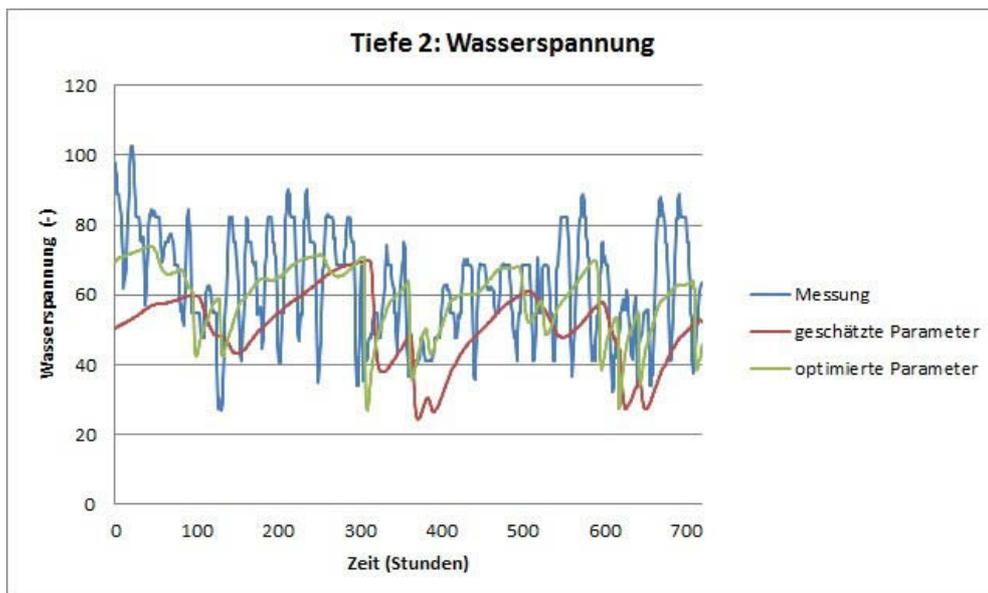


Abbildung 34: Vergleich Wasserspannung, Tiefe 2

Auch im Bereich der Wasserspannung zeigt sich, dass die Ergebnisse der Simulationen mit zunehmender Tiefe der Messpunkte weiter von den gemessenen Werten abweicht. Die gemessenen Werte weisen in allen Tiefen deutlich höhere Schwankungen auf. In Tiefe 1 wird zumindest ein ähnlicher Wertebereich zwischen Simulation und Messung erreicht, wenn auch die Spitzen der Wasserspannung durch das Modell weder mit geschätzten noch mit optimierten Parametern nachgebildet wurden. In Tiefe 2 ist der Verlauf der simulierten Kurven schon deutlich abweichender und in den Tiefen 3 und 4 sind kaum noch Übereinstimmungen zu erkennen (Abbildung 35 und 36).

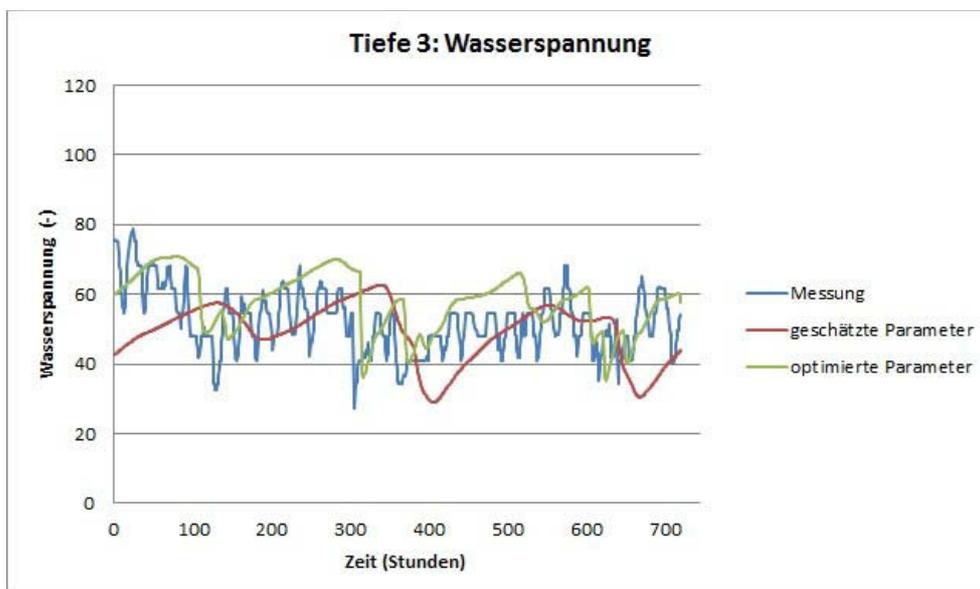


Abbildung 35: Vergleich Wasserspannung, Tiefe 3

Während die simulierten Ergebnisse in Tiefe 3 in einem gleichen Bereich wie die Ergebnisse der Messung liegen, konnte in Tiefe 4 weder der Verlauf der Kurve noch der Wertebereich der Messdaten nachgebildet werden.

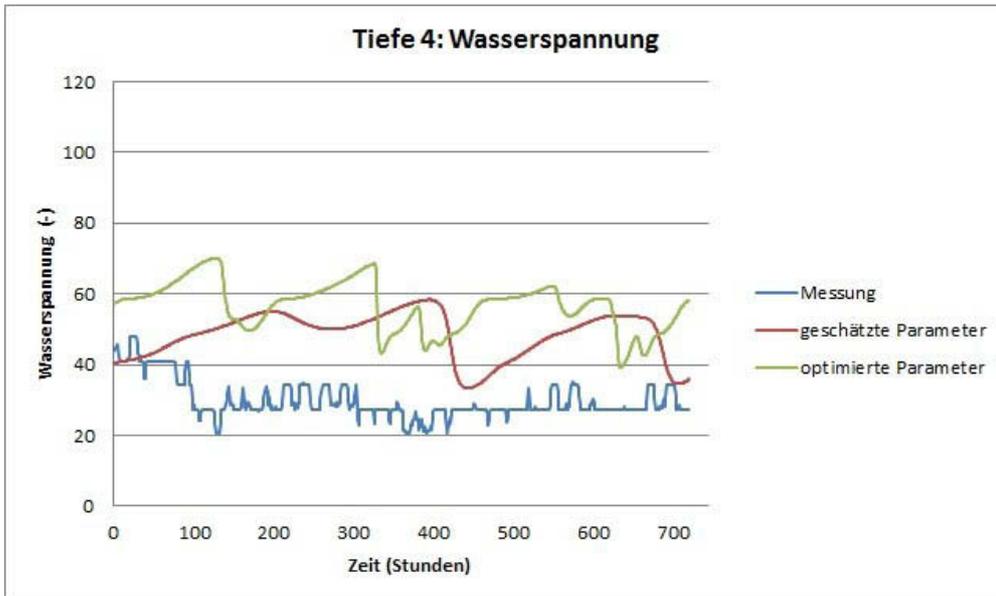


Abbildung 36: Vergleich Wasserspannung, Tiefe 4

Die Graphiken zeigen, dass die hydraulischen Eigenschaften des Bodens im Modell noch nicht ausreichend abgebildet werden.

Auch für die Wasserspannung wurden die gemessenen und die simulierten Werte in jeder Tiefe gegenübergestellt.

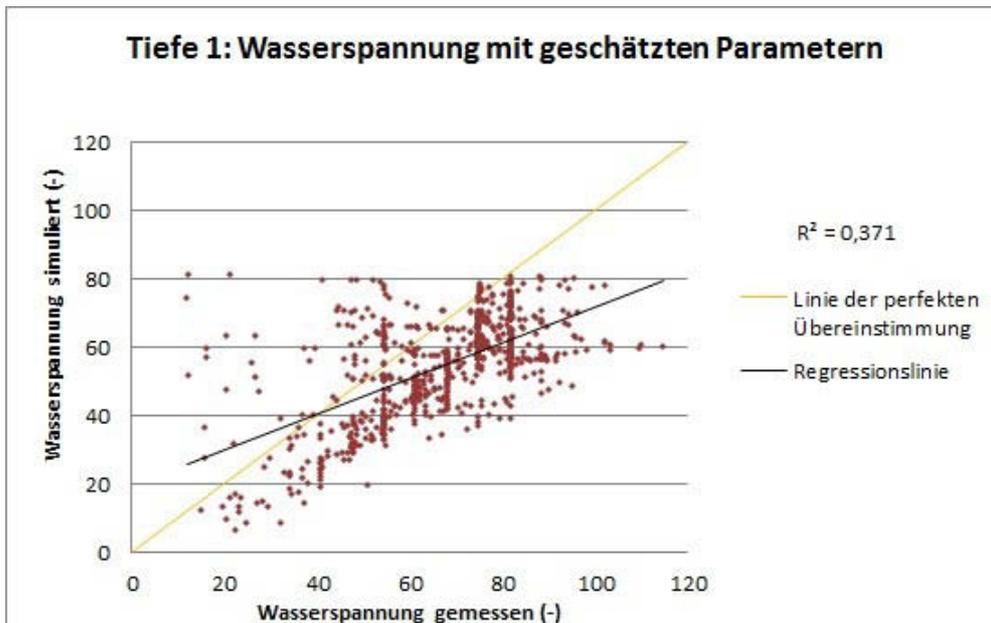


Abbildung 37: Diagramm zur Übereinstimmung Messdaten – Simulation mit geschätzten Parametern, Tiefe 1

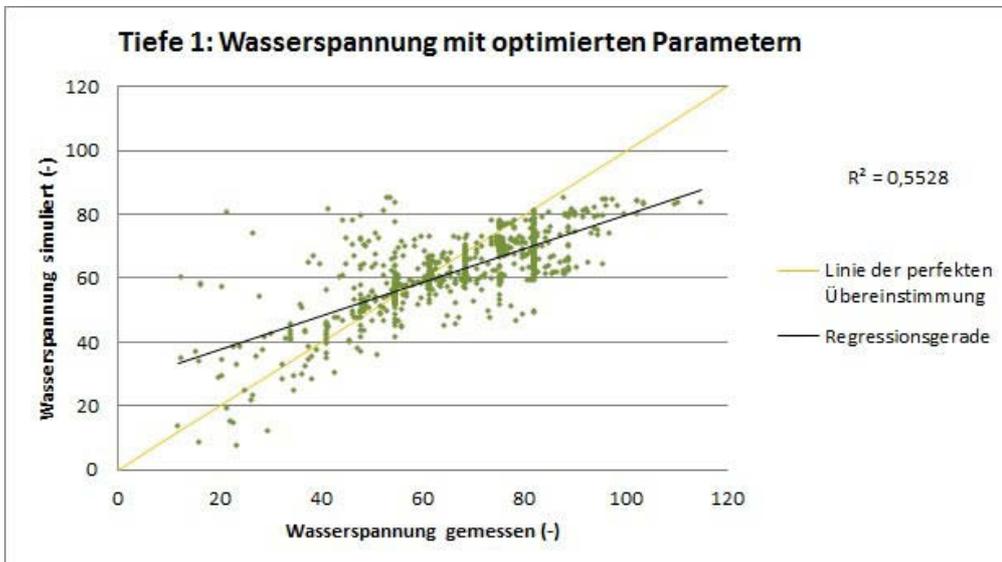


Abbildung 38: Diagramm zur Übereinstimmung Messdaten – Simulation mit optimierten Parametern, Tiefe 1

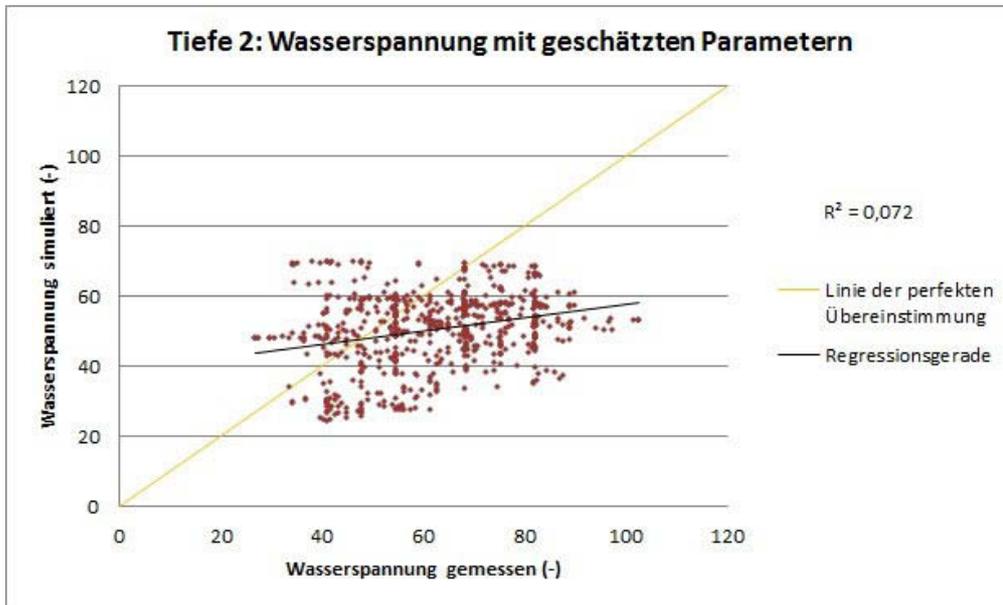


Abbildung 39: Diagramm zur Übereinstimmung Messdaten – Simulation mit geschätzten Parametern, Tiefe 2

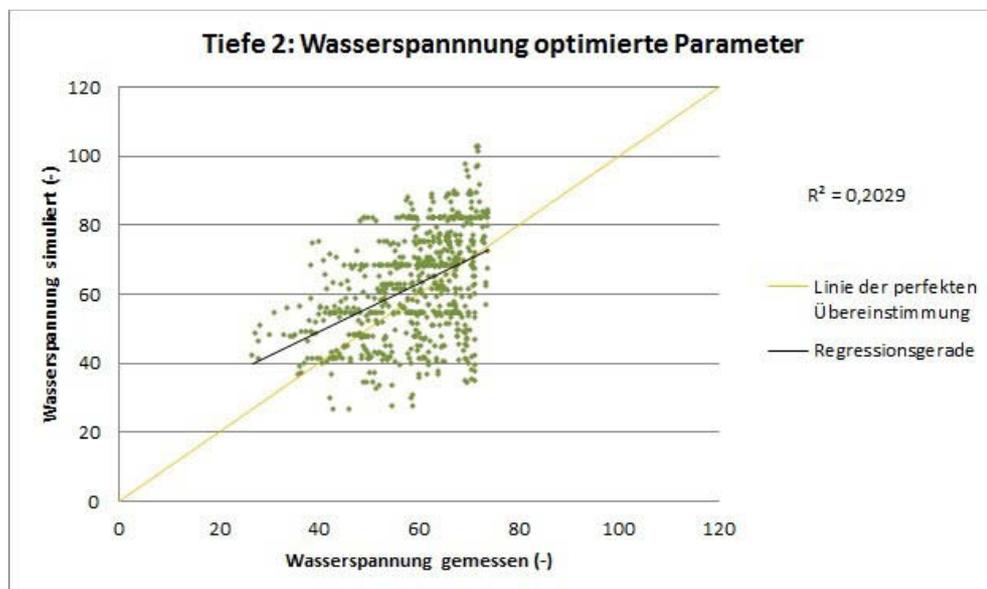


Abbildung 40: Diagramm zur Übereinstimmung Messdaten – Simulation mit optimierten Parametern, Tiefe 2

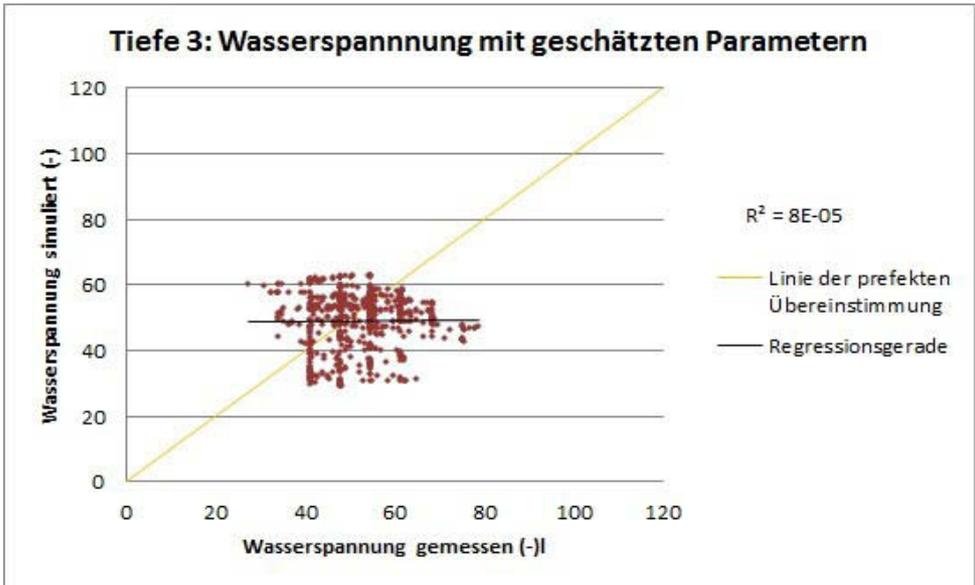


Abbildung 41: Diagramm zur Übereinstimmung Messdaten – Simulation mit geschätzten Parametern, Tiefe 3

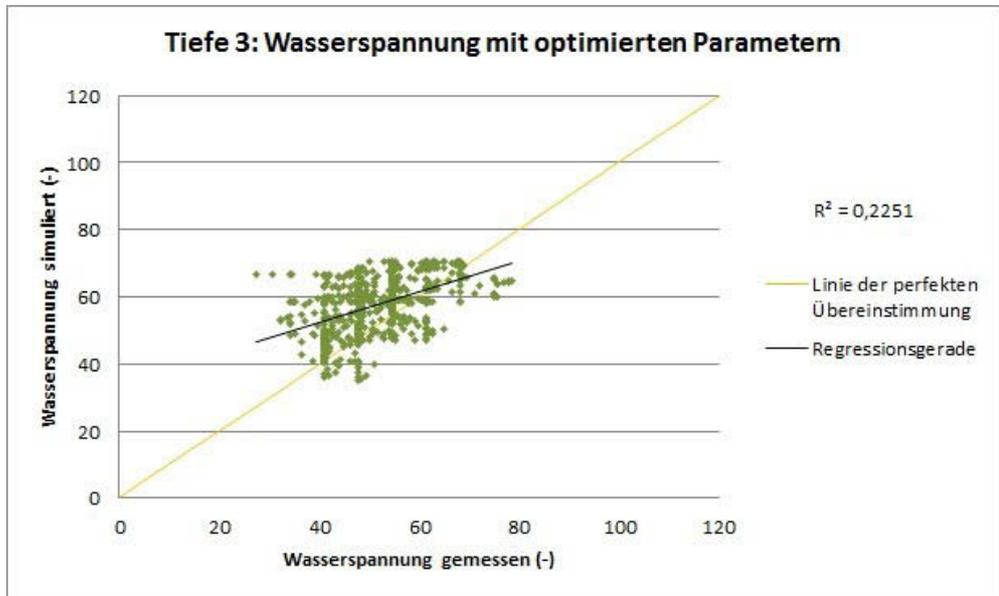


Abbildung 42: Diagramm zur Übereinstimmung Messdaten – Simulation mit optimierten Parametern, Tiefe 3

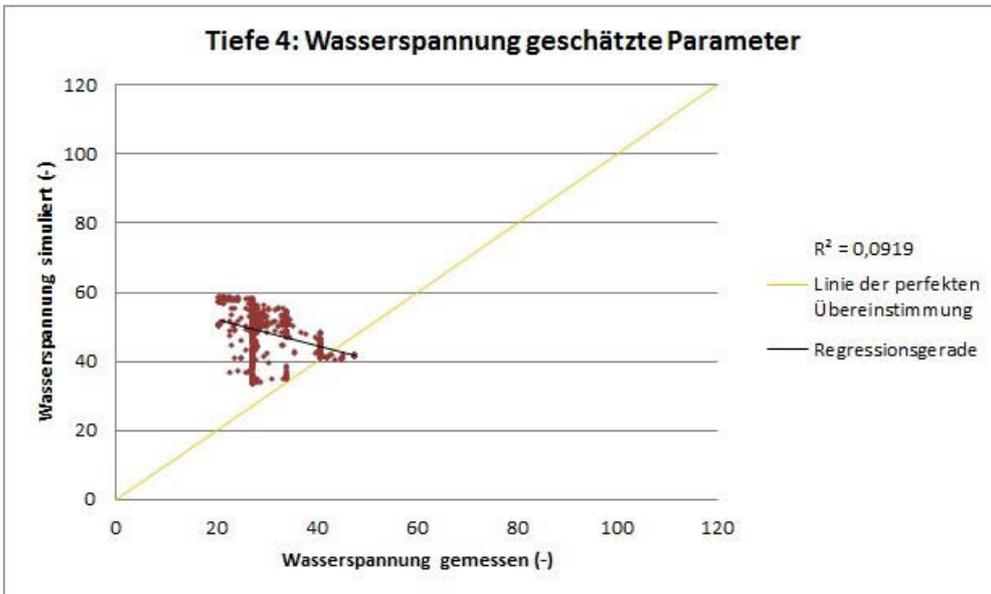


Abbildung 43: Diagramm zur Übereinstimmung Messdaten – Simulation mit geschätzten Parametern, Tiefe 4

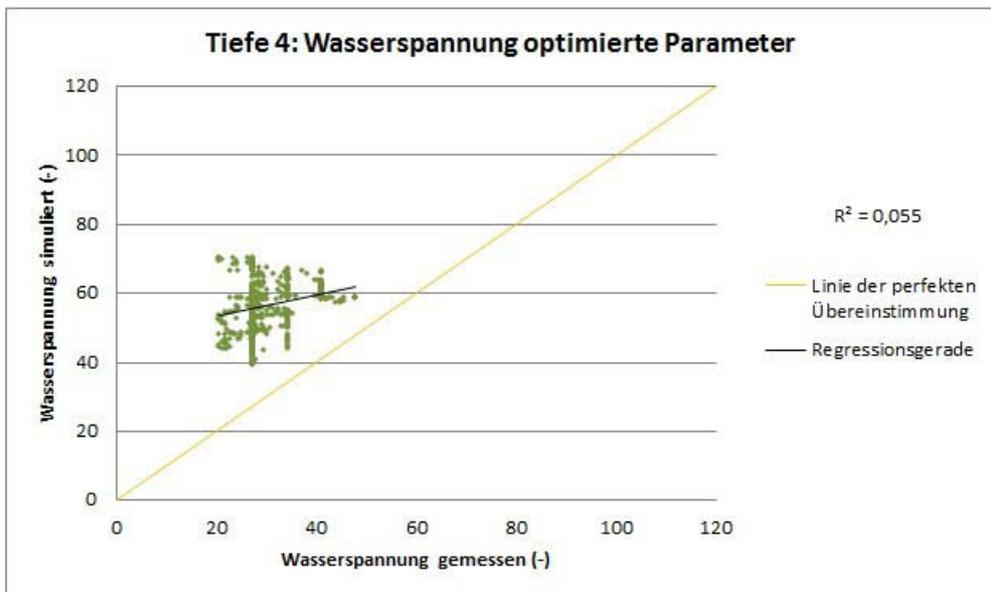


Abbildung 44: Diagramm zur Übereinstimmung Messdaten – Simulation mit optimierten Parametern, Tiefe 4

Im Bereich der Wasserspannung wird ersichtlich, dass durch die Optimierung der Parameter im oberen Bereich des Bodenprofils eine Verbesserung der Übereinstimmung der simulierten mit den gemessenen Daten erwirkt wird. Im unteren Bereich konnte auch mit der Anpassung der Parameter keine Annäherung erreicht werden.

### **6.3 Diskussion**

Die unterschiedlichen Ergebnisse in den Bereichen Wassergehalt und Wasserspannung zeigen deutlich, dass die charakteristischen Eigenschaften des Bodenmaterials in den Lysimetern noch nicht abgebildet werden konnten. Der Kiesanteil einerseits und die hohe Verdichtung andererseits machen es schwierig, die Bedingungen der Lysimeter über Berechnung durch eine Pedotransferfunktion im Modell abzubilden. Daher wurde versucht die Parameter über inverse Simulation zu bestimmen. Durch den Optimierungsprozess konnten die Ergebnisse der Simulationen verbessert werden, dennoch wurden keine eindeutigen exakten Parameter für das Modell gewonnen.

Auch die geringere Übereinstimmung der gemessenen mit den simulierten Werten in größerer Tiefe weisen darauf hin, dass die spezifischen Bedingungen des Wasserflusses im Modell noch nicht dargestellt werden konnten.

## 7 Ausblick

In den letzten Jahrzehnten wurden im Bereich der Simulationsmodelle große Fortschritte gemacht. In der Forschung können sie für die Vorhersage oder Planung unterschiedlicher Prozesse eingesetzt werden. Weiters bieten sie eine Hilfe für das Verständnis von natürlichen Prozessen (LOISKANDL, 1998).

Modelle sind vereinfachte Darstellungen der realen Verhältnisse, daher sind sie auf ihrer Eignung zur Beschreibung der Wirklichkeit zu prüfen. Angesichts der Komplexität der beteiligten Prozesse ist eine intensive Auseinandersetzung mit den Grundlagen unumgänglich um zu plausiblen Ergebnissen zu gelangen. Um eine konkrete Versuchssituation im Modell korrekt wiederzugeben, sind viele Faktoren zu berücksichtigen. Im Rahmen dieser Arbeit wurden die Grundlagen zum Modell Hydrus-2D beschrieben und der Umgang mit der Software dargestellt. Der Vergleich der gemessenen mit den simulierten Daten zeigt, dass es gelungen ist, die hydraulischen Eigenschaften des Bodens in den oberen Teilen des Lysimeters relativ gut zu simulieren, an den tieferen Messpunkten zeigen sich größere Abweichungen. In weiterer Folge muss das erstellte Modell noch genauer an die Versuchsbedingungen angepasst werden. Die Daten zu Evaporation, Transpiration, Temperatur und zur Durchwurzelung wurden in den Simulationen noch nicht berücksichtigt, sie stellen aber wichtige Größen für die Berechnung dar.

Die Untersuchungen an den Lysimetern in Deutsch-Wagram sind eine gute Grundlage für die Simulation des Bodenwasserhaushalts, weil durch die unter Versuchsbedingungen gemessenen Daten das Modell evaluiert und immer weiter angepasst werden kann. In der vorliegenden Diplomarbeit wurde lediglich der Wassergehalt und die Wasserspannung untersucht, das Modell ermöglicht auch andere Betrachtungen zu Wasser- und Stoffflüssen im Boden. In weiterer Folge wäre es auch möglich, die in der Simulation der Versuchsanlage gewonnenen Erkenntnisse über die Bodeneigenschaften für weitere Simulationen über den Bodenwasserhaushalt der Hochwasserschutzdämme heranzuziehen.

## 8 Abbildungen und Tabellen

### Abbildungsverzeichnis

Abbildung 1: Körnungslinie (Quelle: <a href="http://www.geodz.com/deu/d/Körnungslinie">http://www.geodz.com/deu/d/Körnungslinie</a> ).....	11
Abbildung 2: Körnungsdiagramm (Quelle: <a href="http://hypersoil.uni-muenster.de/0/03/img/06_4.jpg">http://hypersoil.uni-muenster.de/0/03/img/06_4.jpg</a> ).....	12
Abbildung 3: Proctorkurve (Quelle: <a href="http://www.bfi-zeiser.de/arbeitsbereiche.html">http://www.bfi-zeiser.de/arbeitsbereiche.html</a> ).....	16
Abbildung 4: Erscheinungsform des unterirdischen Wassers nach HÖLTING (1996) .....	18
Abbildung 5: Darstellung des Bodenwasserhaushalts (Quelle: <a href="http://hypersoil.uni-muenster.de/0/03/04.htm">http://hypersoil.uni-muenster.de/0/03/04.htm</a> ).....	19
Abbildung 6: Wasserspannungs-Wassergehaltskurve aus SCHEFFER & SCHACHTSCHABEL (2010).....	20
Abbildung 7: Abhängigkeit der ungesättigten hydraulischen Leitfähigkeit vom Wassergehalt aus SCHEFFER & SCHACHTSCHABEL (2010).....	24
Abbildung 8: Schematische Darstellung von wägbaren Lysimetern mit und ohne Grundwasser ( <a href="http://www.geodz.com/deu/d/Lysimeter">http://www.geodz.com/deu/d/Lysimeter</a> ).....	33
Abbildung 9: Modelle zur Pflanzenwasseraufnahme (Quelle: ŠIMŮNEK, 2010).....	38
Abbildung 10: Lysimeterversuchsanlage Deutsch-Wagram, Oktober 2010.....	40
Abbildung 11: Lysimeter bepflanzt mit Weiden, Deutsch-Wagram, Oktober 2011.....	41
Abbildung 12: Körnungslinie für 10 Proben des Bodenmaterials der Versuchsdämme in Deutsch-Wagram (2008) gemäß ÖNORM B4412 – Korngrößenverteilung (LAMMERANNER, 2011).....	42
Abbildung 13: Messtechnik der Lysimeter in Deutsch-Wagram (LAMMERANNER & OBRIJETAN, 2011).....	43
Abbildung 14: Modelle zur Berechnung der hydraulischen Eigenschaften des Bodens (ŠIMŮNEK et al., 2010).....	48
Abbildung 15: Das Modul ROSETTA LITE (SCHAAP et al., 2001) zur Bestimmung der hydraulischen Bodenparameter.....	49
Abbildung 16: Main Processes (ŠIMŮNEK et al., 2010).....	52
Abbildung 17: Geometry Information (ŠIMŮNEK et al., 2010).....	53
Abbildung 18: Time Variable Boundary Conditions (ŠIMŮNEK et al., 2010).....	54
Abbildung 19: Boundary Conditions (ŠIMŮNEK et al., 2010).....	55
Abbildung 20: Eingabeparameter für das Mualem-Van Genuchten Modell (ŠIMŮNEK et al., 2010).....	57
Abbildung 21: Verlauf Wassergehalt Messdaten im Lysimeter ohne Bewuchs, Versuchsanlage Deutsch-Wagram, Stundenmittelwerte Mai 2010.....	59
Abbildung 22: Verlauf Wassergehalt Simulation mit geschätzten Parametern im Lysimeter ohne Bewuchs, Versuchsanlage Deutsch-Wagram, Simulation Mai 2010.....	60
Abbildung 23: Verlauf Wassergehalt Simulation mit optimierten Parametern im Lysimeter ohne Bewuchs, Versuchsanlage Deutsch-Wagram, Simulation Mai 2010.....	60
Abbildung 24: Vergleich Wassergehalt Tiefe 1 .....	61
Abbildung 25: Vergleich Wassergehalt Tiefe 2.....	62
Abbildung 26: Diagramm zur Übereinstimmung Messdaten – Simulation mit geschätzten Parametern, Tiefe 1.....	63
Abbildung 27: Diagramm zur Übereinstimmung Messdaten – Simulation mit optimierten Parametern, Tiefe 1.....	63
Abbildung 28: Diagramm zur Übereinstimmung Messdaten – Simulation mit geschätzten	

Parametern, Tiefe 3.....	64
Abbildung 29:Diagramm zur Übereinstimmung Messdaten – Simulation mit optimierten Parametern, Tiefe 3.....	64
Abbildung 30: Verlauf der Wasserspannung gemessen am Lysimeter ohne Bewuchs, Versuchsanlage Deutsch-Wagram, Daten Mai 2010.....	65
Abbildung 31: Verlauf Wasserspannung Simulation mit geschätzten Parametern, Lysimeter ohne Bewuchs, Versuchsanlage Deutsch-Wagram, Daten Mai 2010.....	66
Abbildung 32: Verlauf Wasserspannung mit optimierten Parametern, Lysimeter ohne Bewuchs, Versuchsanlage Deutsch-Wagram, Daten Mai 2010.....	66
Abbildung 33: Vergleich Wasserspannung, Tiefe 1.....	67
Abbildung 34: Vergleich Wasserspannung, Tiefe 2.....	67
Abbildung 35: Vergleich Wasserspannung, Tiefe 3.....	68
Abbildung 36: Vergleich Wasserspannung, Tiefe 4.....	69
Abbildung 37: Diagramm zur Übereinstimmung Messdaten – Simulation mit geschätzten Parametern, Tiefe 1.....	70
Abbildung 38: Diagramm zur Übereinstimmung Messdaten – Simulation mit optimierten Parametern, Tiefe 1.....	70
Abbildung 39: Diagramm zur Übereinstimmung Messdaten – Simulation mit geschätzten Parametern, Tiefe 2.....	71
Abbildung 40: Diagramm zur Übereinstimmung Messdaten – Simulation mit optimierten Parametern, Tiefe 2.....	71
Abbildung 41: Diagramm zur Übereinstimmung Messdaten – Simulation mit geschätzten Parametern, Tiefe 3.....	72
Abbildung 42: Diagramm zur Übereinstimmung Messdaten – Simulation mit optimierten Parametern, Tiefe 3.....	72
Abbildung 43: Diagramm zur Übereinstimmung Messdaten – Simulation mit geschätzten Parametern, Tiefe 4.....	73
Abbildung 44: Diagramm zur Übereinstimmung Messdaten – Simulation mit optimierten Parametern, Tiefe 4.....	73

## **Tabellenverzeichnis**

Tabelle 1: Einteilung der Kornfraktionen nach SCHROEDER (1992).....	11
Tabelle 2: Porengrößenverteilung nach SCHEFFER & SCHACHTSCHABEL (2010).....	13
Tabelle 3: Schwankungsbereiche von Lagerungsdichte, Porenvolumen und Porenziffer in Mineralböden nach SCHEFFER & SCHACHTSCHABEL (2010).....	15
Tabelle 4: Hydraulische Bodenparameter für das Van Genuchten-Modell für die 12 Texturklassen des USDA Körnungsdreiecks, wie sie im Modul ROSETTA LITE implementiert sind (ŠIMŮNEK et al., 2006).....	50
Tabelle 5: Van Genuchten-Parameter .....	58

## 9 Literaturverzeichnis

- ALLEN R., PEREIRA L., RAES D., SMITH M. (1998): Crop Evapotranspiration. Guidelines for computing crop water requirements - FAO Irrigation and drainage paper 56. Food and Agriculture Organisation of the UN - FAO, Rome  
(<http://www.fao.org/docrep/X0490E/X0490E00.htm>, 23.11.2011)
- BAUMGARTNER A., LIEBSCHER H. (1996): Allgemeine Hydrologie – Quantitative Hydrologie. Lehrbuch der Hydrologie. Band 1. 2. Auflage, Gebrüder Borntraeger, Berlin – Stuttgart
- BELMANS C., VESSELING J., FEDDES R. (1983): Simulation-model of the water-balance of a cropped soil: SWATRE. Journal of Hydrology, Volumes 63, pages 271-287,
- BLUME H., STAHR K., LEINWEBER P. (2010): Bodenkundliches Praktikum. 3. Auflage, Spektrum Akademischer Verlag, Heidelberg
- BLUME M. (2005): Numerische Untersuchungen zur Richards-Gleichung aus der Bodenphysik: Diskretisierung und Parameteroptimierung. Diplomarbeit, Universität Bayreuth, Fakultät für Mathematik und Physik, Bayreuth
- DANKERT J. (2011): Numerische Methoden. Skript zur Vorlesung. Hochschule für Angewandte Wissenschaften Hamburg, Department für Maschinenbau und Produktion, Hamburg (<http://www.juergendankert.de/>, 22.11.2011)
- DURNER W., IDEN S. (2009): Modellierung von Hydrosystemen II – Ungesättigte Zone. Institut für Geoökologie, Technische Universität zu Braunschweig ([http://www.soil-tu-bs.de/lehre/Bachelor-ModelingII/SS2009/Skript-ModellierungII\\_SS09.pdf](http://www.soil-tu-bs.de/lehre/Bachelor-ModelingII/SS2009/Skript-ModellierungII_SS09.pdf), 23.11.2011)
- DURNER W., PRIESACK E., VOGEL H., ZURMÜHL T. (1999): Determination of parameters for flexible hydraulic functions by inverse modeling. in VAN GENUCHTEN M., LEIJ F. (1999): Int. Workshop on Characterization and Measurement of the Hydraulic Properties of Unsaturated Porous Media, University of California, Riverside, pages 817-829
- DVWK (1996): Merkblatt 238/1996. Ermittlung der Verdunstung von Land- und Wasserflächen. ATV-DVWK-Regelwerk. Deutscher Verband für Wasserwirtschaft und Kulturbau e.V., Bonn
- EBNER E. (2008): Gehölzstrukturen an Hochwasserschutzdämmen unter besonderer Berücksichtigung der Durchsickerung. Diplomarbeit, Universität für Bodenkultur, Wien
- EHLERS W. (1996): Wasser in Boden und Pflanze, Dynamik des Wasserhaushalts als Grundlage von Pflanzenwachstum und Ertrag. Ulmer Verlag, Stuttgart
- FANK J. (2007): Die Gras-Referenzverdunstung: Berechnungsergebnisse in Abhängigkeit von Messgeräten und Messintervallen. Joanneum Research Institut für Wasser Ressourcen Management. 12. Gumpensteiner Lysimeter Tagung, Graz
- FAO (2012): ET<sub>0</sub> Calculator. Software, Food and Agriculture Organisation of the United

Nations (<http://www.fao.org/nr/water/eto.html>, 12.11.2011)

FEDDES R., KOWALIK P., ZARADNY H. (1978): Simulation of field water use and crop yield. Centre for Agricultural Publishing and Documentation, Wageningen

FLORINETH F. (2004): Pflanzen statt Beton. Handbuch zur Ingenieurbiologie und Vegetationstechnik. Patzer Verlag, Berlin - Hannover

GISI U., SCHENKER R., SCHULIN R., STADELMANN F., STICHER H. (1997): Bodenökologie Georg Thieme Verlag, Stuttgart

HARTGE K., HORN R. (1999): Einführung in die Bodenphysik. 3. Auflage, Enke Verlag, Stuttgart

HINTERMAIER-ERHARD G., ZECH W. (1997): Wörterbuch der Bodenkunde. Enke Verlag, Stuttgart

HÖLTING B. (1996): Hydrogeologie. 5. Auflage, Enke Verlag, Stuttgart

HOLZAPFEL G. (2008): Gehölzstrukturen an Hochwasserschutzdämmen unter besonderer Berücksichtigung der Überströmbarkeit. Diplomarbeit, Universität für Bodenkultur, Wien

KOCH S. (2005): Geoökologische Untersuchungen zum sickerwassergetragenen Nähr- und Schadstofftransport aus urbanen Böden in aquatische Systeme -dargestellt am Beispiel der Stadt Halle (Saale). Dissertation, Martin-Luther-Universität Halle-Wittenberg

KRAYCHNIKOVA D. (2009): Gehölzstrukturen an Hochwasserschutzdämmen unter besonderer Berücksichtigung der Vegetationsentwicklung am Überströmungsdamm in Deutsch-Wagram (NÖ). Diplomarbeit, Universität für Bodenkultur, Wien

LAMMERANNER W., OBRIJETAN M. (2011): Untersuchungen zum Bodenwasserhaushalt und zur Durchwurzelung unter einem Gehölzbestand (*Salix purpurea* L.) im Vergleich zu einer Gräser-Kräuter-Narbe. Institut für Ingenieurbiologie und Landschaftsbau, Universität für Bodenkultur, 1. Tagung der Gesellschaft für Wurzelforschung 2011, 75-80 ([http://www.gumpenstein.com/c/index.php?option=com\\_docman&task=cat\\_view&gid=532&Itemid=100014&lang=de](http://www.gumpenstein.com/c/index.php?option=com_docman&task=cat_view&gid=532&Itemid=100014&lang=de), 20.11.2011)

LESZCZYNSKI J. (2011): Gehölzstrukturen an Hochwasserschutzdämmen unter besonderer Berücksichtigung der Entwicklung von Weidengehölzen an Hochwasserschutzdämmen. Masterarbeit, Universität für Bodenkultur, Wien

LOISKANDL W. (1998): Simulationsanwendungen für die Strömung durch ein poröses Medium. Habilitationsschrift, Universität für Bodenkultur, Wien

LUKAS B. (2011): Untersuchungen zum Einfluss von Weidensträuchern auf den Bodenwasserhaushalt eines Hochwasserschutzdamms anhand von Lysimeterversuchen. Masterarbeit. Universität für Bodenkultur, Wien

MONTEITH, J. (1965): The state and movement of water in living organisms, Symposia of the Society for Experimental Biology. Evaporation and environment. Cambridge University

Press , 205-234

MORGENSTERN Y. (2007): Analyse und Konzeption von Messstrategien zur Erfassung der bodenhydraulischen Variabilität. Dissertation, Technische Universität Dresden

MUALEM Y. (1976): A New Model for Predicting the Hydraulic Conductivity of Unsaturated Porous Media. Water Resources Research, vol. 12, issue 3, pp. 513-522

NÜTZMANN G. (2002): Einführung in die Hydrologie. Vorlesungsskript. Humboldt Universität Berlin, Institut für Gewässerökologie und Binnenfischerei. Berlin (<http://unio.igb-berlin.de/abt1/mitarbeiter/nuetzmann/#scripte>, 29.11.2011)

OBRIJETAN M. (2010): Gehölzstrukturen an Hochwasserschutzdämmen – Einfluss von Bewuchs auf den Bodenwasserhaushalt anhand von Lysimeterveruchen. Diplomarbeit, Universität für Bodenkultur, Wien

ÖNORM B2400 (2004): Hydrologie – Hydrographische Fachausdrücke und Zeichen. Ergänzende Bestimmungen zur ÖNORM EN ISO 772 und ÖNORM EN ISO 772/A1. Österreichisches Normungsinstitut, Wien

ÖNORM B4412 (1974): Erd- und Grundbau - Untersuchung von Bodenproben; Korngrößenverteilung. Österreichisches Normungsinstitut, Wien

ÖNORM B4418 (2007): Geotechnik - Durchführung von Proctorversuchen im Erdbau. Österreichisches Normungsinstitut, Wien

RAES D. (2009): Reference Manual -  $ET_0$  Calculator (Version 3.1). Food and Agriculture Organisation of the United Nations FAO, Rom

RAJIC F. (2009): Gehölzstrukturen an Hochwasserschutzdämmen unter besonderer Berücksichtigung der Vegetationsentwicklung am Überströmungsdamm in Deutsch-Wagram (NÖ). Diplomarbeit, Universität für Bodenkultur, Wien

RICHARDS L. (1931): Capillary conduction of liquids through porous mediums. Cornell University, In: Physics, Journal of Applied Physics. Vol.1, Issue 5, Pages 318 – 33

SCHAAP M., LEIJ F. (2000): Improved Prediction of Unsaturated Hydraulic Conductivity with the Mualem-Van Genuchten Model. Soil Science Society of American Journal. 64: Pages 843-851

SCHAAP M., LEIJ F., VAN GENUCHTEN M. (2001): Rosetta. A Computer Program for Estimation Soil Hydraulic Parameters with Hierarchical Pedotransfer Functions. Journal of Hydrology 251, Pages 163 – 176

SCHELLE H., IDEN S., FANK J., DURNER W. (2011): Inverse Modellierung des Wasserflusses mit Wurzelwasseraufnahme in Großlysimetern. Bericht 14. Gumpensteiner Lysimetertagung, S.51-60

SCHEFFER F., SCHACHTSCHABEL P. (2010): Lehrbuch der Bodenkunde. 16. Auflage neu bearbeitet von: BLUME H., BRÜMMER G., HORN R., KANDELER E., KÖGEL-

KNABNER I., KRETSCHMAR R., STAHR K., WILKE B., Spektrum Akademischer Verlag, Heidelberg

SCHEURER W. (1998): Flächendifferenzierte quasi-dreidimensionale Simulation des Bodenwasserhaushalts während der Vegetationsperiode unter einheitlicher Nutzung in Scheyern. Utz Verlag Wissenschaft, München

SCHÖNIGER M, DIETRICH J. (2010): Hydrologie. 2010 ([www.hydroskript.de](http://www.hydroskript.de))

SCHROEDER D. (1992): Bodenkunde in Stichworten. 5. Auflage bearbeitet von BLUM W., Bornträger Verlag, Berlin, Stuttgart

ŠIMŮNEK J., VAN GENUCHTEN M., ŠEJNA M. (2011): The HYDRUS Software Package for Simulating Two- and Three-Dimensional Movement of Water, Heat, and Multiple Solutes in Variably-Saturated Media, Technical Manual, Version 2.0, PC Progress, Prag (<http://www.pc-progress.com/en/default.aspx?downloads>, 20.10.2011)

ŠIMŮNEK J., VAN GENUCHTEN M., ŠEJNA M. (2006): The HYDRUS Software Package for Simulating Two- and Three-Dimensional Movement of Water, Heat, and Multiple Solutes in Variably-Saturated Media, User Manual, Version 1.02, PC Progress, Prag

SOKOPP M. (2012): Gehölzstrukturen an Hochwasserschutzdämmen. Auswirkungen von Weiden und Gräser-Kräuter Bewuchs auf den Bodenwasserhaushalt anhand von Lysimetern. Diplomarbeit, Universität für Bodenkultur, Wien

VAN GENUCHTEN M. (1980): A Closed-Form Equation in Predicting the Hydraulic Conductivity in Unsaturated Soils. Soil Science Society of American Journal. 44: pages 892-898. ([http://rvangenuchten.com/files/30\\_1980\\_vG\\_Closed-form\\_K\\_h\\_.pdf](http://rvangenuchten.com/files/30_1980_vG_Closed-form_K_h_.pdf), 12.11.2011)

VERBIST K., CORNELIS W., GABRIELS D., ALAERTS K., SOTO G. (2009): Using an inverse modelling approach to evaluate the water retention in a simple water harvesting technique. Hydrology and Earth System Sciences, 13, pages 1979 - 1992

WETZEL M. (2005): Modellierung der Hangwasserdynamik eines Untersuchungsgebietes im Nationalpark Hainich mit dem Modell Hydrus-2D. Diplomarbeit. Friedrich-Schiller-Universität Jena, Chemisch-Geowissenschaftliche Fakultät. Institut für Geografie. ([http://www.geogr.uni-jena.de/fileadmin/Geoinformatik/Lehre/Diplomarbeiten/DA\\_Wetzel.pdf](http://www.geogr.uni-jena.de/fileadmin/Geoinformatik/Lehre/Diplomarbeiten/DA_Wetzel.pdf), 22.11.2011)

## **Anhang**

Die gemessenen und simutierten Daten zu Wassergehalt (WC) und Wasserspannung (PH) sind der beiliegenden CD-ROM zu entnehmen.