

Prinzip und Praxis des virtuellen Lysimeters

F. KASTANEK, A. ZARTL und P. CEPUDER

Abstract

Der Begriff des virtuellen Lysimeters wurde 1995 bei der 5. Gumpensteiner Lysimetertagung erstmals geprägt. Fortschritte in der Messtechnik erleichtern die praktische Anwendung dieses neuen und einfachen Messsystems zur Erfassung des Bodenwasserhaushaltes eines Standortes. Es werden die bodenphysikalischen Grundlagen, die erforderlichen Messanordnungen und erste Ergebnisse von praktischen Anwendungen vorgestellt und diskutiert. Abschließend wird auf die Vor- und Nachteile des virtuellen Lysimeters eingegangen.

The concept of virtual Lysimeter was first mentioned 1995 on the occasion of the 5th Lysimetertagung in Gumpenstein. Recently improvements of measuring techniques facilitate the application of this new and simple device to record the soil water regime in the field. In this paper the theoretical background, the needed measuring lay out and first results of field experiments are presented and discussed. Finally the pros and cons are considered.

Einleitung

In einem Beitrag zur 5. Gumpensteiner Lysimetertagung wurde in einer kritischen Betrachtung auf mögliche Fehler bei der Verwendung von herkömmlichen Lysimetern zur Bestimmung der Evapotranspiration eines Standortes eingegangen und darauf verwiesen, dass die Komponenten der Wasserbewegung direkt im gewachsenen Boden gemessen werden können. Demnach ist im Feld eine Messanordnung möglich, welche analog den traditionellen Lysimetern, die Erstellung der Wasserbilanz eines Standortes ohne gravierende bauliche Maßnahmen gestattet. Diese Messanordnung wurde als virtuelles Lysimeter bezeichnet (KASTANEK 1995). Im folgenden sollen die theoretischen - vorwiegend bodenphysikalischen - Grundlagen und erste Erfahrungen vorgestellt werden.

Bodenphysikalische Grundlagen

Die Bodenwasserbewegung ist ein physikalischer Vorgang, der durch physikalische Gesetzmäßigkeiten erklärt und beschrieben werden kann. Die Fähigkeit eines Bodens Wasser zu speichern und Wasser zu leiten bilden die wichtigsten Grundlagen für das Verständnis der Beziehung des Bodens zum Bodenwasser.

Das Vermögen des Bodens Wasser zu speichern:

Zwei Parameter beschreiben die Bodeneigenschaften bezüglich seines Vermögens Wasser zu speichern: der Wassergehalt und die Kraft, mit der das Bodenwasser festgehalten wird. Zwischen diesen beiden Parametern besteht eine Abhängigkeit, welche als Wasserspannungs-Wassergehaltsbeziehung in der bodenphysikalischen Praxis große Bedeutung hat.

Der Wassergehalt wird zumeist als Wasseranteil oder als Massenwassergehalt zahlenmäßig erfasst. Der Wasseranteil ist definiert als das Volumen des Bodenwassers bezogen auf das Gesamtvolumen. Die Bestimmung des Gesamtvolumens (ungestörte Bodenprobe) erfolgt zumeist mit Hilfe von Stechzylindern. Der Massenwassergehalt ist definiert als die Masse des Bodenwassers, die der Boden bei Trocknung abgibt, bezogen auf die trockene Bodenmasse (KASTANEK et al. 1980). Neben dem Standardverfahren der Trocknung einer eventuell mit einem Stechzylinder entnommenen Bodenprobe werden zumeist indirekte Methoden zur Messung des Bodenwassergehaltes angewandt. Die bis vor einigen Jahren bevorzugten Methoden mit radioaktiver Strahlung (Neutronen- oder/und Gammastrahlung) wurden abgelöst durch Methoden zur Messung der Dielektrizitätszahl - die Time Domain Reflectometry (TDR) Methode und die Frequency Domain Resonance (FDR) Methode.

Weniger auffällig aber besonders wichtig für die Beschreibung der Bodenwasserbewegung ist die Eigenschaft des Bodenwassers, Kraftfeldern ausgesetzt zu sein. Kräfte sind in der Lage Arbeit zu vollbringen, welche dann als Energie im Körper enthalten ist. Durch Unterschiede im Energiegehalt eines Körpers kann potentiell Arbeit verrichtet werden, welche sich als auf den Körper wirkende Kraft bemerkbar macht. Eine in einem Kraftfeld wirkende Kraft kann somit aus räumlichen Unterschieden des Energieinhaltes eines Körpers abgeleitet werden. Auf das Bodenwasser wirken eine große Anzahl von Kräften, welche die Berechnung der gesonderten Wirkung jeder einzelnen Kraft schwierig macht. Es ist jedoch möglich, die durch die Summe der Kräfte verursachte enthaltene potentielle Energie je Mengeneinheit Wasser zu berechnen. Unterschiede der potentiellen Energie von Ort zu Ort bestimmen die Bewegungsrichtung, die Quantität an Arbeit, welche für die Bewegung zur Verfügung steht oder jene Quantität an Arbeit, die von außen verrichtet werden muss, um eine Bewegung zu ermöglichen (JURY et al. 1991). Das Konzept zur Beschreibung der im Bodenwasser enthaltenen potentiellen Gesamtenergie in Form von Potentialen stellt das theoretische Rüstzeug zur Berechnung der Bodenwasserbewegung dar.

Das Gesamtpotential des Bodenwassers ist definiert als jene Arbeit pro Mengeneinheit reinen Wassers, welche erforderlich ist, um eine infinitesimale Menge Wassers reversibel und isothermal aus einem Standardsystem in das Wasser im Boden im betrachteten Punkt zu bewegen (IBG 1976). Die potentielle Energie des Bodenwassers ist kein absoluter Wert; es sind Unterschiede im Energieinhalt für die Bewegung verantwortlich. Die potentielle Energie muss relativ zu einem Standardsystem definiert werden. Das Standardsystem ist definiert als ein Behälter mit reinem, freiem Wasser (kei-

Autoren: Univ. Prof. Dr. Ferdinand KASTANEK, Dr. Angelika ZARTL und Dr. Peter CEPUDER, Universität für Bodenkultur, Muthgasse 18, A-1190 WIEN

ne Kapillarität), in einer frei gewählten aber konstanten Höhenlage bei atmosphärischem Druck. Im Gesamtpotential sind verschiedene Teilpotentiale enthalten. Das Gesamtpotential ist als Arbeit pro Mengeneinheit definiert ohne jedoch vorzugeben, welche Menge gemeint ist. Die Arbeit kann entweder auf eine Gewichtseinheit, eine Volumeneinheit oder eine Masseneinheit bezogen werden, entsprechend verschieden sind dann die Einheiten:

SI Einheiten

Energie/Gewicht $J/N = m$

Energie/Volumen $J/m^3 = N/m^2 = Pa$

Energie/Masse J/kg .

Die Internationale Bodenkundliche Gesellschaft (IBG 1976) hat vorgeschlagen, das Gesamtpotential in drei Teilpotentiale aufzuteilen: das Schwerkraftpotential, das Tensiometer- oder Druckpotential und das osmotische Potential. Im folgenden soll das osmotische Potential außer Betracht bleiben und für das Tensiometer- oder Druckpotential die zwei Unterglieder Matrix- und hydrostatisches Potential Berücksichtigung finden.

Im Schwerkraftpotential kommt zum Ausdruck, dass zum Heben einer Quantität Wasser Energie benötigt wird, die dann im Wasser enthalten ist, oder dass Energie frei wird, wenn eine Quantität Wasser auf eine niedrigere Höhenlage gebracht wird. Die Energiedifferenz infolge des Schwerkraftpotentials entspricht dem Unterschied der Höhenlagen.

Grundwasser ist definiert, als jenes Wasser, das unter gleichem oder größerem Druck als in der Atmosphäre steht. Der dem hydrostatischen Druck entsprechende Energieinhalt findet als hydrostatisches Potential Berücksichtigung. Der Wert des hydrostatischen Potentials ist stets größer/gleich Null, seine Messung erfolgt mit Standrohren.

Das Wasser im Boden, das durch die Oberflächenspannung in den kapillaren Zwischenräumen der Bodenmatrix festgehalten wird - das Kapillarwasser - und das Wasser, das an die Oberfläche der Bodenteilchen angelagert wird - das Adsorptionswasser - steht unter einem kleineren Druck als in der Atmosphäre. (Man beachte: Da das Wasser unter kleinerem Druck als in der umgebenden Atmosphäre steht, kann aus diesem Bereich kein Wasser frei und direkt aus dem Boden sickern). Im Matrixpotential sind somit die Wirkungen der adsorptiven Kräfte und der Oberflächenkräfte innerhalb der Bodenmatrix auf die potentielle Energie enthalten (JURY et al. 1991). Der Wert des Matrixpotentials ist stets kleiner Null. Seine Messung erfolgt mit Tensiometern, eventuell auch mit Blöcken. Somit schließen sich hydrostatisches und Matrixpotential gegenseitig aus beziehungsweise stellen sich als positive oder negative Ergänzung dar.

Analog zum Energieerhaltungssatz nach BERNOULLI wird die Summe aus Schwerkraftpotential, hydrostatischem Potential und Matrixpotential als hydraulisches Potential bezeichnet.

Man beachte: Für Bewegungserscheinungen sind stets Unterschiede im Gesamtpotential maßgebend. Unterschiede im Druckpotential alleine sind nicht aussagekräftig; wenn nicht das Schwerkraftpotential mitberücksichtigt wird.

Sowohl im Labor wie im Feld ist es möglich, zugleich den Bodenwassergehalt und den Energieinhalt zu messen. Der durch systematische Wiederholungen derartiger Messungen gefundene funktionelle Zusammenhang zwischen Wassergehalt und Wasserspannung wird als Wasserspannungs-Wassergehaltsbeziehung bezeichnet. Wird in der grafischen Darstellung die Wasserspannung logarithmisch aufgetragen, nennt man die

se Beziehung pF-Kurve. Die Wasserspannungs -Wassergehaltsbeziehung ist nicht eindeutig. Hysteresiseffekte erschweren die eindeutige Zuordnung zwischen Wassergehalt und Wasserspannung. Im Labor erfolgt die Bestimmung der Wasserspannungs - Wassergehaltsbeziehung an ungestörten Bodenproben mit Hilfe von Kapillarmetern, Druckplattenapparaten und mit Salzlösungen im osmotischen Gleichgewicht mit dem Bodenwasser. Es ist dies eine sehr zeitaufwendige Prozedur, daher wird zumeist nur die Entwässerungsbeziehung bestimmt.

Das Vermögen des Bodens Wasser zu leiten:

Die Bewegung des Bodenwassers wird durch ein lineares Widerstandsgesetz beschrieben. Für den mit Wasser ungesättigten Bereich des Bodens modifizierte im Jahre 1907 BUCKINGHAM das für den mit Wasser gesättigten Bereich gültige Gesetz von DARCY. Folgende Gegenüberstellung soll die Unterschiede aufzeigen (siehe *Tabelle* unten).

Die für den Grundwasserbereich anerkannte Laplace Differentialgleichung ist somit eine Sonderform der für den ungesättigten Bereich als zutreffend angenommene Richardsgleichung für konstantes kapillares Leitvermögen (= Durchlässigkeitsbeiwert) und konstantem Wassergehalt n_1 (volle Sättigung). Um ein Strömungsproblem lösen zu können, müssen noch die standortspezifischen Rand- und Anfangsbedingungen bekannt sein.

Der Bodenwasserhaushalt

Die Bilanz des Bodenwasserhaushaltes über einen vorgegebenen Zeitabschnitt, wie sie in Lysimeteruntersuchungen angewendet wird, bezieht sich auf ein de-

	DARCY	BUCKINGHAM
Bewegungsgleichung (in z-Richtung)	$v = -k_0 i = -k_0 \partial H/\partial z$	$v = -k(\eta_1) \partial H/\partial z$
	v Filtergeschwindigkeit (= Durchflussrate Q/A)	
	k_0 Durchlässigkeitsbeiwert bodenspezifisch konstant	
	i Standrohrspiegelgefälle	
	$k(\eta_1)$ kapillares Leitvermögen (Funktion des Wasseranteils η_1)	
	$\partial H/\partial z$ Gradient des hydraulischen Potentials (H als hydraulische Höhe ausgedrückt)	
	H für Darcy: Schwerkraftpotential + hydrostatisches Potential	
	H für Buckingham: Schwerkraftpotential + Matrixpotential	
Kontinuitätsgleichung (in z-Richtung)	$\nabla v/\nabla z = 0$	$\nabla v/\nabla z + \nabla n_1/\nabla t = 0$
Bewegungsgleichung + Kontinuitätsgleichung (in z-Richtung)	$\partial^2 H/\partial z^2 = 0$ Laplace Differentialgleichung	$\partial n_1/\partial t = \partial[k(\eta_1) (\partial H/\partial z)]/\partial z$ Richardsgleichung

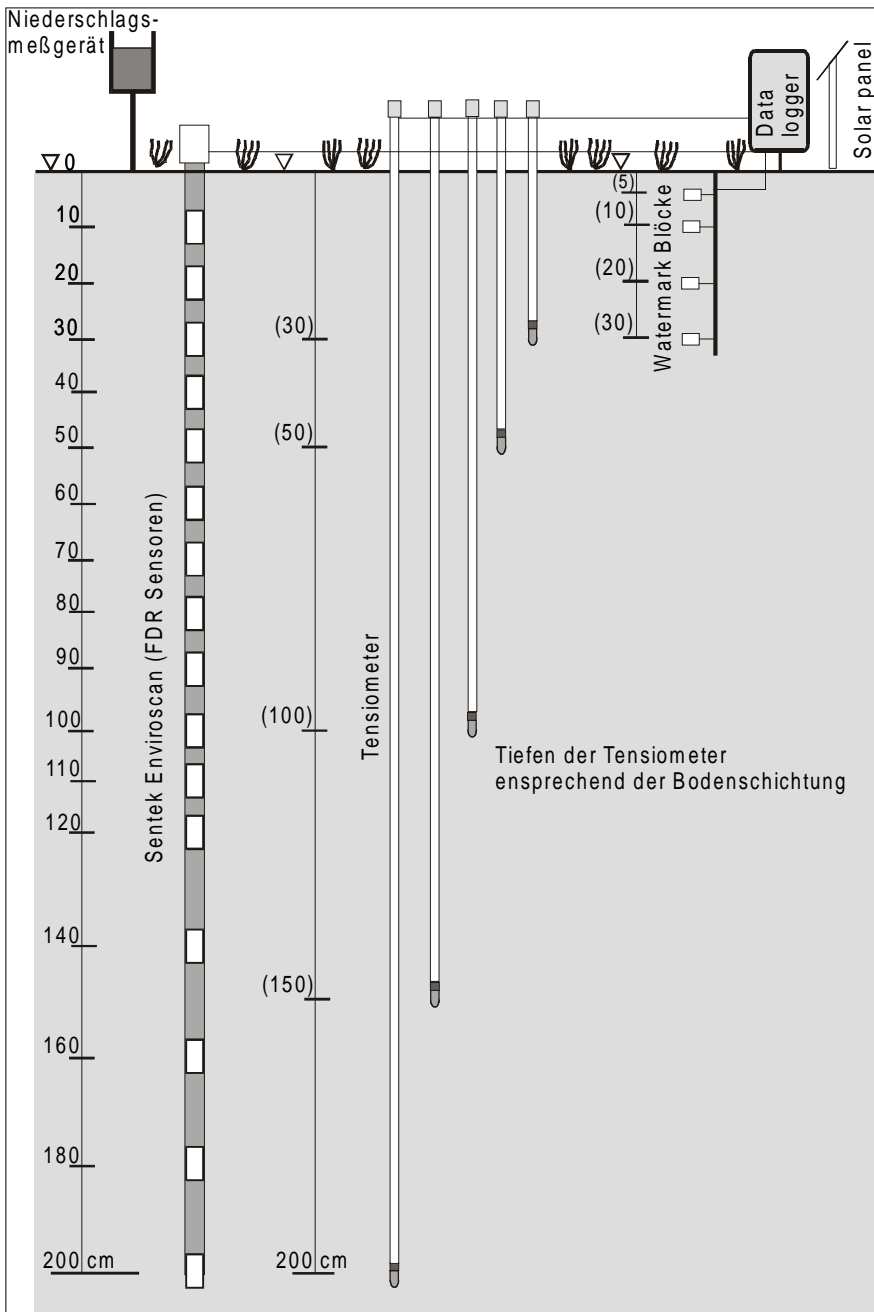


Abbildung 1: Anordnung der Sensoren in einem virtuellen Lysimeter

finiertes Bodenvolumen mit bekannter Bodenoberfläche:

$$P + I - R = ET + D + DW$$

- P ... Niederschlag
- I ... Bewässerung
- R ... Oberflächenabfluss
- ET... aktuelle Evapotranspiration
- D Versickerung in tiefere Schichten
- DW... Änderung des im Bodenkörper gespeicherten Wasservolumens im betrachteten Zeitabschnitt

Zumeist wird die Bewässerung im Niederschlag mitberücksichtigt und der Oberflächenabfluss vernachlässigt. Daraus ergibt sich die vereinfachte Gleichung zur Beschreibung der Bodenwasserbilanz, aufgelöst nach der aktuellen

Evapotranspiration ET, jener Komponente, die einer direkten Messung nicht zugänglich ist:

$$ET = P - D - DW$$

Diese Gleichung bildet die Grundlage für die Verwendung der Lysimeter zur Bestimmung der aktuellen Evapotranspiration eines Standortes. Mit Ausnahme von ET sind alle Komponenten messbar, so dass einer erfolgreichen Anwendung kein Hindernis entgegensteht. Wie jedoch durch numerische Simulationen gezeigt werden konnte, sind die Randbedingungen eines ungestörten Standortes nur schwierig in einem Lysimeter zu

realisieren, die tatsächliche Versickerung in tiefere Schichten D wird durch die gemessene Ausflussmenge aus einem Lysimeter zumeist nicht richtig erfasst (KASTANEK 1995).

Das virtuelle Lysimeter

Das wesentliche Prinzip eines Lysimeters besteht in der Berechnung eines nicht gemessenen Anteils (aktuelle Evapotranspiration) aus der Bilanzierung aller anderen teilhabenden Komponenten. Voraussetzung ist, dass diese Komponenten bekannt sind. Beim traditionellen Lysimeter erfolgt eine hydrologische Trennung eines Bodenkörpers vom umgebenden Boden. Das Prinzip des virtuellen Lysimeters ist ähnlich dem des traditionellen Lysimeters, es erfolgt jedoch keine hydrologische Trennung des Bodenkörpers von seiner Umgebung. Es werden vielmehr die einzelnen Komponenten im Boden unter Anwendung der genannten bodenphysikalischen Grundlagen direkt gemessen und ausgewertet (Abbildung 1). Der Niederschlag wird wie bei traditionellen Lysimetern ermittelt. Die Änderung des im Bodenkörper gespeicherten Wasservolumens kann in Rohrsonden oder mit fest eingebauten TDR oder FDR Sensoren von der Bodenoberfläche, ohne Herstellung einer Schürfgrube, erfolgen (ZARTL et al. 2001). Die Analyse der Wassergehaltsprofile zu verschiedenen Zeitpunkten ermöglicht die Bestimmung der Änderung der gespeicherten Wassermenge. Zusätzlich kann im Bodenprofil der Energieinhalt des Bodenwassers mit ebenfalls von der Bodenoberfläche installierten Tensiometern gemessen werden. Dies scheint zwar für die Bilanzierung des Bodenwassers, entsprechend der Bilanzgleichung, nicht erforderlich, ist jedoch notwendig, um die Bewegungsrichtung des Wassers im Bodenkörper zu erkennen. Die Analyse des Wassergehaltsprofils unter Einbeziehung der Verteilung des Gesamtpotentials des Bodenwassers ermöglicht ein weitaus besseres Verständnis über den Bodenwasserhaushalt, ermöglicht Mess- und sonstige Fehler zu erkennen und ist für die Messung der Versickerung in tiefere Schichten, die am schwierigsten zu erfassende Komponente, unerlässlich. Dies soll an einigen Beispielen aus der Praxis gezeigt werden. Zugleich soll auf Fehler und not-

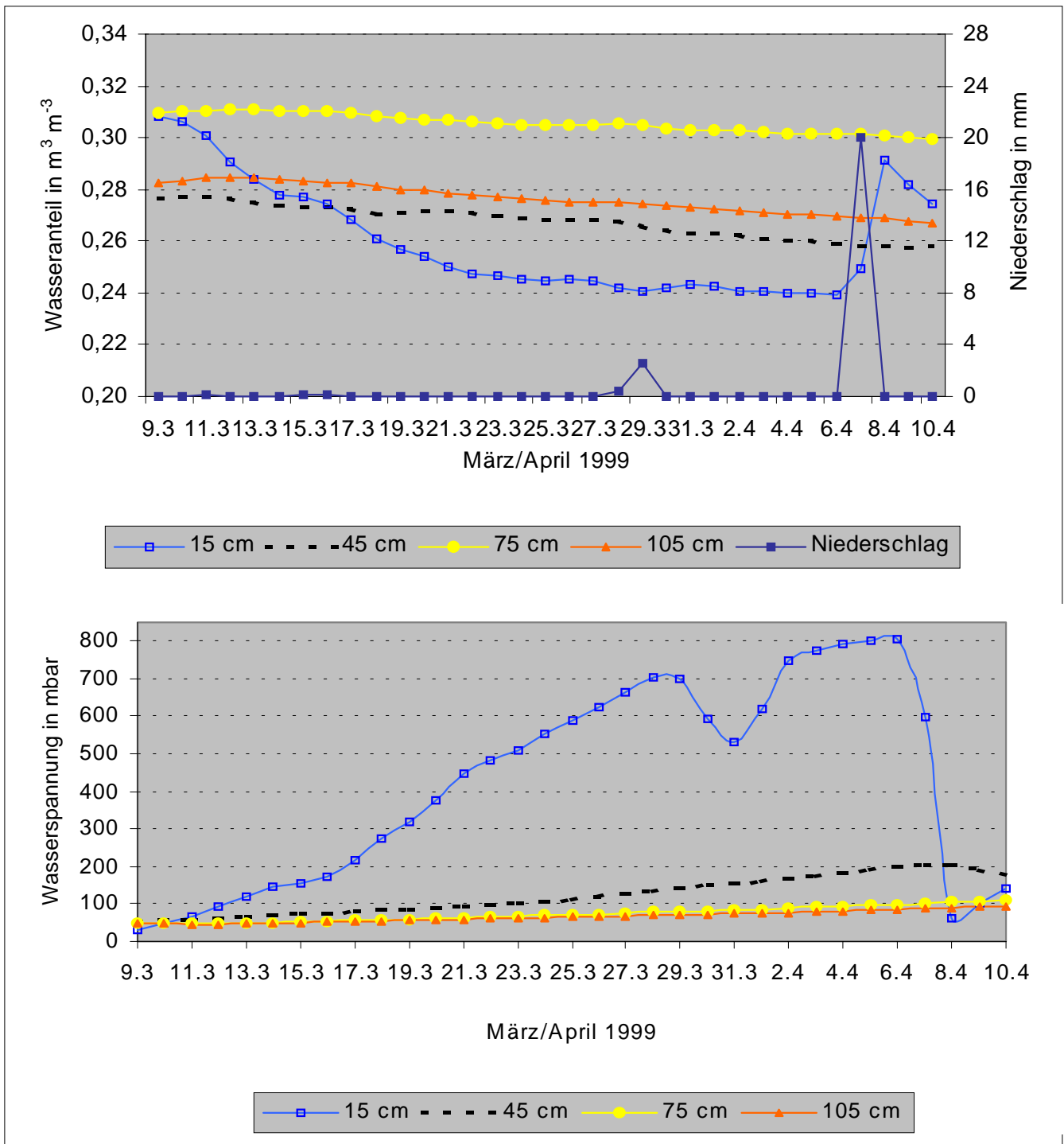


Abbildung 2: Messreihe März - April 1999 des virtuellen Lysimeters des Institutes für Hydraulik und landeskulturelle Wasserwirtschaft auf der Versuchswirtschaft der Universität für Bodenkultur Wien in Groß Enzersdorf

wendige Ergänzungen und Änderungen der zur Zeit in Erprobung befindlichen Messanordnungen hingewiesen werden. Alle Beispiele beziehen sich auf im Jahre 1999 gemessene Daten der Lysimeterstation des Institutes für Hydraulik und landeskulturelle Wasserwirtschaft auf der Versuchswirtschaft der Universität für Bodenkultur Wien in Groß Enzersdorf (Abbildung 2).

Abbildung 3a zeigt die Wassergehaltsverteilungen kurz nach einem langen Niederschlagsereignis (5.3. bis 7.3.1999, 18.2 mm) in einer Trockenperiode zwischen 9.3.1999 und 12.3.1999. In Abbildung 3b ist die dazugehörige Verteilung des Gesamtpotentials in cm dargestellt. Das Gesamtpotential ist die Summe des Schwerkräftpotentials und der Wasserspannung. Die Wasserspannung ist negativ. Die Vergleichsebene für das

Schwerkräftpotential wurde auf Höhe der Bodenoberfläche festgelegt. Punkte unterhalb der Bodenoberfläche haben demnach ein kleineres Schwerkräftpotential. Das Schwerkräftpotential ist unterhalb der Vergleichsebene - der Bodenoberfläche - stets negativ. In der Tiefe -45 cm beträgt zum Beispiel das Schwerkräftpotential -45 cm und das am 9.3.1999 gemessene Matrixpotential -52.6 cm. Das Gesamtpotential ist daher

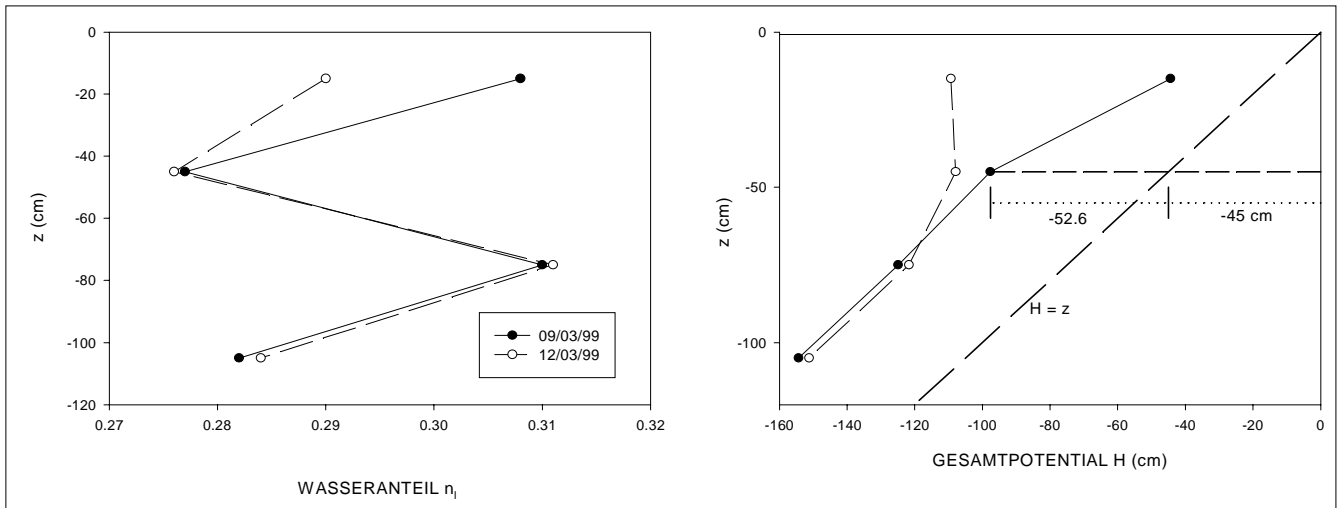


Abbildung 3: Profil des Wassergehaltes (3 a) und des Gesamtpotentials (3 b) zu Beginn und Ende des Messintervalls 9.3.1999 bis 12.3.1999

mit $H = -45 \text{ cm} + (-52.6 \text{ cm}) = -97.6 \text{ cm}$ (Abbildung 3b). Durch Addition der beiden Potentiale wurde die Verteilung der Gesamtpotentiale gefunden.

Aus Abbildung 3b ist ersichtlich, dass der Gradient des Gesamtpotentials H , mit Ausnahme der am 12.3.1999 gemessenen Werte zwischen -15 cm und -45 cm Tiefe, nach unten gerichtet ist ($\partial H/\partial z > 0$). Zwischen -15 cm und -45 cm herrscht nahezu kein Potentialunterschied; es gibt keine eine Wasserbewegung verursachende Kraft. Zwischen -15 cm und -45 cm Tiefe ist keine Wasserbewegung zu erwarten. Deutlich ist in der Tiefe 105 cm jener Gradient erkennbar, welcher für die Versickerung in größere Tiefen maßgebend ist. Aus ihm kann bei Kenntnis des kapillaren Leitvermögens mit der nach BUCKINGHAM modifizierten Darcy-Gleichung die Versickerung in größere Tiefen D be-

rechnet werden. Aus der Wassergehaltsverteilung (Abbildung 3a) können nur Wassermengen entnommen werden, die Wasserbewegung ist daraus nicht unmittelbar ersichtlich. Der höhere Wassergehalt in der Tiefe von -75 cm kann durch eine Inhomogenität des Bodens erklärt werden. Leider ist der Gradient des Gesamtpotentials zwischen der Bodenoberfläche und -15 cm Tiefe nicht bekannt. Die Abnahme des Wassergehaltes bis -45 cm Tiefe lässt sich aus der Versickerung in größere Tiefen aber auch durch die Evapotranspiration erklären. Um darüber eine eindeutige Aussage treffen zu können, muss die Bewegungsrichtung des Wassers nahe der Bodenoberfläche erfasst werden.

In Abbildung 4 (17.3.1999 bis 22.3.1999) ist die Aufteilung in die Versickerungs- und die Verdunstungskomponente möglich. Aus Abbildung 4b lässt

sich eine Wasserscheide in der Tiefe -45 cm erkennen. Unterhalb von -45 cm Tiefe ist der Gradient des Gesamtpotentials $\partial H/\partial z$ größer als Null, die Bewegung des Wassers erfolgt nach unten. Oberhalb von -45 cm Tiefe ist der Gradient des Gesamtpotentials $\partial H/\partial z$ kleiner als Null, die Bewegungsrichtung ist zur Bodenoberfläche gerichtet. Aus der dazugehörigen Wassergehaltsverteilung (Abbildung 4a) können daher im betrachteten Zeitabschnitt die jeweils entnommenen Wassermengen berechnet werden. Es ist deutlich erkennbar, dass die nach unten sickende Wassermenge sehr gering sein muss. Wenn auch der nach unten gerichtete Gradient klein ist, so wirkt er doch kontinuierlich und darf nicht vernachlässigt werden.

In Abbildung 5 (6.4.1999 bis 8.4.1999) sind die Werte vor und nach einem Niederschlagsereignis von 20 mm darge-

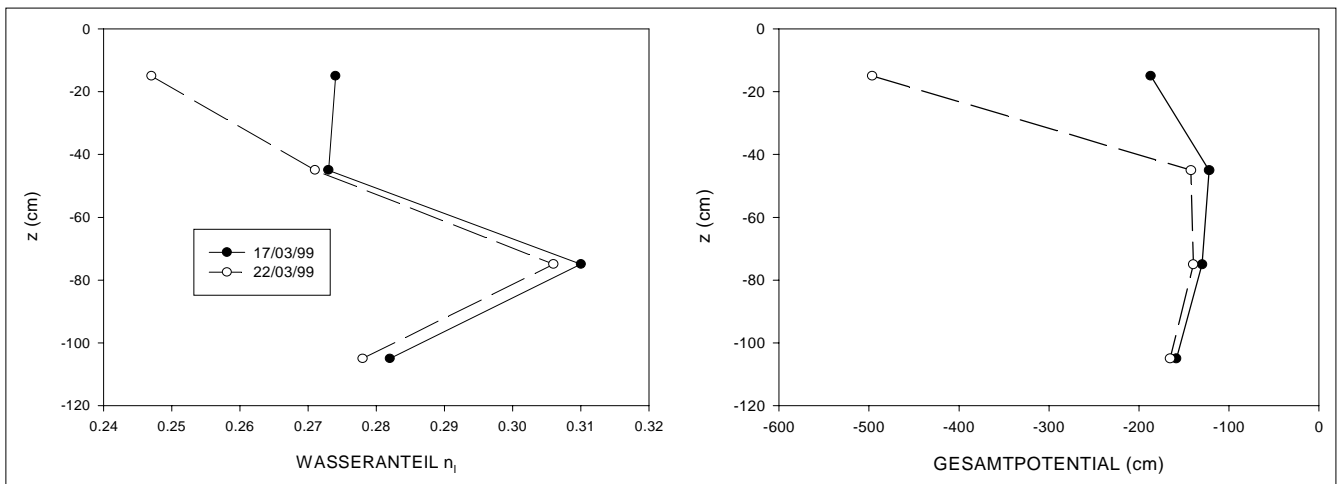


Abbildung 4: Profil des Wassergehaltes (4 a) und des Gesamtpotentials (4 b) zu Beginn und Ende des Messintervalls 17.3.1999 bis 22.3.1999

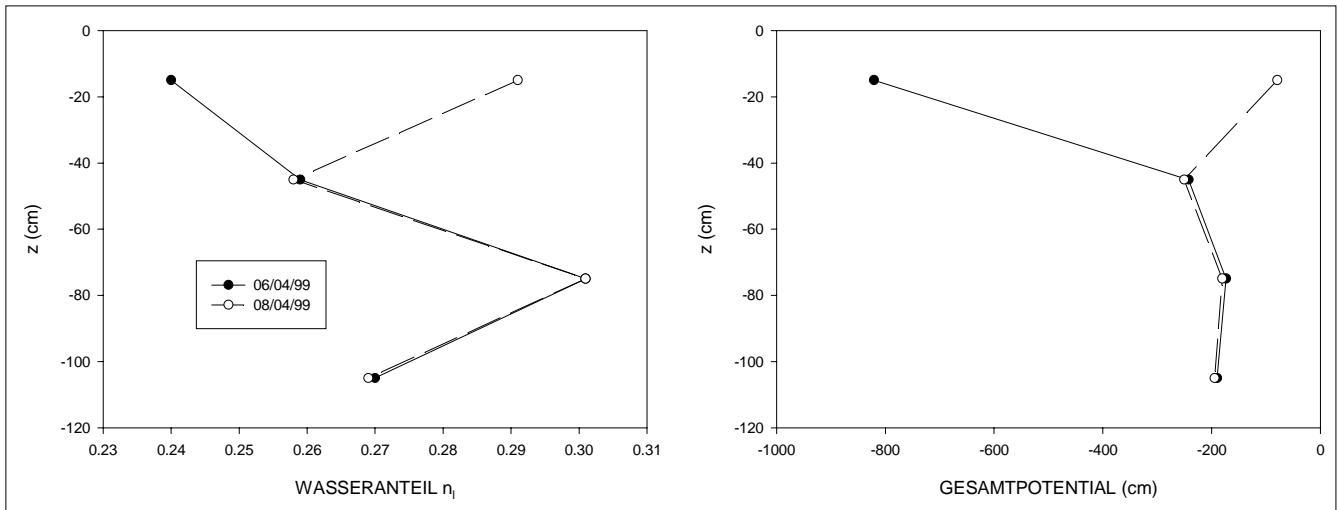


Abbildung 5: Profil des Wassergehaltes (5 a) und des Gesamtpotentials (5 b) zu Beginn und Ende des Messintervalls 6.4.1999 bis 8.4.1999

stellt. Deutlich ist zu erkennen, wie tief das Wasser bereits in den Boden eingedrungen ist. Zwischen -45 cm und -75 cm Tiefe ist ein negativer Gradient erkennbar, der von der vorangehenden Trockenperiode stammt. Unterhalb -75 cm Tiefe ist nur ein sehr geringer Gradient festzustellen (Abbildung 5b). Aus der Wassergehaltsverteilung ist die in den Boden eingedrungene Wassermenge berechenbar; sie beträgt (nach einiger Extrapolation) ca. 18 mm.

Bei Kenntnis der Wassergehaltsverteilung bis an die Bodenoberfläche ließe sich dieser Wert mit größerer Zuverlässigkeit ermitteln. Damit wäre es möglich, eventuelle Interceptionsverluste des Niederschlages an der Bodenoberfläche zu berechnen.

Schlussfolgerungen und Zusammenfassung

Die in Erprobung befindlichen virtuellen Lysimeter bewiesen die Möglichkeit, den Bodenwasserhaushalt an einem Bodenkörper im Feld ohne gravierende bauliche Maßnahmen zu erfassen. Im Gegensatz zu den meisten traditionellen Lysimetern erfolgt die Messung unter Beibehaltung der standortspezifischen Rand- und Anfangsbedingungen im gewachsenen Boden. Wenn auch die Notwendigkeit einer standortspezifischen Eichung weiterhin besteht, tragen die modernen Methoden zur Messung des Bodenwassergehaltes wesentlich dazu bei, das Prinzip des virtuellen Lysimeters in die Praxis umzusetzen. Die Messung der Wasserspannung ist nur im

Bereich bis ca. -0,7 bis -0,8 bar mit Tensiometern zufriedenstellend. Die Messung kleinerer Wasserspannungen (-1 bis -15 bar) z.B. an der Bodenoberfläche bei Trockenheit, ist ein ungelöstes Problem, Blöcke (z.B. Gipsblöcke) sind ein unvollkommener Ersatz (KASTANEK 1996). Der durch ein virtuelles Lysimeter erfasste Bodenbereich sollte so tief wie möglich sein, da an der Unterseite der Gradient des Gesamtpotentials bekannt sein muss und sich dieser in größeren Tiefen mit der Zeit nahezu nicht ändert. In tieferen Schichten ist die Wasserspannung erfahrungsgemäß im Messbereich von Tensiometern. Diese Tensiometer sollten von der Bodenoberfläche aus wiederbefüllbar sein. Es hat sich gezeigt, dass nahe der Bodenoberfläche eine intensivere Messung des Bodenwassergehaltes zielführend ist. Genauere Messungen des Wassergehaltes unmittelbar unter der Bodenoberfläche sind ebenfalls durchzuführen. Kontinuierliche Aufzeichnungen mit Datenstationen im Feld sind unerlässlich. Theoretisch ist es sogar möglich, auf die Messung des Niederschlages zu verzichten, doch wird empfohlen, von dieser Möglichkeit keinen Gebrauch zu machen, um Interceptionsverluste messen zu können. Andererseits wird auch nicht empfohlen, die in nahen Ombrometern gemessenen Niederschlagsdaten unmittelbar als Eingangsgröße zu verwenden, da andernfalls Interceptionsverluste keine Berücksichtigung finden. Das virtuelle Lysimeter ermöglicht somit, Interceptionsverluste eines Standortes zu ermitteln. Die Auswertung der gemessenen Daten benötigt

Fachwissen; gute Kenntnisse der bodenphysikalischen Grundlagen sind erwünscht. Jedoch ist eine computerunterstützte Datenausarbeitung möglich. Unter Einbeziehung der Messung des Gesamtpotentials ermöglichen virtuelle Lysimeter die Erfassung zeitlicher Änderungen bodenphysikalischer Standortfaktoren wie zum Beispiel des kapillaren Leitvermögens. Virtuelle Lysimeter sind daher mehr als nur Verdunstungsmesser. Aus der bodenphysikalischen Theorie entsprungen, bilden sie eine vielversprechende Möglichkeit, aus bodenphysikalischen Messdaten bodenphysikalische Prozesse im Boden zu erfassen, zu erklären und für die Praxis nutzbar zu machen.

Literatur

- IBG, 1976: Soil physics terminology. (Editor G. H. BOLT). Bull. Int. Soc. Soil Sci., 49:26-36.
- JURY, W.A., W.R. GARDNER and W.H. GARDNER 1991: Soil Physics, 5. Edition, John Wiley & Sons.
- KASTANEK, F., F. BLÜMEL, E. KLAGHOFER, O. NESTROY, O. PREGL und H. SCHLACHTER, 1980: Zur Nomenklatur in der Bodenphysik, Teil 1. Mitteilungen der Österreichischen Bodenkundlichen Gesellschaft, 22:55-72.
- KASTANEK, F., 1995: Kritische Bemerkungen zur Verwendung von Lysimetern. Bericht über die 5. Lysimetertagung, Bundesanstalt für alpenländische Landwirtschaft Gumpenstein: 93-102.
- KASTANEK, F., 1996: Kritische Bemerkungen zur Bestimmung der Wasserspannung im Boden mit der Blockmethode. Die Bodenkultur, 47:223-233.
- ZARTL, A., P. CEPUDER und W. LOISKANDL, 2001: Erfahrungen mit Rohrsonden zur Wassergehaltsbestimmung an natürlichen Standorten. Bericht über die 9. Lysimetertagung, Bundesanstalt für alpenländische Landwirtschaft Gumpenstein.