Zeitschrift: Jahrbuch der Schweizerischen Naturforschenden Gesellschaft. Wissenschaftlicher und administrativer Teil = Annuaire de la Société Helvétique des Sciences Naturelles. Partie scientifique et administrative

Herausgeber: Schweizerische Naturforschende Gesellschaft

Band: 160 (1980)

Artikel: Messung und Berechnung der Wassergehaltsänderung in drei Wägelysimetern

Autor: Schudel, Paul

DOI: https://doi.org/10.5169/seals-90786

Nutzungsbedingungen

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

Conditions d'utilisation

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

Terms of use

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

Download PDF: 23.08.2025

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

Messung und Berechnung der Wassergehaltsänderung in drei Wägelysimetern

Paul Schudel

Zusammenfassung

In drei wägbaren Lössmonolithen wurde die Wassergehaltsänderung mit der Neutronensonde gemessen und mit der Änderung der Gewichte verglichen. Die mittlere Abweichung der Neutronensondenmessungen von den Gewichtsmessungen betrug 1.53% von der jeweils vorhandenen Wassermenge. In Volumenprozenten ausgedrückt, ergibt dies eine Standardabweichung von rund 0.6v%.
Die im Feld mit einer Energiebilanzmethode (Bowen) bestimmte Verdunstung wurde mit der aufgrund halb-empirischer Formeln (Penman, Rijtema) berechneten potentiellen Evapotranspiration verglichen.
Ein Wasserbilanzmodell zur Berechnung der Tiefensickerung wird vorgestellt. Zwei einfache Wasserleitfähigkeitsfunktionen werden auf ihre Eignung zum Einbau in das Modell getestet. Die Tiefensickerung kann mit dem Modell mit befriedigender Genauigkeit berechnet werden.

Résumé

Dans trois monolithes de loess pesables, on a déterminé les variations de la teneur en eau au moyen de la sonde à neutrons, puis comparé les résultats avec les modifications de poids des monolithes. L'écart moyen entre les mesures effectuées avec la sonde à neutrons et les déterminations de poids comportait 1,53% de la quantité d'eau respectivement présente. Exprimée en volume %, cette valeur représente une variation standard d'environ 0,6% vol.
L'évaporation mesurée au champ au moyen d'une méthode de bilan énergétique (Bowen) a été comparée à l'évapotranspiration potentielle calculée à partir de formules semi-empiriques (Penman, Rijtema).
On propose un modèle de bilan d'eau pour le calcul des quantités d'eau percolant en profondeur. Deux fonctions simples de conductibilité pour l'eau sont testées quant à leur possibilité d'incorporation dans le modèle. La percolation en profondeur peut être calculée à l'aide du modèle avec une exactitude satisfaisante.

Einleitung

Wägelysimeter eignen sich für die Untersuchung des Wasserhaushalts eines Bodens unter kontrollierbaren Verhältnissen. Wenn auch die Randbedingungen (Abfluss, Verdunstung) oft nicht direkt mit Feldverhältnissen vergleichbar sind, so sind die Lysimeter trotzdem wertvolle Messinstrumente zur Untersuchung der Gesetzmässigkeiten des Wassertransports im Boden.
Evapotranspiration und Tiefensickerung lassen sich im Gelände nur genau erfassen, wenn die Wassergehaltsänderung in der ungesättigten Bodenzone bekannt ist. Der vorliegende Bericht befasst sich deshalb mit der Messung der Wassergehaltsänderung mittels Neutronensonde, sowie mit der Berechnung der Wassergehaltsänderung zur indirekten Berechnung der Tiefensickerung.

Messanlagen

Wägelysimeteranlage

Die Anlage besteht aus drei Lössmonolithen (Oberfläche 1 m², Tiefe 1,7 m). Der ungestörte, mit Polyester eingefasste Boden ist eine schwach pseudovergleyte Parabraunerde. Die drei Wägelysimeter sind unterschiedlich behandelt:

1. unbepflanzt ungedüngt
2. Gras ungedüngt
3. Gras gedüngt (N, P, K: 250, 50, 300 kg/ha jährlich)

Die Grasdecke besteht aus einer Mischung von Englisch Raygras und Rotschwingel.
Zur Erfassung der Wasserbilanz wurden täglich die Gewichte, Abflüsse und der Niederschlag in Lysimeterhöhe gemessen. Die Wassergehaltsverteilung wurde wöchentlich mit der Neutronensonde (Typ Wallingford) gemessen. Die Messungen erfolgten in 10 Tiefen (15 cm-Abständen, Messdauer 64 Sekunden je Tiefe).

Feldbestimmung der Evapotranspiration mit Hilfe einer Energiebilanzmethode

Da insbesondere die Evapotranspiration von nicht bodenebenen Lysimetern nur bedingt mit Verdunstungsverhältnissen im Feld vergleichbar ist, wurde sie zusätzlich über einer nahegelegenen, landwirtschaftlich genutzten Kleegraswiese bestimmt. Im Vordergrund stand die Berechnung der Verdunstung mit Hilfe der Wärmehaushaltsmethode, die als die zuverlässigste unter den Bestimmungsmethoden der Evapotranspiration gilt (Item 1974; v. Hoyningen-Huene und Branden 1978; Schädler 1980).
Die Nettostrahlung wurde mit einem Strahlungsbilanzmesser (Swissteco S-1), der Bodenwärmefluss mit Wärmeflussplatten (Typ Thornthwaite Associates Nr. 610) gemessen. Die Feuchtigkeits- bzw. Temperaturgradienten in 60/260 cm über Boden wurden mit Haarhygrometern und mit in den Gehäusen der Hygrometer installierten Temperaturfühlern (Thermistoren) gemessen. Die Messgeräte wurden an das automatische Messnetz der Meteorologischen Zentralanstalt angeschlossen. Die Ablesungen erfolgten in 10-Minuten-Intervallen.

Messung der Wassergehaltsänderung mit Hilfe der Neutronensonde

Eichung der Neutronensonde

Die relative Zählrate (CR %) der Neutronensonde wird mit dem entsprechenden gravimetrisch bestimmten Wassergehalt (v %) korreliert:

$$v\,\% = a \cdot CR\,\% + b \qquad (1)$$

Zur Bestimmung des Wassergehalts in den Wägelysimetern wurden die für diesen Boden von Flühler et al. (1973) bestimmten Korrelationsparameter übernommen:

Tiefe cm	a	b
0–20	0.86	1.73
20–170	0.89	−1.86

Wassergehaltsprofile und gesamtes Wasservolumen in den Wägelysimetern

Abbildung 1 zeigt einige ausgewählte Wassergehaltsprofile des Jahres 1979 im mit Gras gedüngten Boden. Im Winter ist der Boden meist nahezu gesättigt (Beisp. 14.3.79). Durch den Einfluss der Evapotranspiration wird er im Wurzelraum während der Vegetationsperiode langsam ausgetrocknet. Der Wurzelraum erstreckt sich bis in eine Tiefe von ca. 120 cm. Weiter unten ändert sich der Wassergehalt während des ganzen Jahres nur wenig.
Aus der Summe der Wassergehalte der einzelnen Tiefen θ_i ($cm^3 \cdot cm^{-3}$) ergibt sich die gesamte, mit der Neutronensonde bestimmte Wassermenge W_N (kg) im Lysimeter:

$$W_N = \sum_{i=0}^{170} \Theta_i \Delta z \qquad (2)$$

In Abbildung 2 werden die Neutronensondenmessungen mit den Gewichtsverläufen

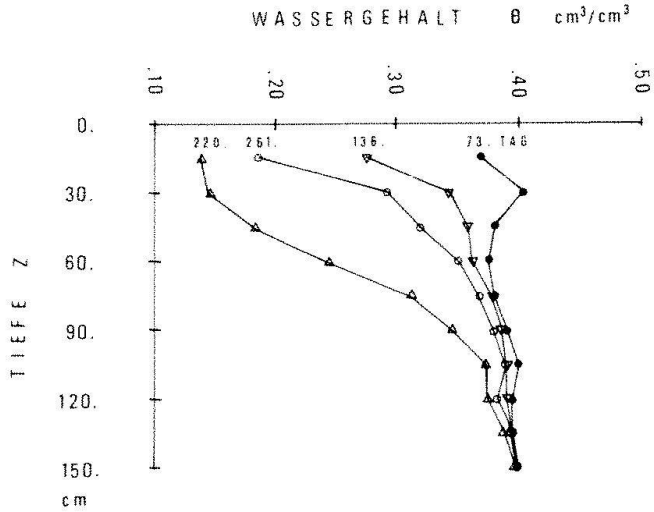

Abb. 1. Wassergehaltsprofile 1978 im mit Gras bepflanzten, gedüngten Lysimeter.

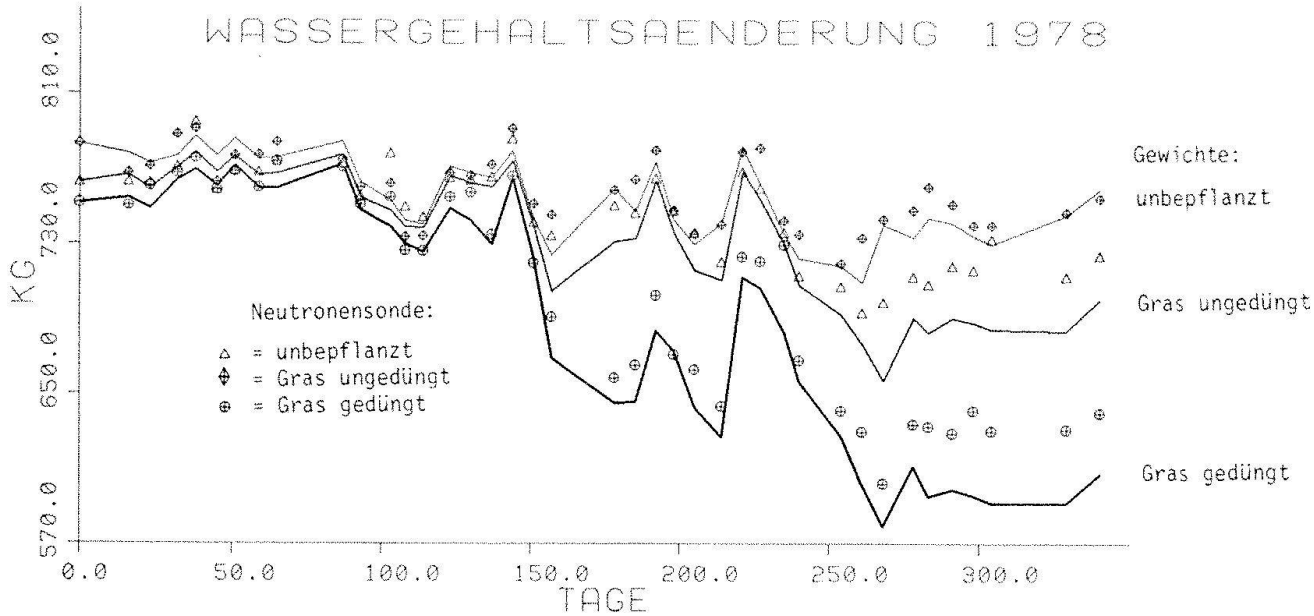

Abb. 2. Zeitlicher Verlauf der Gewichte im Vergleich mit Neutronensondenmessungen.

der Lysimeter verglichen. Am Jahresanfang wurden die Gewichte W_G (kg) der ersten Wassergehaltsmessung gleichgesetzt. Die Wassergehalte werden im trockenen Boden (Spätsommer) mit der Neutronensonde deutlich überschätzt. Diese Überschätzung ist eine Folge der Wassergehaltsmessungen nahe der Oberfläche. Möglicherweise ist die Beziehung zwischen relativer Zählrate der Neutronensonde und dem gravimetrisch bestimmten Wassergehalt in den obersten 20 cm Boden nicht linear.

Streuung der Wassergehaltsmessung an einem Messpunkt

Die Genauigkeit der Neutronensondenmessungen wurde anhand der Gewichtsänderung überprüft:

$$\Delta x = \Delta W_N - \Delta W_G \qquad (3)$$

und die prozentuale Abweichung auf die mittlere Wassermenge $\overline{W}_N$ im Zeitintervall Δt bezogen:

$$\% = \Delta x \cdot 100 / \overline{W}_N \qquad (4)$$

In Abbildung 3 ist die Häufigkeitsverteilung der prozentualen Abweichungen dargestellt. Die Verteilung ist nahezu normal. Grössere Abweichungen treten jedoch etwas häufiger auf, als dies aus der Streuung der Werte um 0 bis ± 1.5% zu erwarten wäre. Gründe dazu sind oben bereits erwähnt.

Berechnung der Evapotranspiration

Wärmehaushaltsmethode

Statt die Verdunstung mit Wägelysimetern oder mit freien Wasserflächen etc. zu messen, kann sie auch aus der der Verdunstung zur Verfügung stehenden Energie (latenter Wärmestrom) abgeleitet werden. Die Wärmehaushaltsgleichung kann auf folgende quantitativ wichtige Wärmeströme reduziert werden:

$$H + \lambda E = -(S_N + B) \qquad (5)$$

H fühlbarer Wärmestrom ($W \cdot m^{-2}$)
λE latenter Wärmestrom ($W \cdot m^{-2}$)
S_N Nettostrahlung ($W \cdot m^{-2}$)
B Bodenwärmefluss ($W \cdot m^{-2}$)

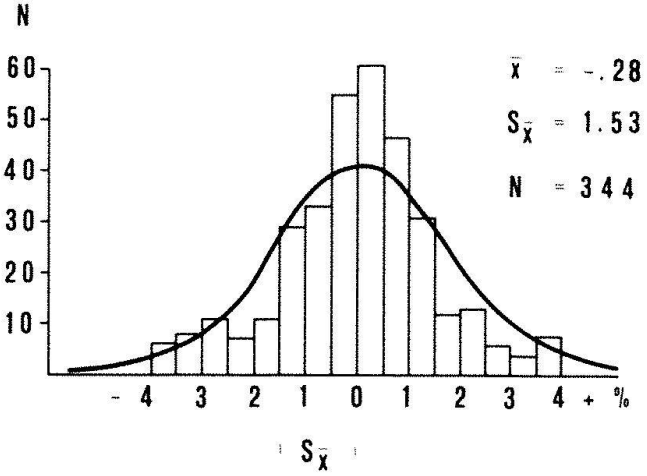

Abb. 3. Häufigkeitsverteilung der prozentualen Abweichung der mit der Neutronensonde gemessenen Wassergehaltsänderung von der Gewichtsänderung.

Der Anteil des fühlbaren Wärmestromes kann indirekt aus dem Bowenverhältnis ermittelt werden (Bowen, 1926):

$$\frac{H}{\lambda E} = -\frac{c_p}{\lambda} \cdot \frac{\Delta T}{\Delta q} \qquad (6)$$

c_p spezifische Wärme ($J \cdot kg^{-1} \cdot °C^{-1}$)
T Lufttemperatur (°C)
λ Verdunstungswärme von Wasser ($J \cdot kg^{-1}$)
q spezifische Feuchte ($kg \cdot kg^{-1}$; kg Wasser pro kg feuchte Luft)

Aus (5) und (6) erhält man die Verdunstung E ($kg \cdot m^{-2} \cdot s^{-1}$):

$$\lambda E = -\frac{S_N + B}{1 + \frac{c_p}{\lambda} \cdot \frac{\Delta T}{\Delta q}} \qquad (7)$$

Empirische Verdunstungsformeln

Da die Bestimmung der Verdunstung aus der Energiebilanz ein relativ aufwendiges Verfahren ist, wäre es vorteilhaft, wenn sie aus täglichen Mittelwerten ohnehin registrierter Wetterdaten mit nicht allzugrossem Fehler geschätzt werden könnte. Deshalb wurde die potentielle Evapotranspiration ET_{pot} (mm) mit Hilfe der Formel von Penman (1956) bzw. der korrigierten Form von Rijtema (1968) berechnet:

$$ET_{pot} = \frac{s}{s+\gamma} S_N/\lambda + \frac{\gamma}{s+\gamma} E_a \qquad (8)$$

s Steigung der Sättigungsdampfdruckkurve ($mbar \cdot °C^{-1}$)
γ Psychrometerkonstante ($mbar \cdot °C^{-1}$)
S_N/λ Nettostrahlung in Verdunstungsäquivalenten (mm)

Dabei ist der empirisch bestimmte aerodynamische Term E_a bei:
- Penman $E_a = 0.263 \cdot (0.5 + 0.54\,u) \cdot (e_s - e_a)$ abhängig vom Wind u(m/s) in 2 m Höhe und dem Sättigungsdefizit $e_s - e_a$ (mbar),
- Rijtema $E_a = f(z_o d) \cdot u^{0.75} \cdot (e_s - e_a)$ korrigiert durch einen Rauhigkeitsparameter $f(z_o d)$ ($mbar \cdot d^{-1} \cdot mm^{-1}$).

Rijtema hat zur Berechnung der aktuellen Evapotranspiration einen «Diffusionswiderstand» eingeführt, der die Verdunstungsreduktion bei unvollständiger Bodenbedekkung, tiefer Strahlungsintensität sowie ungenügender Wasserversorgung schätzt. Für die untersuchte Zeitperiode (Mai–August 1980) war weder die Wasserversorgung ungenügend, noch der Boden über mehrere Tage unvollständig bedeckt. Die Strahlungsintensität war nur an Regentagen tief. Auf eine Korrektur mit Hilfe des Diffusionswiderstandes wurde deshalb verzichtet.

Resultate der Verdunstungsberechnung

In Abbildung 4 sind die Summenkurven der berechneten Evapotranspiration und der Verdunstung des mit Gras bepflanzten, gedüngten Wägelysimeters aufgetragen.
Die Wägelysimeter sind nicht bodeneben installiert und somit ihre Verdunstungswerte infolge eines «Oaseneffektes» gegenüber Feldbedingungen erhöht. Dieser Oaseneffekt wirkt sich, ausreichende Wasserversorgung vorausgesetzt, an wolkenlosen Sommertagen besonders stark aus. Die nach Rijtema be-

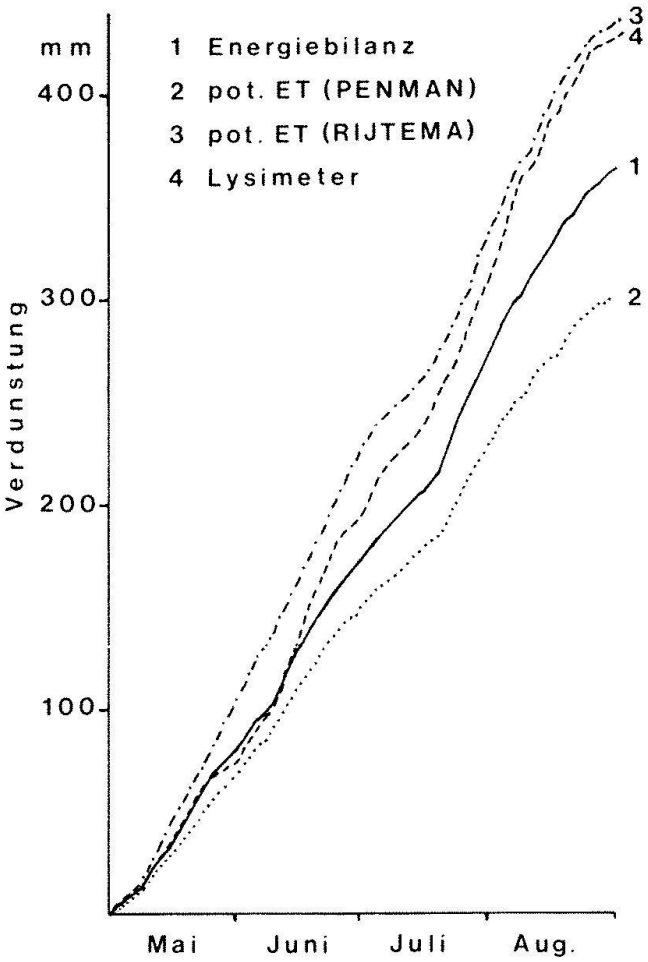

Abb. 4. Summenkurven der aktuellen bzw. potentiellen Verdunstung eines Grasbestandes in Liebefeld, sowie des mit Gras bepflanzten, gedüngten Lysimeters, 1980.

rechnete maximale Evapotranspiration stimmt ab Mitte Juni mit derjenigen des Lysimeters recht gut überein. Wird die Nettostrahlung in Verdunstungsäquivalenten ausgedrückt, so entsprechen beide etwa der Verdunstungsmenge, die aufgrund der Nettostrahlung möglich wäre. Dagegen zeigten die Energiebilanzmessungen, dass im Mittel während der Messperiode nur rund 80% der Nettostrahlung für die Verdunstung zur Verfügung stand. Mit der Penman-Formel wird die potentielle Verdunstung eher unterschätzt.

Berechnung des Abflusses aufgrund eines einfachen Wasserbilanzmodelles

In manchen Fällen bringen vereinfachte Methoden der Wasserleitfähigkeitsbestimmung eine Reduktion des Messaufwandes, ohne die Genauigkeit der Berechnung der Tiefensickerung wesentlich zu beeinträchtigen. Libardi et al. (1980) haben vereinfachte Methoden beschrieben, die sich gut zum Einbau in ein einfaches Wasserbilanzmodell eignen.

Einfache Methoden zur Berechnung der Wasserleitfähigkeit

Vereinfachend kann angenommen werden, dass das quantitativ wichtige Sickerwasser aus dem Wurzelraum dem durch Gravitation transportierten Wasser entspricht. Der hydraulische Gradient ist unter diesen Umständen eins (d.h. $dH/dz = -1$). Die Wasserleitfähigkeit K ($cm \cdot d^{-1}$) entspricht dann dem «Drainagefluss».
Zwei Methoden der vereinfachten K-Wertbestimmung werden im nachfolgenden Wasserbilanzmodell verwendet:
a) Abgeleitete Drainagegleichung von Richards et al. (1956):
Unter Desorptionsverhältnissen sei die Abnahme des mittleren Wassergehaltes nach Sättigung eine Funktion der Zeit t:

$$\theta^* = a\, t^b \qquad (9)$$

θ^* mittlerer Wassergehalt im Wurzelraum ($cm^3 \cdot cm^{-3}$)
a Bodenparameter ($cm^3 \cdot cm^{-3}$, Wassergehalt, wenn $t = 1$)
b Bodenparameter ($cm^3 \cdot cm^{-3} \cdot d^{-1}$)

durch Ableiten und Umformen erhält man für die Tiefe z (cm):

$$K = -z\, a^{1/b}\, b\, \theta^{*(b-1/b)} \qquad (10)$$

b) Exponentialfunktion nach Nielsen et al. (1973):
Die Wasserleitfähigkeit sei eine Exponentialfunktion des jeweiligen Wassergehaltes im Wurzelraum:

$$K = K_o^* \exp(\beta^*(\theta^* - \theta_o^*)) \qquad (11)$$

K_o^* mittlere maximale kapillare Wasserleitfähigkeit ($cm \cdot d^{-1}$)
θ_o^* mittlerer Wassergehalt bei Sättigung ($cm^3 \cdot cm^{-3}$)

Die konstanten Parameter a, b und β können nach der von Libardi et al. beschriebenen Methode mit der Neutronensonde bestimmt werden. Zu diesem Zweck wurde das unbepflanzte Lysimeter abgedeckt und folgende Werte ermittelt:

$a = 0.401\ cm^3\ cm^{-3}$
$b = -0.0105\ cm^3\ cm^{-3}\ d^{-1}$
$K_o^* = 1.19\ cm\ d^{-1}$, $\beta^* = 178.6$

Wasserbilanzmodell zur Berechnung des Abflusses

Clothier et al. (1977) entwickelten ein einfaches Modell zur Berechnung des Sickerwasserabflusses eines Wägelysimeters. Die oben beschriebenen einfachen K-Funktionen wurden in das Modell integriert.
Abbildung 5 zeigt die schematische Darstellung des Modells. Im Winter ist der Boden oft nahezu gesättigt. Wird der Boden infolge eines starken Niederschlags übersättigt, so wird angenommen, dass das überschüssige Wasser A_E (mm) durch das Makroporensystem direkt abfliesst. Während der übrigen Zeit wird die Tiefensickerung aus dem mittleren Wassergehalt θ^* des vorangehenden Tages berechnet. Es wird zudem angenommen, der Abfluss sei eine der Gravitation gehorchende Tiefensickerung, oder er sei null, d.h. kapillar aufsteigendes Wasser wird, da es bei tiefliegendem Grundwasserspiegel quantitativ kaum ins Gewicht fällt, vernachlässigt.
Die Wassermenge W (mm) im Wurzelraum wird für jeden Tag neu berechnet. Sie ergibt sich aus dem Nettoinput des Vortages (Niederschlag N (mm) minus Evapotranspiration ET (mm)) minus den Drainageabfluss A_D

(mm). Der tägliche Abfluss wird somit auf die Summe von Drainagefluss und zeitweilig zusätzlichem Fluss in den Makroporen reduziert.

Zur Überprüfung der K-Funktionen wurde das Modell mit der aus der Wasserbilanz des Wägelysimeters bestimmten Evapotranspiration und dem auf Lysimeterhöhe gemessenen Niederschlag gerechnet. Der mittlere jährliche Niederschlagsfehler betrug rund 4%, d.h. die Jahressumme des Niederschlags wurde nur um ca. 4% unterschätzt.

In Abbildung 6 und 7 sind die gemessenen bzw. berechneten Abflussummenkurven des mit Gras bepflanzten gedüngten Lysimeters dargestellt. Die aufgrund der Exponentialfunktion berechnete Abflussumme stimmt mit der gemessenen gut überein, wenn auch kurzfristig gewisse Verschiebungen auftreten (Abb. 6). Mit der abgeleiteten Drainagefunktion wird der Abfluss etwas unterschätzt (Abb. 7). Da der Abfluss im Winter in erster Linie vom Niederschlag abhängt und im Sommer meist klein ist, reagiert das Modell nicht sehr empfindlich auf Fehler in der Verdunstungsberechnung. Zur Abschätzung der Sensitivität des Modells auf ungenau bestimmte Verdunstung, wurde die gemessene Evapotranspiration um 20% erhöht bzw. gesenkt. Aus beiden Abbildungen ist ersichtlich, dass eine um 20% zu tief berechnete Verdunstungssumme nur zu einer um ca. 10% erhöhten Abflussumme führen würde. Fehler in der Verdunstungsberechnung wirken sich erst nach Jahresfrist vollständig aus. Der Abfluss kann mit diesem Modell jeweils nur für ein Jahr relativ genau berechnet werden. Der Wassergehalt des Bodens muss am Ende einer Vegetationsperiode solange

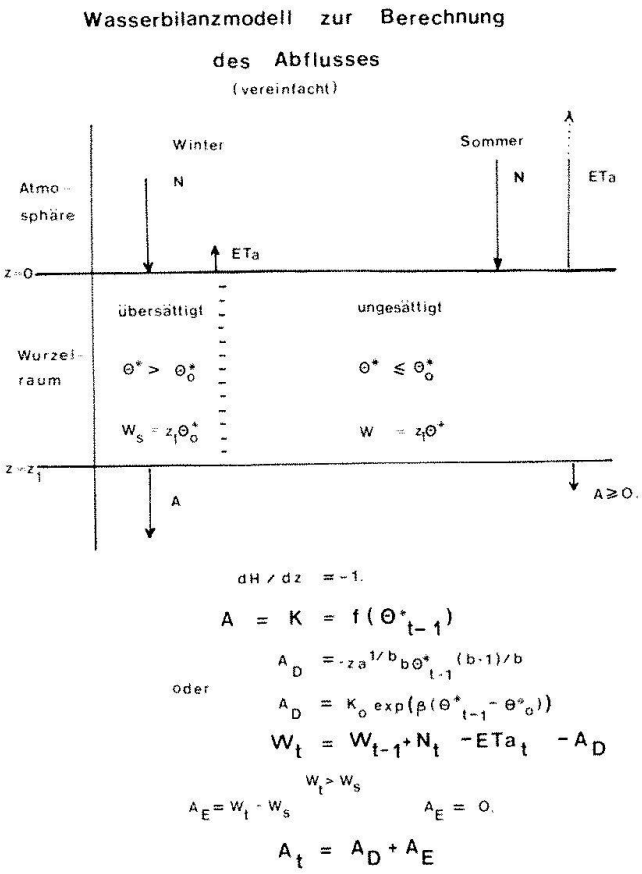

Abb. 5. Schematische Darstellung des Wasserbilanzmodells mit den wichtigsten Gleichungen (Wasserleitfähigkeitsfunktionen ($A_D =$) und Wasserbilanzgleichung ($W_t =$)).

N Niederschlag (mm)
ETa aktuelle Evapotranspiration (mm)
θ^* mittlerer Wassergehalt im Wurzelraum ($cm^3 \cdot cm^{-3}$)
θ_o^* mittlerer Wassergehalt bei Sättigung
W Wassermenge im Wurzelraum (mm)
W_s Wassermenge bei gesättigtem Boden
A Abfluss (mm)
A_D drainierbarer Abfluss
A_E Abfluss in Makroporen (in ungesättigtem Boden: $A_E = O$)
übrige Symbole siehe Text

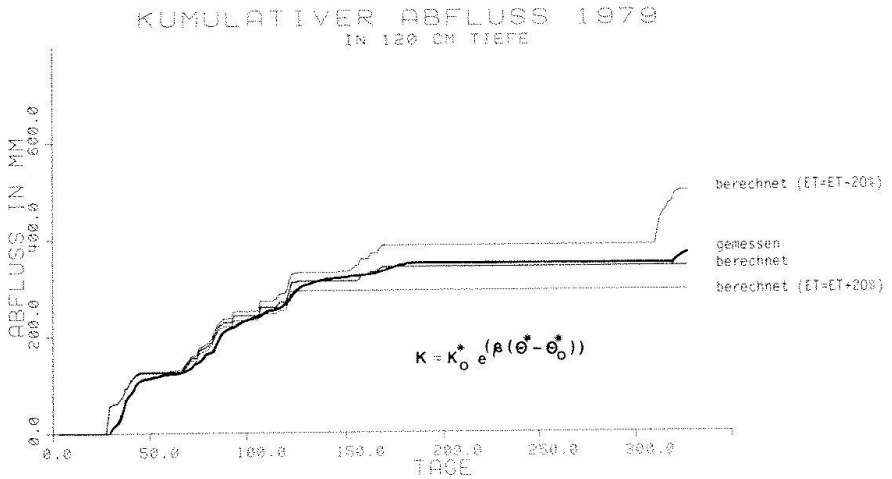

Abb. 6. Summenkurven des mit dem Wasserbilanzmodell berechneten und des gemessenen Abflusses aus dem grasbedeckten, gedüngten Lysimeter; sowie Fehlergrenzen bei einer hypothetisch angenommenen Abweichung der Evapotranspiration um ± 20% (feinste Linien).

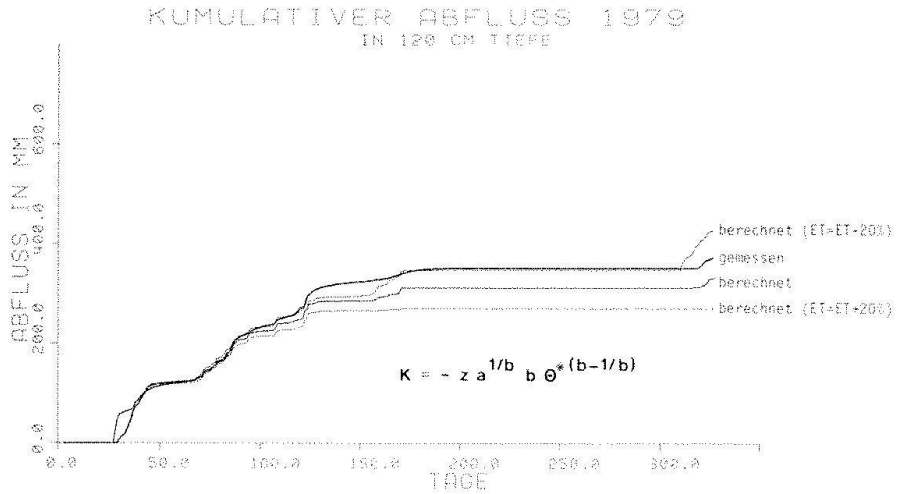

Abb. 7. Summenkurven des Abflusses wie Abbildung 6 mit einer aus der Drainagegleichung abgeleiteten Wasserleitfähigkeitsfunktion.

gemessen werden, bis die Niederschläge im Herbst oder Winter den Boden wieder aufgesättigt haben. Das Modell beginnt jährlich mit dem ersten Niederschlag, der den Boden kurzfristig übersättigt, von neuem.

Das vorliegende Wasserbilanzmodell kann durch Einführen eines separaten Pools für Niederschläge in Form von Schnee noch verbessert werden. Zieht man die grossen Unsicherheiten der herkömmlichen Methoden in der Wasserleitfähigkeitsbestimmung in Betracht (vgl. Flühler et al. 1976; Borer 1980), so wird die Tiefensickerung mit diesem Modell mit geringerem Aufwand ebensogut geschätzt. Mit etwas grösserem Aufwand dürfte eine Kombination aus Wasserbilanz und Darcy-Gesetz noch zu einer zuverlässigeren Bestimmung der Tiefensickerung führen (vgl. Schudel 1980).

Literatur

Borer, F. 1980: Zum Wasserhaushalt eines dominierenden Baums in einem Waldbestand. Diss Nr. 6529, ETH Zürich.

Bowen, I.S. 1926: The ratio of heat losses by Conduction and by evaporation from any water surface. Physical Review, 1926, Volume 27, 779–787.

Clothier, B.E., Scotter, D.R., Kerr, J.P. 1977: Drainage flux in permeable soil underlain by a coarse-textured layer. Soil Science Society of American Journal, 1977, Volume 41, 671–676.

Flühler, H., Attinger, W., Eppelsheimer, H., Leuenberger, J. 1973: Die Neutronensonde «Wallingford» Mod. 225. Interner Bericht der Professur für Bodenphysik, ETH Zürich.

Flühler, H., Germann, P., Richard, F., Leuenberger, J. 1976: Bestimmung von hydraulischen Parametern für die Wasserhaushaltsuntersuchungen in natürlich gelagerten Böden. Ein Vergleich von Feld- und Laboratoriumsmethoden. Zeitschrift für Pflanzenernährung und Bodenkunde, 1976, Heft 3, 329–342.

v. Hoyningen-Huene, J., Branden, H. 1978: Bestimmung der aktuellen Evapotranspiration landwirtschaftlicher Kulturen mit Hilfe mikrometeorologischer Ansätze. Mitteilungen der Deutschen Bodenkundlichen Gesellschaft, 1978, Band 26, 5–20.

Item, H. 1974: Ein Modell für den Wasserhaushalt eines Laubwaldes. Mitteilungen der schweizerischen Anstalt für das forstliche Versuchswesen, 1974, Band 50, Heft 3, 136–331.

Libardi, P.L., Reichhardt, K., Nielsen, D.R., Biggar, J.W. 1980: Simple field methods for estimating soil hydraulic conductivity. Soil Science Society of American Journal, 1980, Volume 44, 3–7.

Nielsen, D.R., Biggar, J.W., Ehr, K.T. 1973: Spatial variability of field-measured soil-water properties. Hilgardia 1973, Volume 42, No. 7, 215–259.

Penman, H.L. 1956: Evaporation. An introductory survey. Netherland Journal of Agricultural Science, 1956, Volume 4, 9–29.

Richards, L.A., Gardner, W.R., Ogota, G. 1956: Physical processes determing water loss from soil. Soil Science Soc. of American Procedings, 1956, Volume 20, 310–314.

Rijtema, P.E. 1968: On the relation between transpiration soil physical properties and crop production as a basis for water supply plans. Institut for Land and Water Management Research, Wageningen. Technical Bulletin 58.

Schädler, B. 1980: Die Variabilität der Evapotranspiration im Einzugsgebiet Rietholzbach bestimmt mit Energiebilanzmethoden. Diss. Nr. 6595, ETH Zürich.

Schudel, P. 1980: Untersuchungen der Wasserhaushaltskomponenten an drei wägbaren Lössmonolithen. Bulletin der Bodenkundlichen Gesellschaft der Schweiz, 1980, Heft 4, 19–27.

Adresse des Autors:

Dipl. Ing. Agr. P. Schudel
Eidg. Forschungsanstalt für Agrikulturchemie und Umwelthygiene
Schwarzenburgstrasse 155
CH-3097 Liebefeld-Bern