

# Bestimmung der Wasserversorgung arider Ökosysteme mit einfachen Methoden

Karl Stahr, Andreas Ruck und Reinhold Jahn\*

## Synopsis

Water is a limited resource in ecosystems of arid lands. It must be taken into concern, where ecological or plant production research is undertaken. Together with the water regime also salt dynamics must be characterized. Here a simple method is described, which allows to determine the salt content, water potential, available soil water, evaporation and seepage by only measuring water input, water content and electric conductivity of soil suspensions. The major limitation is the necessity of frequent, labour consuming measurements. It is shown how field capacity and evaporation was measured in a certain case of an Egyptian desert Regosol.

*Desert ecosystems, soils, water regime, salt dynamic, leaching requirement, osmotic potential, electric conductivity.*

*Wüsten-Ökosysteme, Böden, Wasserhaushalt, Salz-Dynamik, Auswaschungsbedarf, osmotisches Potential, elektrische Leitfähigkeit.*

## Einleitung

Pflanzen benötigen Wasser als Transportmedium für Ionen, als Reaktionsmedium und als Baustoff. Wasser ist auch der mengenmäßig wichtigste Bestandteil aller lebenden Pflanzen. Um Transpirations- und Assimilationsvorgänge aufrecht zu erhalten, benötigen Pflanzen eine kontinuierliche Wasserversorgung. Produktive Ökosysteme haben deshalb einen hohen Wasserbedarf. Der Wasserbedarf von Pflanzen oder Pflanzenbeständen ist bedingt durch innere, genetische bzw. physiologische Prägung, besonders aber auch durch äußere Einflüsse wie Strahlungsgenuß und Sättigungsdefizit der umgebenden Luft, Temperatur und Nährstoffversorgung. Pflanzen, die in Ökosystemen arider Gebiete beheimatet sind, haben in der Regel eine verminderte Produktivität. Sie haben jedoch Lebensformen entwickelt, die eine Anpassung an eine begrenzte Wasserversorgung darstellen (BORNKAMM, 1986; DARIUS, 1989).

Über Wasserbedarf und Wasserhaushalt von Wüsten-Ökosystemen existieren bisher nur unvollständi-

ge Vorstellungen (NOY-MEIR, 1985; LANGE et al., 1976). Für viele Pflanzen und Pflanzengesellschaften ist es nicht ausreichend bekannt, inwieweit sie vorhandene Bodenwasservorräte erschließen können bzw. wie sie dem Problem zunehmender Versalzung beim Verbrauch des vorhandenen Wassers begegnen können. Mit dieser Erörterung sollen Hinweise gegeben werden, wie unter ariden und extrem ariden Verhältnissen das pflanzenverfügbare Wasser ermittelt oder der Wasser- und Salzhaushalt gesteuert werden kann (vgl. SCHNEIDER, 1990 und RUCK, 1989).

## 1 Von der globalen Wasserbilanz zur Wasserversorgung der Pflanze

Betrachtet man einen beliebigen Ausschnitt aus der Erdkruste über einen längeren Zeitraum, das heißt über mehrere Wasserhaushaltszyklen (Jahre), so gilt eine allgemeine Wasserhaushaltsgleichung:

$$N - V - A + Z = 0 \quad .(1)$$

N = Niederschlag; V = Verdunstung; A = Abfluß;  
Z = Zufluß

Für Kontinente bzw. Hochländer oder Gebirge ist in der Regel der Zufluß (Z) gleich Null und die Verdunstung (V) kleiner als der Niederschlag (N), wodurch regelmäßige Abflüsse (A) entstehen. In Ozeanen und Beckenlandschaften sind die Abflüsse gleich Null, dann ist im Gleichgewicht die Verdunstung um den Zufluß größer als der Niederschlag. So einfach und einleuchtend diese Beziehung ist, so schwierig ist es, sie analytisch zu überprüfen, da über große Flächen Niederschläge und Verdunstung kaum mit ausreichender Genauigkeit erfaßt werden können. Andererseits ist diese Beziehung wenig hilfreich, wenn es um die Versorgung von Pflanzen mit Wasser geht. Da Pflanzen in der Regel ihr Wasser nicht direkt aus dem Niederschlag beziehen (Ausnahme: Epiphyten, Flechten etc.), ist für sie als Zwischenspeicher das pflanzenverfügbare Wasser des Bodens entscheidend. Außerdem ist für das Pflanzenwachstum generell nicht so sehr die durchschnittliche Bilanz mehrerer Jahre sondern die Wasserverfügbarkeit während bestimmter Entwicklungsphasen von Interesse. Versucht man, einen einfachen Ansatz für

\* Herrn Prof. Dr. Reinhard Bornkamm zum  
65. Geburtstag gewidmet

den Wasserhaushalt eines einzelnen Ökotops darzustellen, so läßt sich für beliebig kurze Zeiträume die Wasserhaushaltsgleichung folgendermaßen schreiben:

$$N - I - E - T - S + K - A + Z = \Delta BW \quad (2)$$

I = Interzeption, E = Evaporation, T = Transpiration, S = Sickerung, K = Kapillaraufstieg, BW = Bodenwasservorrat im Wurzelraum.

Hier wird festgestellt, daß nicht die ganze Verdunstung für die Pflanzen zur Verfügung steht, sondern die Interzeption und Evaporation sind die unproduktiven Verdunstungskomponenten, die entstehen, bevor das Wasser in den Wurzelraum gelangen kann. Durch Sickerung wird in feuchten Perioden der pflanzenverfügbare Bodenwasservorrat vermindert, durch Kapillaraufstieg kann er in Trockenzeiten unter günstigen Bedingungen wieder ergänzt werden. In terrestrischen Ökosystemen lassen sich Abfluß und Zufluß noch in oberirdische Wasserbewegung, die laterale Wasserbewegung im Wurzelraum (Zwischenabfluß, Interflow) und den Grundwasserstrom unterteilen. Der Bodenwasservorrat ist die im Wurzelraum bzw. bis zur Bodenwasserscheide gespeicherte Wassermenge im Boden, die variabel ist und zwischen vollständiger Wassersättigung und dem hygroskopischen Wasser – meist aber nur zwischen der Feldkapazität und dem Welkepunkt – schwankt.

Geht man von der Situation einer einzelnen Pflanze, die einen bestimmten Wurzelraum erfüllt, aus, so kann man deren Wasserhaushaltssituation durch den zum Zeitpunkt der Beobachtung im Wurzelraum vorhandenen Wasservorrat und den Grad der Verfügbarkeit dieses Wassers beschreiben. In einer ersten Abstraktion wird hier davon ausgegangen, daß das pflanzenverfügbare Wasser ausreichend beweglich ist, um zu den Pflanzenwurzeln zu gelangen. Die Frage der Transportgeschwindigkeit (Wasserleitfähigkeit) innerhalb des Wurzelraumes soll hier nicht diskutiert werden. Sie spielt bei sandigen, wie auch bei tonigen Böden in Bereichen geringerer Wassersättigung jedoch auch eine große Rolle (GAESE, 1979). Der für die Pflanzen verfügbare Wasservorrat läßt sich mit der Gleichung darstellen:

$$WVpfv = aBW - PWP \quad (3)$$

WVpfv = pflanzenverfügbares Wasservolumen (Wasservorrat), aBW = aktueller Bodenwasservorrat, PWP = Wasservorrat beim permanenten Welkepunkt.

Das pflanzenverfügbare Wasser wird in Bodenporen  $> 0,2 \mu\text{m}$  ( $> 0,1 \mu\text{m}$ ) gespeichert. Es kann bei starren Porensystemen direkt aus dem Wassergehalt bei bekannter Wasserspannungs- bzw. Wasserbindungs-Abhängigkeit abgelesen werden (HARTGE und

HORN, 1991). Da in Böden unterschiedliche Horizonte meist unterschiedliche Abhängigkeiten zwischen Wasserspannung und Wassergehalt zeigen, muß das pflanzenverfügbare Wasser über die verschiedenen Bodenhorizonte des Wurzelraums summiert werden (vgl. SCHLICHTING et al., 1995 – Kap. 7). Die kontinuierliche bzw. aktuelle Versorgung der Pflanze mit Wasser ergibt sich aber nicht aus dem noch vorhandenen pflanzenverfügbaren Wasservorrat, den die Pflanze nicht „empfinden“ kann, sondern vielmehr aus der herrschenden Wasserbindung, die die Pflanze zur Aufnahme von Wasser überwinden muß. Die aktuelle Wasserverfügbarkeit ergibt sich deshalb aus der herrschenden Wasserspannung  $\Phi_t$ , die die Pflanze überwinden muß, um Wasser aufzunehmen. Diese Wasserspannung wird konventionell über den pf-Wert (cm Wassersäule = Hektopascal/hPa) gemessen. Wasser ist pflanzenverfügbar über einen Bereich von

$$-\infty < = pF < = 4,2 \quad (4)$$

pF = negativer dekadischer Logarithmus des Wasserdrucks [cm Wassersäule].

Für den Pflanzenwasserentzug kommt hierbei das sogenannte Gesamtpotential  $\Phi_t$  zum Tragen, das durch verschiedene Teilpotentiale gebildet werden kann. Unter humiden Bedingungen sind diese Teilpotentiale im wesentlichen das Gravitationspotential  $\Phi_g$  und das Matrixpotential bzw. Kapillarpotential  $\Phi_m$ . Das Gesamtpotential  $\Phi_t$  ergibt sich aus der Addition der Teilpotentiale. Die Pflanze eignet sich das Wasser aus dem Boden dadurch an, indem sie ein Potentialgefälle aufbaut, dem das Wasser folgt. Wasserbewegung findet immer vom höheren Potential zum niedrigeren Potential statt. Während in Böden die Wasserspannung durch die Porengrößenverteilung reguliert wird, wird in Pflanzen die Wasserspannung im wesentlichen über das osmotische Potential der Zellen gesteuert. In ariden Gebieten reicht nun die Niederschlagsmenge nicht aus, um im Boden entstehende bzw. vorhandene Salze auszuwaschen, so daß hier auch das osmotische Potential eine Rolle spielt (SMETTAN, 1987). Für die Wasserverfügbarkeit von Pflanzen in ariden Gebieten ist also auch das osmotische Potential der Bodenlösung von Bedeutung. Wie oben beschrieben, addiert sich bei der Festlegung der Bodenwasserpotentiale das osmotische Potential zu den anderen Teilpotentiale. Da der Wurzelraum in der Regel eine Tiefenausdehnung von 30–100 cm hat (entspricht  $\partial\Phi_g$  30–100 hPa), das Matrixpotential und das osmotische Potential aber Werte bis 15.000 hPa und mehr erreichen können, spielt für die Betrachtung des Wasserhaushaltes vor allem bei angespannter Wasserhaushaltssituation das Gravitationspotential keine Rolle. Bei der Pflanzenwasseraufnahme spielen Unterschiede im Gravitations-

potential selbst dann keine Rolle, wenn die Wassersättigung hoch ist, da bei der Wasseraufnahme in die Wurzel in der Regel keine größeren Höhenunterschiede überwunden werden. Prinzipiell gilt aber für jeden Punkt des Wurzelraumes die Gleichung:

$$\Phi_t = \Phi_g + \Phi_m + \Phi_o \quad (5)$$

## 2 Die Bestimmung des pflanzenverfügbaren Wassers arider Standorte im Laufe der Zeit

Zur Erstellung einfacher Bestimmungen des Wasserhaushaltes von Pflanzen auf ariden Standorten kann der Lebensraum in **vier Kompartimente** unterteilt werden (Abb. 1).

### I) Der Luftraum

Er dient zur Wasserzufuhr über Niederschlags- oder Bewässerungswasser. Außerdem wird das verdunstete Wasser gasförmig abtransportiert.

### II) Wasseraustauschkompartiment/Oberstes Bodenkompartiment

Der Boden beginnt mit einem oberen schmalen Kompartiment, das im Bodenprofil dem Schaumboden und der Sand- und Steinauflage bei Wüstenböden entspricht (GAUER, 1989). Dieses Kompartiment sorgt für die Infiltration des Wassers aus der Atmosphäre in den Boden und aus ihm heraus findet der gasförmige, unproduktive Wasserverlust, die Evaporation, statt. Dieses Kompartiment ist nicht bzw. kaum durchwurzelt. Ein Entzug von Wasser durch die Pflanzen aus diesem obersten Bodenkompartiment muß nicht angenommen werden. Andererseits reichern sich hier Salze, die im Bodenwasser gelöst wurden, bei der Evaporation an der Oberfläche oder nahe der Oberfläche des Bodens an.

### III) Der (Haupt-)Wurzelraum

Das wichtigste Kompartiment des Bodens ist der (Haupt-)Wurzelraum. Hier findet der Entzug des Wassers durch die Pflanzen statt, das dann im Transpirationsstrom in die oberirdischen Pflanzenteile und durch Transpiration in die Atmosphäre gelangt. Dieses Kompartiment ist auch am abwärts gerichteten Sickerwasserstrom beteiligt, genauso wie an dem nach oben gerichteten Evaporationsstrom. Für genauere Betrachtungen kann dies Kompartiment in mehrere Schichten unterteilt werden (RUCK, 1989).

### IV) Das Unterbodenkompartiment

Es liegt unterhalb des Wurzelraumes, erleidet keinen Pflanzenwasserentzug mehr, ist aber an der Tiefensickerung der Bodenlösung beteiligt. Die Grenze zwischen dem Wurzelraum und dem Unterboden ist die Bodenwasserscheide (DUYNISVELD und STREBEL, 1986).

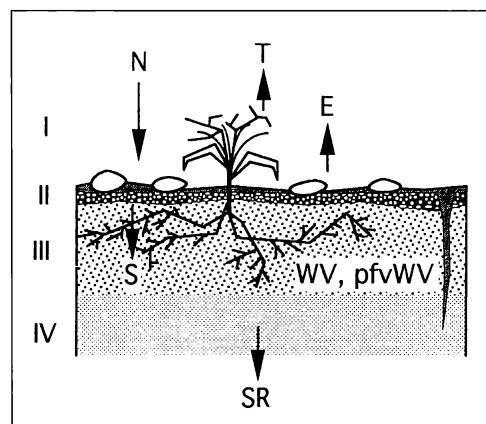


Abb. 1

**Vereinfachte Kompartimentierung arider Ökotope zur Beschreibung des Wasser- und Salzhaushalts. SR = Sickerrate**

Um nun das pflanzenverfügbare Wasser in einer Abhängigkeit von der Zeit darstellen zu können, müssen im Wurzelraum, in erster Näherung, für jeden Zeitpunkt  $t$  das Matrixpotential  $\Phi_m = f(t)$  und das osmotische Potential  $\Phi_o = f(t)$  bekannt sein. Um den Wasserhaushalt des Standortes auf seine Stresssituationen abschätzen zu können bzw. ihn für landwirtschaftliche Zwecke steuern zu können, müssen noch die Evaporation und die Sickerungsverluste bekannt sein. Da Salz auch in geringen Mengen in ariden Böden bereits eine große Rolle spielt, ist es wichtig zur Bestimmung des osmotischen Potentials auch die Salzkonzentration bzw. die Salzmenge in den verschiedenen Bodenkompartimenten bestimmen zu können.

Hat man nur Niederschlagsmeßgefäß, ein elektrisches Leitfähigkeitsgerät, einen Trockenschrank und eine Waage zur Verfügung, so können als Eingangsgrößen für das einfache Modell der **Niederschlag** und/oder das **Bewässerungswasser**, der gravimetrisch ermittelte **Bodenwassergehalt** in Abhängigkeit von Zeit und Bodentiefe und die **elektrische Leitfähigkeit** des Niederschlags- und Bewässerungswassers wie auch die elektrische Leitfähigkeit der Bodenlösung in Abhängigkeit von der **Zeit** bestimmt werden. Diese hier aufgezeigten Zielgrößen und Eingangsdaten sind zusammengefaßt in Tab. 1 dargestellt.

Um aus den einfachen Meßgrößen zu den Zielgrößen zu gelangen, müssen zunächst die Leitfähigkeitswerte in Salzkonzentrationen, Salzgehalte oder Salzmengen umgerechnet werden. Bereits RICHARDS (1954) erkannte, daß es in erster Näherung eine lineare Beziehung zwischen der Salzkonzentration in der Bo-

Eingabegrößen	Zielgrößen
1. <b>Niederschlag</b> $N = f(t)$ [mm]	1. <b>Salzkonzentration</b> $SK = f(t)$ [ $\text{mmol} \cdot \text{l}^{-1}$ ] <b>Salzgehalt</b> $SG = f(t)$ [ $\text{mmol} \cdot \text{kg}^{-1}$ ]
2. <b>Bewässerung</b> $Irr. = f(t)$ [mm]	2. <b>Wasserspannung</b> $\Phi_t = f(t)$ (matrix und osmotisch) [hPa]
3. <b>Bodenwassergehalt</b> $a_{WV} = f(t, h)$ [Gew. %]	3. <b>Verfügbarer Wasservorrat</b> $WV_{pv} = f(t)$ [Vol. % bzw. $\text{mm} \cdot \text{d}^{-1}$ ]
4. <b>elektr. Leitfähigkeit des Bewässerungswassers</b> $EL_w = f(t)$ [ $\text{mS} \cdot \text{cm}^{-1}$ ]	4. <b>Sickerrate</b> $SR = f(t)$
5. <b>elektr. Leitfähigkeit der Bodenlösung</b> $EL_B = f(t)$ [ $\text{mS} \cdot \text{cm}^{-1}$ ]	5. <b>Evaporation</b> $E = f(t)$ [mm]

Tab. 1

**Eingabe- und Zielparameter für ein einfaches Wasser- und Salzhaushaltsmodell für aride Gebiete**

denlösung und der elektrischen Leitfähigkeit gibt. Dies gilt nur, wenn die Salze etwa gleiche Ionen-Aktivitäten haben und eine mittlere Verteilung unterschiedlicher Salze (Chloride, Sulfate, Nitrate etc.) auftritt. In Gebieten mit einseitiger Salzzusammensetzung empfiehlt es sich deshalb, eine eigene Eichfunktion aufzustellen, ansonsten kann die von RICHARDSON ermittelte Gleichung benutzt werden.

$$\text{Salzkonzentration } SK [\text{mmol} \cdot \text{l}^{-1}] = EL [\text{mS} \cdot \text{cm}^{-1}] \cdot 10 \quad (6)$$

EL = Elektrische Leitfähigkeit

Die Salzkonzentration in der Bodenlösung setzt sich aus den leichtlöslichen Salzen, das sind in der Regel Chloride, Nitrate, Sulfate, ausnahmsweise auch Hydrogencarbonate, Bromide und Jodide des Natriums, Calciums, Magnesiums und Kaliums, ausnahmsweise auch des Lithiums und Strontiums, zusammen. Diese Salze haben definitionsgemäß eine Löslichkeit von mehr als zwei Gramm pro Liter - im allgemeinen aber eine Löslichkeit von mehr als 200 Gramm pro Liter. Daneben treten schwer lösliche Salze auf ( $< 2 \text{ g} \cdot \text{l}^{-1}$  löslich). Das sind Carbonate, Sulfate und Phosphate des Calciums und Magnesiums, ausnahmsweise auch des Strontiums und Bariums. Kommt es nun zu Niederschlägen oder berechnet man einen Boden in einem ariden Gebiet, so werden in der Regel die sogenannten leichtlöslichen Salze spontan vollständig gelöst. Dagegen werden die schwer löslichen Salze nur angelöst und es bleibt von ihnen ein ungelöster Rückstand. Solange ein Salz im Gleichgewicht mit seinem ungelösten Rückstand ist, ändert sich die Leitfähigkeit der Lösung nicht, da ja dieses Salz in gesättigter Lösung vorliegt. Ist aber das Salz vollständig

aufgelöst, so wird sich die Leitfähigkeit bei weiterer Zugabe von Wasser ändern, d.h. abnehmen. Diese Abnahme ist proportional zur zugegebenen Wassermenge bzw. der Verdünnung.

Aus Abb. 2 erkennt man, daß die Leitfähigkeit bei einem bestimmten Boden zu Wasser Verhältnis sich jeweils zusammensetzt aus einer Konstanten, die durch die schwerlöslichen Salze hervorgerufen wurde und einer Variablen, die durch die leichtlöslichen Salze entsteht. Man kann also, indem man zwei verschiedene Boden-Lösungs-Verhältnisse ansetzt, den Anteil der leichtlöslichen und schwerlöslichen Salze aus der Veränderung der elektrischen Leitfähigkeit bestimmen. Dieses ist solange möglich, wie die leichtlöslichen Salze vollständig gelöst sind und bei den schwerlöslichen Salzen ein Lösungsrückstand in der Festphase bestehen bleibt. Mißt man in Bereichen, in denen die schwerlöslichen Salze bereits vollständig gelöst sind, genügt eine Messung zur Bestimmung des Gesamtsalzgehaltes. Mißt man in dem Bereich, in dem noch leichtlösliche Salze ungelöst sind, so bestimmt man nur den augenblicklich gelösten Anteil und eine Extrapolation auf Veränderungen bei sich ändernden Wassergehalten ist nicht möglich. Wenn die obengenannten Randbedingungen eingehalten werden, kann also der Gehalt an leicht löslichen Salzen durch die Messung der elektrischen Leitfähigkeit in zwei Wasser : Boden Verhältnissen, z.B. 5 : 1 und 2,5 : 1, bestimmt werden. Es gilt dann:

$$\text{Salzgehalt } SG [\text{mmol} \cdot \text{kg}^{-1}] = 5 \cdot (EL_{2,5} - EL_5) \cdot 10 \quad (7)$$

$EL_{2,5} =$   
Elektr. Leitfähigkeit im Boden : Wasser Extrakt 1 : 2,5

Diese Gleichung läßt sich aus Abb. 2 und Gleichung (6) ableiten.

Kennt man den Salzgehalt, so läßt sich durch summieren der verschiedenen Bodenkompartimente (z.B. II bis IV), die im Boden vorhandene Menge an Salzen ermitteln:

Salzmenge SM [ $\text{mmol} \cdot \text{m}^{-2}$ ] =

$$\sum_{\text{I}}^{\text{X}} \text{SG} \cdot \text{P}_B [\text{kg} \cdot \text{l}^{-1}] \cdot 100 [\text{l} \cdot \text{m}^{-2} \cdot \text{dm}^{-1}] \cdot h [\text{dm}] \quad (8)$$

$P_B$  = Lagerungsdichte ( $P$  = Rho)

Aus den nunmehr bekannten Daten für den Salzhaushalt des Bodens lassen sich in jedem Zeitschritt auch die Größen für die Wasserspannungen bestimmen. Das Matrixpotential ergibt sich aus dem Wassergehalt, der in eine einmal im Gelände oder aushilfweise im Labor bestimmte Wassergehalts-/Wasserspannungs-Abhängigkeit eingesetzt wird (SCHLICHTING et al. 1995, Kapitel V und VI).

Das osmotische Potential wird über zwei Schritte bestimmt. Im ersten Schritt kann man die elektrische Leitfähigkeit der Bodenlösung ermitteln:

$$\text{EL}_B [\text{mS} \cdot \text{cm}^{-1}] = (\text{EL}_{2,5} - \text{EL}_5) \cdot \frac{500}{\text{aWV}} + (2 \cdot \text{EL}_5 - \text{EL}_{2,5}) \quad (9)$$

Hierbei ergibt sich aus dem ersten Produkt der Gleichung die elektrische Leitfähigkeit bedingt durch

leichtlösliche Salze, aus dem zweiten Glied die elektrische Leitfähigkeit bedingt durch schwerlösliche Salze. Die Konstante '500' bedeutet, daß der Wassergehalt bei dem Wasser : Boden Verhältnis von 5 : 1 ins Verhältnis mit dem aktuellen Wassergehalt in Prozent zu setzen ist, um auf die Leitfähigkeit in der Bodenlösung umrechnen zu können. Ist die Leitfähigkeit der Bodenlösung bekannt, so kann im zweiten Schritt mit der Gleichung (RICHARDS, 1954)

$$\Phi_o [\text{MPa}] = -0,036 \cdot \text{EL}_B [\text{mS} \cdot \text{cm}^{-1}] \quad (10)$$

das osmotische Potential der Bodenlösung direkt bestimmt werden.

Das pflanzenverfügbare Wasser läßt sich nach Gleichung (3) ermitteln. Dabei ist bei salzhaltigen Böden von Fall zu Fall die Lage des permanenten Welkepunktes zu bestimmen. Da sich bei veränderlichem osmotischen Potential auch der Wassergehalt beim Welkepunkt ändern muß. Praktisch muß man mit dem gemessenen Wassergehalt in die pF-Wg-Beziehung gehen und dort das Matrixpotential bestimmen und aus der gemessenen Leitfähigkeit bzw. der mit den Formeln (9) und (10) bestimmten Leitfähigkeit der Bodenlösung das osmotische Potential bestimmen. Der permanente Welkepunkt ist erreicht, wenn gilt:

$$\Phi_o + \Phi_m = \approx 1,5 \text{ MPa} \quad (11)$$

Diese Beziehung setzt voraus, daß sich das osmotische und das Matrix-Potential in gleicher Weise auf die Aufnehmbarkeit des Wassers aus dem Boden aus-

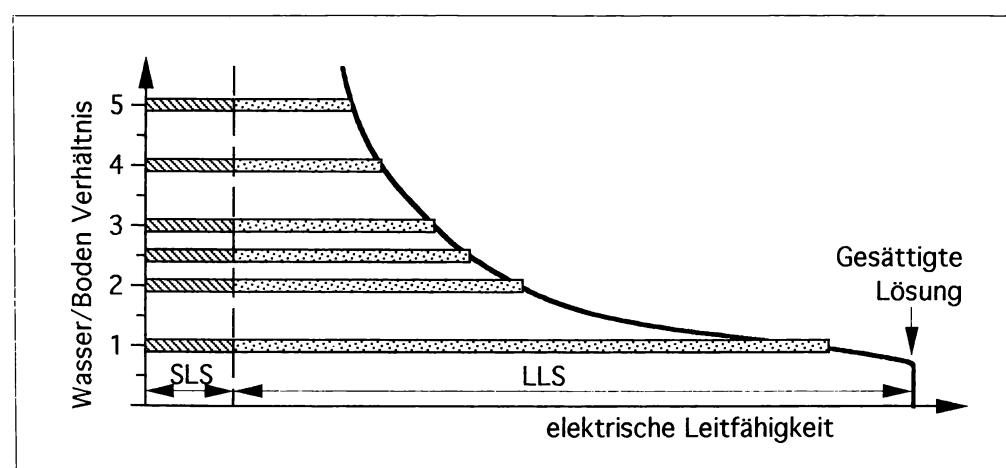


Abb. 2

Leitfähigkeit der Bodenlösung in Abhängigkeit vom Verhältnis Lösung zu Boden (Masse : Masse)

SLS = Schwerlösliche Salze, die nicht vollständig gelöst sind.

LLS = Leichtlösliche Salze, die meist vollständig gelöst sind.

wirken. Dies gilt wohl für schluffige und lehmige Böden (SCHLEIFF, 1986) und auch für spontane standortsgemäße Vegetation (RUCK, 1989). Unter bestimmten Bedingungen kann diese Bestimmung nur eingeschränkt gelten. Dann ist es ratsam, das Matrix-Potential und das osmotische Potential getrennt auszuweisen. Beide haben dann eigene ökologische Grenzen. SCHLEIFF (1986) berichtet, daß bei sandigen Böden sich das Matrix-Potential stärker auswirkt als das osmotische Potential. Dies ist nur scheinbar so. Da in seinem Versuchsboden das Matrix-Potential erst einen Wert von 1,5 MPa erreichte als der Wassergehalt bereits bei 1 Vol. % angelangt war und damit bei diesem sandigen Boden nicht die Wasserspannung sondern die Wasserleitfähigkeit bestimmend für die Wasseraufnahme geworden ist. Da nun durch die Zugabe von Salz das gleiche Gesamtpotential bereits bei höheren Wassergehalten und damit auch eine größere Wasserleitfähigkeit erreicht wird, ist dort die Wasseraufnahme bei gleichem Gesamtpotential scheinbar besser, wenn das osmotische Potential einen höheren Wert einnimmt. In Wirklichkeit ist aber lediglich die Wasserleitfähigkeit der bestimmende Faktor. Wirkliche Unterschiede treten dann auf, wenn besonders salzempfindliche Pflanzen in Betracht gezogen werden. So spielt für viele Kulturpflanzen bereits ein osmotisches Potential von 0,2 MPa eine Rolle für Wachstum und Ertrag und bei 0,4 MPa zeigen die Pflanzen eine deutliche Wachstumsreduktion (vgl. BRESLER et al., 1982). Da häufig in der Literatur nicht das Potential der Bodenlösung sondern lediglich das Potential des Sättigungsextraktes angegeben wird und bei einem Sättigungsextraktspotential von 0,2 MPa wahrscheinlich im Boden meist bereits deutlich höhere osmotische Potentiale und erst recht ein Gesamtpotential in der Nähe von 1,5 MPa auftreten dürften, muß diese Hypothese ebenfalls noch einmal überprüft werden. Ältere Modelle gingen davon aus, daß osmotisches Potential und Matrix-Potential in gleicher Weise die Pflanzenwasseraufnahme beeinflussen (ZUR und BRESLER, 1973). Es ist vernünftig anzunehmen, daß die Wasseraufnahme an sich rein physikalisch geschieht, aber dann durch die aufgenommene Bodenlösung in der Pflanze unterschiedliche physiologische Wirkungen erzielt werden. Eine abschließende Beurteilung muß hier noch einer zukünftigen Untersuchung vorbehalten bleiben.

Für die Stabilität arider Ökosysteme ist das Vorhandensein einer wenn auch minimalen Sickerrate entscheidend. Die Sickerrate garantiert, daß der Überschuß löslicher Salze aus dem Wurzelraum ausgewaschen wird. Bei der Bemessung der Sickerrate könnte man versucht sein, bis an die Löslichkeitsgrenze leicht löslicher Salze zu gehen. Dies würde aber bedeuten, daß im unteren Teil des potentiellen Wurzel-

raumes das osmotische Potential weit höher ist als 1,5 MPa, so daß dieser Wert praktisch nicht erreichbar ist, da die Lösungskonzentration nur solange zunehmen kann, wie durch Transpiration und/oder Evaporation die Bodenlösung eingedickt wird. Daraus ergibt sich, daß am Unterrand des Wurzelraumes das Gesamtpotential ebenfalls nicht größer als 1,5 MPa sein darf. Für den Abtransport von Salzen ist es besonders günstig, wenn der größere Anteil des Gesamtpotentials das osmotische Potential und der kleinere Anteil das Matrixpotential ist. Soll aber das Sickerwasser in anderen Teilen einer Landschaft noch von Pflanzen genutzt werden, so ist es dringend erforderlich, daß das osmotische Potential niedriger ist. Eine hohe Sickerrate garantiert eine Stabilität des Systems, insbesondere dann, wenn durch die Sickerrate nicht der Grundwasserspiegel ansteigt und dadurch wieder eine sekundäre Versalzung erzeugen kann. Unabhängig von den Zielvorgaben ist die Sickerrate definiert als

$$SR = S \text{ [mm]} \cdot (Irr + N \text{ [mm]})^{-1} \quad (12)$$

Unter Gleichgewichtsbedingungen, d.h. wenn keine Salze im Boden zurückgehalten werden und auch keine residualen Salze zu Beginn einer Beregnungsperiode oder einer Regenzeit im Boden vorhanden sind, kann die Sickerrate aus der Veränderung der elektrischen Leitfähigkeit der Bodenlösung vom Kompartiment I zum Kompartiment IV bestimmt werden. Daraus ergibt sich:

$$SR = EL_{N, Irr} \cdot EL_S^{-1} \quad (13)$$

Dies gilt unter der Annahme, daß die Aufnahme von Salzen durch die Pflanze vernachlässigbar ist. Gelten die Gleichgewichtsbedingungen nicht, so muß zunächst mit den Gleichungen (6) bis (8) der Salzvorrat vor Beginn des Niederschlags oder der Beregnung bestimmt werden und dann unter Berücksichtigung der Salzzufuhr mit dem Niederschlagswasser die Bodenlösungssituation nach dem Niederschlag und von dort ausgehend das Verhältnis der Bodenlösung vor Verdunstung zu dem Verhältnis der Bodenlösung im Sickerwasser bestimmt werden. Diese Bestimmung ist schon deshalb unsicherer, weil sie jetzt eine gleichmäßige Perkolation und damit gleichmäßige Verteilung der residualen Salze in der Bodenlösung voraussetzt.

Evaporation führt zu Wasserverlusten des Systems, die nicht für die Pflanzenproduktion benutzt werden können. Gleichwohl kann ein unproduktiver Wasserverlust, da er die Temperatur an der Bodenoberfläche senkt, einen günstigen Einfluß auf das Bioklima haben. Bei Böden arider Gebiete kann im allgemeinen davon ausgegangen werden, daß die Evaporation nur

aus dem obersten Bodenkompartiment (II) erfolgt. Gerade bei feuchten Bodenverhältnissen kann aber aus dem darunterliegenden Kompartiment Bodenlösung wieder aufsteigen. Erst wenn der Boden stärker abgetrocknet ist, wird diese Leitung unterbrochen. Wüstenböden können sich insofern selbst vor Evaporation schützen, indem an der Untergrenze des Schaumbodens eine Strukturheterogenität auftritt. Nach einem Niederschlagsereignis wird sich im Oberboden Salz akkumulieren, welches der durch Evaporation verlorengegangenen Wassermenge entspricht. Die Evaporation lässt sich also berechnen aus:

$$E[\text{mm}] = (SM^*_{t2} - SM^*_{t1} [\text{mmol} \cdot \text{m}^{-2}]) \cdot SK^*_{t1} [\text{mmol} \cdot \text{l}^{-1}] \quad (14)$$

\* = Werte für Oberbodenkompartiment II

Geht man davon aus, daß direkt unter dem Oberboden die Salzkonzentration noch den gleichen Wert hat, wie vor der Verdunstung, was an unbewachsenen Stellen zutrifft, so kann auch die Salzkonzentration im zweiten Bodenkompartiment als Ausgangskonzentration betrachtet werden. Damit könnte die Evaporation im einfachsten Fall mit der Bestimmung des Salzgehaltes in zwei Schichten zu einem Zeitpunkt bestimmt werden. Hat zwischen zwei Meßzeitpunkten ein Niederschlagsereignis oder eine Beregnung stattgefunden, so lässt sich nur die Evaporation nach dem Beregnungsergebnis ermitteln. Hierfür gilt:

$$E[\text{mm}] = SM^*_{t2} [\text{mmol} \cdot \text{m}^{-2}] \cdot SK^*_{N,irr} [\text{mmol} \cdot \text{l}^{-1}] - aBW^*[\text{mm}] \quad (15)$$

\* = Werte für Oberbodenkompartiment II

Bei diesem Ansatz muß die Salzmenge und das Restwasservolumen bis in eine Tiefe erfaßt sein, aus der Evaporation erwartet werden kann. Diese Tiefe lässt sich dadurch bestimmen, daß man den Punkt sucht, bei dem die Leitfähigkeit der Bodenlösung nach unten hin nicht mehr abnimmt. Dies legt nahe, daß man in bestimmten Situationen, die oben aufgeführten minimalen Kompartimente weiter unterteilt.

Verständlicherweise haben einfache Annahmen und Messungen vielfache Limitationen. Die Limitationen aus Tab. 2, welche für den hier dargestellten Ansatz gelten, können in der Regel durch zusätzliche Beobachtungen überwunden werden. So kann z.B. der Oberflächenabfluß in das System einbezogen werden, wenn die mit diesem Wasser transportierten Wassermengen und Salzmengen getrennt bestimmt werden. Ebenso kann die Interception berücksichtigt werden, wenn der Niederschlag unterhalb der interzipierenden Ebene aufgefangen wird und darin nochmals die elektrische Leitfähigkeit bestimmt wird. Dadurch kann so-

1. Kein Oberflächenabfluß
2. Keine laterale Wasserbewegung
3. Keine Interception
4. Keine Transpiration während Niederschlag/Beregnung
5. Keine Wasseraufnahme aus Unterboden
6. Keine Kapillaraufstieg aus dem Unterboden
7. Keine Neubildung von Salzen
8. Keine residualen Salze
9. Kein Wasserentzug aus oberstem Kompartiment
10. Keine Salzauswehung
11. Ereignisbezogene, kurzzeitige Meßintervalle

Tab. 2

**Begrenzungen für die Anwendbarkeit der einfachen Wasser- und Salzhaushaltsberechnungen**

gar die interzipierte Wassermenge und/oder das Leaching aus/von den Pflanzen bestimmt werden. Die Tatsache, daß das System keine Transpiration während Niederschlag und Beregnung zuläßt, ist nicht schwerwiegend, da durch eine Probenahme direkt nach diesen Ereignissen dieser Zustand sehr gut angenähert werden kann. Wie tief das Unterbodenkompartiment angesetzt werden muß, damit die bereits oben vorausgesetzten Bedingungen einer Nicht-Beteiligung an den Wurzelraumprozessen möglich ist, hängt von dem Aufbau des Bodens und dem Genauigkeitsanspruch ab. Neugebildete Salze und das Vorhandensein von residualen Salzen kann ohne weiteres durch zusätzliche Messungen einbezogen werden. Die Bedingung, daß aus dem obersten Kompartiment kein Wasserentzug durch die Pflanzen auftreten darf, ist dagegen unter Umständen kritisch zu beurteilen. Man kann dies dadurch annähern, indem dieses Kompartiment schmal gewählt wird. Dann besteht aber die Gefahr, daß die für Kompartiment II typischen Prozesse Evaporation mit Salzanreicherung und Infiltration mit Salzauswaschung regelmäßig wesentlich tiefer reichen und damit in diesem Kompartiment zu jedem Zeitpunkt nur unvollständig erfaßt werden. Auch die Salzauswehung kann durch zusätzliche Messungen, d.h. Erhöhung der Meßintervalle annähernd einbezogen werden. Da aber Auswehungsergebnisse selten vorhersehbar sind, erfordert dies einen hohen Betreuungsaufwand von Meßflächen. Am besten sind diese einfachen Simulationsrechnungen dann zu benutzen, wenn jeweils zu Zeitpunkten, in denen neue Zustände des Systems auftreten, Messungen vorhanden sind. Auch dann, wenn sich Prozesse natürlicherweise umkehren, z.B. Sicherung geht über in Kapillaraufstieg, sollten beim Umkehrpunkt Messungen vorhanden sein. Eine solche ereignisbezogene Beprobung kann durch Zusatzannahmen, wie z.B. bei Gleichung (15), umgangen werden. Dies bedeutet aber in jedem Fall eine Verringerung der Sicherheit der Bestimmungen.

### 3 Einfache Anwendungen

Eine wichtige Größe für die Beurteilung des Wasserspeichervermögens von Böden stellt die nutzbare Feldkapazität dar. Konventionellerweise wurde früher die Feldkapazität gleich dem pF 2,5 entsprechend 0,33 MPa gewählt. In Mitteleuropa wurde aber durch vielfältige Untersuchungen der letzten Jahrzehnte klar, daß die Böden, vor allem dann, wenn sie eine inhomogene Struktur aufweisen, eine Feldkapazität haben, die einen pF-Wert von 1,8 entsprechend 0,06 MPa einstellen. Diese Feldkapazität wird deshalb auch für überschlägige Berechnungen heute allgemein angewandt (vgl. Arbeitsgruppe Boden, 1994). Ein einfacher, wenn auch arbeitsaufwendiger Versuch, die Feldkapazität zu bestimmen, besteht darin, einen Boden der vegetationsfrei ist, soweit wie möglich mit Wasser zu sättigen und dann unter Verdunstungsschutz zu beobachten, wo sich im Gleichgewicht der Wassergehalt bzw. die Wasserspannung einstellt. Dies wurde für einen Eutric Regosol in Süd-Ägypten durchgeführt.

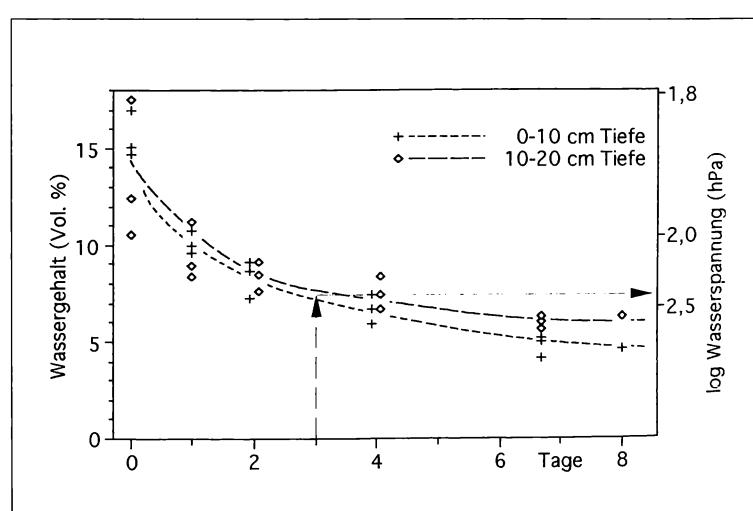
Abb. 3 zeigt, daß trotz der versuchten Wassersättigung bereits eine Stunde nach Beregnung der pF-Wert von 1,8 sowohl in 0 - 10 als auch 10 - 20 cm unterschritten war. Üblicherweise geht man davon aus, daß sich die Feldkapazität nach ca. 3 Tagen einstellt. Zu diesem Zeitpunkt war der Wassergehalt bereits stark abgefallen und die Wasserspannung lag bei pF 2,5. Daß auch zu diesem Zeitpunkt das Gleichgewicht noch nicht eingestellt war, zeigt anschaulich die Abb. 3. Voraussichtlich würde sich über längere Zeit ein Wert in der Nähe von 3 einstellen. Dies ist vor allem dadurch bedingt, daß der tiefere Unterboden sehr geringe Wassergehalte bzw. Wasserpotentia-

le hat. BLUME et al. (1985) bestimmten pF-Werte bis 6,5 in ungestörten Wüstenböden.

Schon oben wurde erwähnt, daß in Ökosystemen, in denen Wasser ein sehr knapper Faktor ist, die unproduktive Verdunstung eine wesentliche Größe darstellt, die letztlich auch über das den Pflanzen zur Verfügung stehende Wasser entscheidet. Da in Wüstengebieten meist die Vegetationsbedeckung bzw. die Blattflächen-Indizes sehr gering sind, ist eine große Oberfläche vorhanden, von der Evaporation stattfinden kann. Der wichtigste Zeitpunkt, an dem dieser Prozeß auftritt, ist die Zeit nach einem starken Niederschlag.

Die aus Abb. 4 hervorgehende Verdunstung von der Oberfläche entstammt einem Versuch aus einer begrenzten Parzelle von  $5 \times 5 \text{ m}^2$  Größe auf einem Eutric Regosol mit Yermic Phase in Süd-Ägypten in der Nähe von Bir Tarfawi (vgl. RUCK, 1989). Bei dem in Abb. 4 gezeigten Versuch war der Boden am Ende einer Beregnung von ca.  $100 \text{ l/m}^2$  an der Oberfläche naß (glänzend). Ein Oberflächenabfluß war auf der ebenen Fläche nicht eingetreten. Da aus der Beobachtung des Wassergehaltes die Verdunstung nicht genau genug bestimmt werden konnte, wurde sie mit Hilfe der Salzkonzentration, des Bewässerungswassers und der im Oberboden bestimmten Salzanreicherungen berechnet. Der Versuch wurde von Ende Oktober bis Anfang Dezember durchgeführt, so daß durch Kaltlufteinbrüche und eine generelle Zunahme der Luftfeuchte das Verdunstungsverhalten gegenüber gleichbleibenden Verhältnissen etwas verändert wurde. Deutlich erkennbar sind aber in dem Experiment drei Phasen: Die erste Phase dauerte nur einen Tag. Hier wurden ca. 9 mm verdunstet. Dies ent-

Abb. 3  
Ermittlung der Wasserkapazität des Oberbodens für einen Calcic Regosol bei Bir Tarfawi (Süd-Ägypten). Dargestellt ist der Wassergehalt, der sich nach Wassersättigung unter Verdunstungsschutz einstellt.



sprach in etwa der potentiellen Verdunstung, welche parallel mit einer Czernitzky-Platte bestimmt wurde. In dieser ersten Phase kann man also davon ausgehen, daß die Wasseranlieferung im gesättigten Fluß geschah und quasi eine Verdunstung von einer freien Oberfläche stattfand.

Im Anschluß war die Oberfläche immer noch feucht, trocknete aber in den folgenden Tagen ab. Trotzdem blieb die Verdunstung auch dann noch relativ hoch, so daß von einer durchschnittlichen Verdunstung von 2 bis 4 mm ausgegangen werden kann. Eine solche Verdunstungsrate setzt eine Anlieferung an die Oberfläche voraus, die im ungesättigten Fluß jedoch nicht weit weg von der Sättigung stattfindet. Zu Ende dieser Phase waren im Oberboden jedoch nur noch Wassergehalte von 2 % vorhanden. Diese Wassersättigung reicht für eine rasche Anlieferung nicht mehr aus. Dementsprechend sinkt jetzt die Evaporation auf sehr niedrige Werte. Man muß davon ausgehen, daß zu diesem Zeitpunkt bereits die Bodenluft eine Luftfeuchte unter 100 % besaß. Deshalb konnte in die Luftporen hinein Wasser verdunsten, das dann durch Diffusion und Konvektion aus diesen Poren heraus gasförmig transportiert wurde. Dieser Transport bleibt wegen des noch feuchteren Unterbodens über die gesamte Meßperiode erhalten. SONNTAG und CHRISTMANN (1987) bestimmten an trockenen natürlichen Wüstenböden in der Umgebung gasförmige Wasserverluste aus einem 10 - 100 m tiefen Grundwasserleiter von nur 0,1 mm/Jahr. Die hier bei einer hohen Bodenfeuchte in 60 - 100 cm Bodentiefe noch gemessenen Werte stimmen mit den mit Isotopen-Methoden von SONNTAG und CHRISTMANN (1987) ermittelten gut überein. Die Tatsache, daß zwischen dem 15. und 20. Tag eine Veränderung des

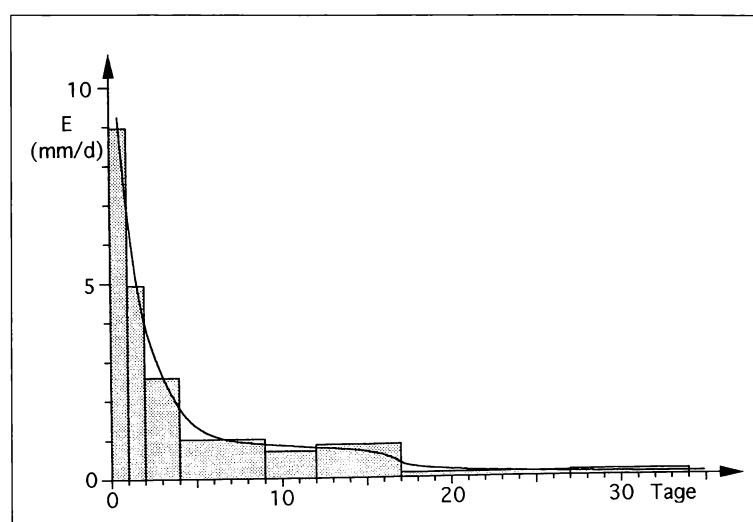
Verdunstungsprozesses einsetzt, zeigt sich auch an dem dort abknickenden Verlauf der Ausgleichskurve. In diesem Bereich ist der Oberboden, d.h. der Schaumboden, soweit trocken, daß er den Unterboden vor weiterer Verdunstung schützt.

## Literatur

- ARBEITSGRUPPE BODEN (1994): AG Boden, Bodenkundliche Kartieranleitung, 4. Aufl., Hannover.
- BLUME; H. P., W. G. VAHRSON & H. MESHREF (1985): Dynamics of water, temperature and salts in typical aridic soils after artificial rainstorms. - Catena, 12, 343-362, Braunschweig.
- BORNKAMM, R. (1986): Flora and Vegetation of small Oases in S-Egypt. Phytocoenologia 14. 275-284.
- BRESLER, E., B. L. MCNEAL & D. L. CARTER (1982): Saline and Sodic Soils - Principles, Dynamics, Modelling. - Springer, Berlin.
- DARIUS, F. (1989): Wasser- und Nährstoffhaushalt einer unbewohnten Kleinoase Süd-Ägyptens. TU Berlin, FB 14, Diss., Berlin.
- DUYNESVELD, W. H. M. & O. STREBEL (1986): Ermittlung der Nitrat-Verlagerung aus Ackerböden ins Grundwasser mit Hilfe von Simulationsmodellen. UBA-Texte 8, Berlin.
- GAESE, D. (1979): Gefügedynamik und Wasserbewegung in Pelosolen. Diss. Univ. Hohenheim.
- GAUER, J. (1991): Bodenentwicklung und Bodengesellschaften vom Mittelmeer zur Qattara Depression in Nordwest-Ägypten. Berliner Geowissenschaftliche Abhandlungen, Reihe A, Band 136, Berlin.

Abb. 4

Verdunstung (E) von einer unbewachsenen Oberfläche eines Calcaric Regosols bei Bir Tarrawi (Süd-Ägypten) nach einer Bewässerung bis zur Wassersättigung von Ende Oktober bis Anfang Dezember.



- HARTGE, K. H. und R. Horn (1991): Einführung in die Bodenphysik. Ferdinand Enke Verl., Stuttgart.
- LANGE, O. L. & U. BUSCHBOM, U. (1976): Plant production in arid and semi-arid areas. In: Lange, O.L., Kappen, L. & Schulze, E.D. (eds.): Water and plant life. Ecol. Studies, 19, 439-451, Berlin.
- NOY-MEIR, F. (1982): Special Effects in Modelling of Arid Ecosystems. - In: GOODALL, D.W.: Arid Land Ecosystems: 439-469, Cambridge.
- RICHARDS, L. A. (ed.) (1954): Diagnosis and Improvement of Saline and Alkali Soils. USDA Agriculture Handbook, 60, Washington.
- RUCK, A. (1989): Experimentelle Ökodynamik an zwei Standorten der Extremwüste. TU Berlin, FB 14, Diss. Verlag B. Schulz, Berlin.
- SCHLEIFF, U. (1986): Eine Vegetationstechnik zur quantitativen Bestimmung der Wasseraufnahme durch Wurzeln aus versalzten Rhizoböden. Z. Pflanzenernähr. Bodenk., 150, 139-146, Weinheim.
- SCHLICHTING, E., H.-P. BLUME, K. STAHR (1995): Bodenkundliches Praktikum. Blackwell-Verlag, Berlin - Wien.
- SCHNEIDER, U. (1990): Pflanzenökologische Untersuchungen an Wild- und Kulturpflanzen in der Extremwüste Süd-Ägyptens. Dissertationes Botanicae, Band 153. J. Cramer, Berlin - Stuttgart.
- SMETTAN, U. (1987): Typische Böden und Bodengesellschaften der Extremwüste Südwest-Ägyptens. TU Berlin, FB 14. Diss., 346 pp.
- SONNTAG, C. & D. CHRISTMANN (1987): Groundwater evaporation from east-Saharan depressions by means of deuterium and oxygen-18 in soil moisture. - Berliner geowiss. Abh. (A) 75.2: 385-396.
- ZUR, B. and E. BRESLER (1973): A model for the water and salt economy in irrigated agriculture. In: A. Hadas, D. Swartzendruber, P.E. Rijtema, M. Fuchs and B. Yaron (eds.): Physical aspects of soil water and salt in ecosystems. Springer, Berlin, 395-407.

### Adresse

Karl Stahr  
Andreas Ruck  
Reinhold Jahn  
Institut für Bodenkunde und Standortslehre  
Universität Hohenheim  
D-70593 Stuttgart

# ZOBODAT - [www.zobodat.at](http://www.zobodat.at)

Zoologisch-Botanische Datenbank/Zoological-Botanical Database

Digitale Literatur/Digital Literature

Zeitschrift/Journal: [Verhandlungen der Gesellschaft für Ökologie](#)

Jahr/Year: 1996

Band/Volume: [25\\_1996](#)

Autor(en)/Author(s): Stahr Karl, Jahn Reinhold, Ruck Andreas

Artikel/Article: [Bestimmung der Wasserversorgung arider Ökosysteme mit einfachen Methoden 339-348](#)