

# Anwendung der Verdunstungstheorien in der Bewässerungsplanung bei zweckmäßig eingerichteten agrarmeteorologischen Stationen

Use of evapotranspiration-theories by planning irrigation schemes,  
when agrometeorological stations are appropriated prepared

Von Markward Kunz °)

## 1. Einleitung

In der Praxis der Bewässerungsplanung werden die physikalischen Grundlagen der Verdunstung kaum eingesetzt; stattdessen finden empirische Näherungen Verwendung (z. B. die Formeln von *Blaney* und *Criddle* oder von *Thornthwaite*). Obwohl bekannt ist, daß diese Gleichungen ohne Anpassung an den Standort sehr ungenau sind, werden im allgemeinen auch längere Planungszeiten nicht genutzt, um die Formeln an einem rationalen Verfahren zu eichen. Es ist jedoch möglich, mit verhältnismäßig geringem Meß- und Auswertungsaufwand der Theorie genügende Methoden anzuwenden, vorausgesetzt, die meteorologischen Stationen sind zweckmäßig eingerichtet und die Rechenvorschriften werden vereinfacht.

Wenn für die Planungsarbeiten 1 bis 2 Jahre zur Verfügung stehen und sich während dieser Zeit die notwendigen Beobachtungen durchführen lassen, kann der Wasserverbrauch schon mit recht großer Sicherheit bestimmt werden.

Es entspricht den Erfordernissen bei Arbeiten in Ländern mit unterschiedlich entwickelten meteorologischen Diensten und technischen Voraussetzungen in den Projektgebieten, daß man sich nicht auf ein bestimmtes Verfahren zur Ermittlung des Wasserverbrauchs festgelegt, sondern daß Variationen in dem Verhältnis von Annahmen zu Theorie möglich sind. Damit können bei vollständigerem Datenmaterial empirische Ausdrücke durch Meßwerte ersetzt werden.

---

°) Dr.-Ing. Markward Kunz, wissenschaftlicher Assistent am Institut für Wasserwirtschaft, Hydrologie und landwirtschaftlichen Wasserbau, Techn. Universität Hannover.

*Anschrift:* 3 Hannover, Welfengarten 1.

Angeregt durch agrarmeteorologische Beratung und internationale Vorhaben (z. B. Internationale Hydrologische Dekade) werden in zunehmendem Maße auch in Entwicklungsländern zahlreiche Klimaelemente beobachtet, die neue Auswertungsmethoden möglich machen; z. T. sind sie auch schon definitiv vorgeschrieben (*Rijks*, 6).

Unabhängig davon, ob Klimawerte verfügbar oder erst zu messen sind, werden immer häufiger von Landwirtschaftsexperten Kenntnisse auf dem Gebiet der Mikroklimatologie verlangt. Es genügt nicht, ohne Wissen um die Zusammenhänge Daten in bestimmte Formeln einzusetzen, weil die Voraussetzung hierfür — genormte und vergleichbare Bedingungen — in den wenigsten Fällen angetroffen werden. Den Vorschlägen für die Ausrüstung von agrarmeteorologischen Stationen bei Bewässerungsprojekten soll daher eine kurze Beschreibung der Verdunstungstheorien vorangestellt werden.

## 2. Bezeichnungen

E	Sättigungsdampfdruck	(mm Hg)
G	atmosphärische Gegenstrahlung	$\text{cal} \cdot \text{cm}^{-2} \cdot \text{sec}^{-1}$
H	ungerichtete Himmelsstrahlung	$\text{cal} \cdot \text{cm}^{-2} \cdot \text{sec}^{-1}$
I	direkte Sonnenstrahlung	$\text{cal} \cdot \text{cm}^{-2} \cdot \text{sec}^{-1}$
L	Wärmefluß in der Atmosphäre	$\text{cal} \cdot \text{cm}^{-2} \cdot \text{sec}^{-1}$
S	Strahlungsbilanz	$\text{cal} \cdot \text{cm}^{-2} \cdot \text{sec}^{-1}$
T	Temperatur	$^{\circ}\text{C}$ oder $^{\circ}\text{K}$
V	Evapotranspiration	$(\text{mm H}_2\text{O}) \cdot \text{sec}^{-1}$
$\bar{V}$	Wärmeäquivalent der Evapotranspiration	$\text{cal} \cdot \text{cm}^{-2} \cdot \text{sec}^{-1}$
$c_p$	spezifische Wärme bei konstantem Druck	$\text{cal} \cdot \text{g}^{-1} \cdot ^{\circ}\text{C}^{-1}$
d	Verschiebung des Windprofilnullpunktes	cm
e	Dampfdruck	(mm Hg)
h	relative Luftfeuchte (als Dezimale)	—
k	Konstante ( <i>v. Kármán</i> )	—
p	Luftdruck	(mm Hg)
r	Reflexzahl oder Albedo	—
u	Windgeschwindigkeit	$\text{cm} \cdot \text{sec}^{-1}$
z	Meßebene über Gelände	cm
$z_0$	Rauhigkeitsfaktor	cm
$\gamma$	Psychrometerkonstante	$(\text{mm Hg}) \cdot ^{\circ}\text{C}^{-1}$
$\Delta$	Steigung der Sättigungsdampfspannungskurve	$(\text{mm Hg}) \cdot ^{\circ}\text{C}^{-1}$
$\varepsilon$	Konstante	—
$\lambda$	Verdampfungswärme	$\text{cal} \cdot \text{g}^{-1}$
$\rho$	Dichte der Atmosphäre	$\text{g} \cdot \text{cm}^{-3}$
$\sigma$	Konstante ( <i>Stefan Boltzmann</i> )	$\text{cal} \cdot \text{cm}^{-2} \cdot \text{sec}^{-1} \cdot ^{\circ}\text{K}^{-4}$

### 3. Physikalische Grundlagen der Verdunstung

Die Verdunstung ist ein physikalischer Vorgang, der durch den Transport des Wasserdampfes in der Atmosphäre und durch den Energiebedarf bei dem Übergang des Wassers vom flüssigen zum gasförmigen Aggregatzustand festgelegt ist. Damit läßt sich die Verdunstung entweder mit aerodynamischen Methoden oder aus einer Bilanz des Wärmehaushaltes bestimmen.

#### 3.1. Verdunstung als Transportprozeß

Meßtechnisch wesentlich einfacher als eine direkte Registrierung des Wasserdampfstromes ist es, die Windgeschwindigkeiten und Lufteigenschaften in mehreren Ebenen aufzunehmen und aus den Gradienten die Transportgrößen abzuleiten. Mit dem vertikalen Windprofil lassen sich unter Verwendung der Mischungswegtheorie von *Prandtl* die Strömungseigenschaften der Atmosphäre beschreiben. Von dieser hängen die Turbulenz und damit auch die Größe des vertikalen Wasserdampf- oder Wärmetransportes ab.

Auf den Wärmefluß ( $L$ ) angewendet ergibt die Theorie die Gleichung:

$$L = \rho c_p k^2 \frac{(T_1 - T_2) (u_2 - u_1)}{\left(\ln \frac{z_2 - d}{z_1 - d}\right)^2} \quad (\text{cal cm}^{-2} \text{ sec}^{-1}), \quad (1)$$

in der  $T$  die Temperatur,  $u$  die horizontale Windgeschwindigkeit,  $(z - d)$  die Höhe der Meßebene über dem Windprofilnullpunkt,  $\rho$  die Dichte der Luft,  $c_p$  die spez. Wärme (bei konst. Druck) und  $k$  eine Konstante (*v. Kármán*,  $k = 0,4$ ) sind. Der Index 1 bzw. 2 bedeutet die Meßebene, in der die Werte festgestellt werden.

Der Wasserdampfstrom ( $\bar{V}$ ), als Energieäquivalent dargestellt, ergibt sich analog zur Gleichung 1:

$$\bar{V} = \lambda \frac{\rho \cdot \varepsilon}{p} k^2 \frac{(e_1 - e_2) (u_2 - u_1)}{\left(\ln \frac{z_2 - d}{z_1 - d}\right)^2} \quad (\text{cal cm}^{-2} \text{ sec}^{-1}), \quad (2)$$

in der  $\lambda$  die Verdampfungswärme des Wassers,  $e$  der Dampfdruck,  $p$  der Luftdruck und  $\varepsilon$  das Verhältnis der Gaskonstanten von Wasserdampf und Luft ( $\varepsilon = 0,622$ ) sind. Bei Verwendung von Durchschnittswerten für  $c_p$ ,  $p$ ,  $\rho$  und  $\lambda$  bleiben in den Gleichungen 1 und 2 als einzige Variable einer Meßeinrichtung die Größen  $T$ ,  $e$  und  $u$ .

*Prandtl's* Mischungswegtheorie und damit auch die Gleichungen 1 und 2 setzen jedoch voraus, daß die Turbulenz durch Reibung, also durch Zunahme der horizontalen Windgeschwindigkeit mit der Höhe entsteht. Die transportierten Eigenschaften der Luft dürfen keinen Einfluß auf die Turbulenz nehmen. Das ist nur dann der Fall, wenn eine auf- oder ab-

wärts verschobene Luftmasse in ihrer neuen Lage die gleiche Temperatur vorfindet, die sie selbst infolge der Luftdruckänderung angenommen hat. Ein größerer Temperaturgradient hat einen aufwärts gerichteten vertikalen Strom erwärmter Luftteilchen zur Folge (Konvektionsaustausch); bei einem kleineren Temperaturgradienten wird die Turbulenz der Luft eingeschränkt. Gerade in den warmen Ländern kann der Konvektionsaustausch erhebliche Ausmaße erreichen, er wird u. a. in den oft zu beobachtenden Staubhosen (Kleintromben, engl. dust-devils oder sand-devils) sichtbar.

Der Einfluß der Lufttemperatur auf den Transport des Wasserdampfes läßt sich zwar angenähert erfassen — vgl. *Brogmus* (1) und *Hagan* u. a. (3) —, erschwert jedoch die Rechnung sehr. Die Turbulenzgleichungen 1 und 2 werden daher nicht unmittelbar zur Bestimmung der Verdunstung verwendet, sondern in ein Näherungsverfahren eingefügt, wie in den folgenden Abschnitten gezeigt wird.

### 3.2. Energiebilanz und Verdunstung

Es kann nicht mehr Wasser verdunsten als Energie für die Aufbringung der Verdampfungswärme zur Verfügung steht. Damit läßt sich die Verdunstungshöhe aus dem Wärmehaushalt berechnen.

Der Energieumsatz an der Erdoberfläche wird durch die Strahlungsbilanz als Resultierende aller auftreffenden und abgehenden Strahlungsmengen, den Wärmestrom der bodennahen Luft und des Bodens und durch das Wärmeäquivalent der Verdunstung bestimmt.

Die Strahlungsbilanz  $S$  ergibt sich aus der Gleichung:

$$S = (I + H) \cdot (1 - r) + G - \sigma T^4, \quad (3)$$

in der  $I$  die direkte Sonnenstrahlung,  $H$  die ungerichtete Himmelsstrahlung,  $r$  die Reflexzahl,  $G$  die Gegenstrahlung der Atmosphäre und  $\sigma T^4$  die Ausstrahlung (nach dem Stefan-Boltzmannschen Gesetz;  $\sigma$  ist eine Konstante,  $T$  die absolute Temperatur der Erdoberfläche) sind.

Die Einstrahlung verursacht periodische Schwankungen der Wärmebewegung im Boden während eines Tages und eines Jahres. Die absoluten Größen der dadurch hervorgerufenen Gewinne oder Verluste an Energie sind aber verhältnismäßig gering, was eine Vernachlässigung dieser Werte rechtfertigt. Außer den periodischen unterliegt die Bodentemperatur noch unregelmäßigen Schwankungen, verursacht durch den Wechsel der Witterung. Diese Größe kann nur durch Messung der Bodentemperatur erfaßt werden. Bei der Nicht-Berücksichtigung des Wertes gleichen sich jedoch die Fehler während einer längeren Beobachtungsperiode weitgehend aus. Damit stellt die Gleichung

$$S = L + \bar{V} \quad (4)$$

mit dem Wärmefluß in der Atmosphäre  $L$  und dem Wärmeäquivalent der Verdunstung  $\bar{V}$  die Bilanz des Wärmehaushaltes dar.

Während sich die Strahlungsbilanz  $S$  messen oder abschätzen läßt, ist eine direkte Bestimmung von  $L$  und  $\bar{V}$  nicht möglich. Die Trennung dieser Größen erfolgt unter Zuhilfenahme der Gleichungen (1) und (2), indem das Verhältnis von  $L$  zu  $\bar{V}$  gebildet wird. Durch die Division entfallen die vom Windprofil abhängigen Ausdrücke; es entsteht die Gleichung

$$\frac{L}{\bar{V}} = \frac{c_p \cdot p (T_1 - T_2)}{\varepsilon \cdot \lambda (e_1 - e_2)} \quad \text{oder} \quad (5)$$

$$\frac{L}{\bar{V}} = \gamma \frac{T_1 - T_2}{e_1 - e_2},$$

in der  $\gamma$  die Psychrometerkonstante ist ( $\gamma = 0,5$ ).

Durch die Einführung von  $\frac{L}{\bar{V}}$  läßt sich  $\bar{V}$  aus der Gleichung 4 berechnen:

$$\bar{V} = \frac{S}{1 + \frac{L}{\bar{V}}}.$$

Die Methode der Energiebilanz erfordert ebenso wie die Bestimmung der Verdunstung aus den Transportgleichungen des Wasserdampfes die Messung mehrerer Größen in zwei Ebenen. Wenn das Verhältnis  $L$  zu  $\bar{V}$  negativ wird, hängt die Verwendbarkeit des Verfahrens von sehr genauer Bestimmung des Temperatur- und Dampfdruckgradienten ab.

### 3.3. Näherungsverfahren

Für die bisher genannten Formeln reichen die instrumentellen Ausrüstungen der Standard-Wetterstationen nicht aus. Beobachtungen werden nur in einer Ebene durchgeführt und die Meßgenauigkeit entspricht nicht den Anforderungen der Gleichungen.

Als Grundlage für die Auswertung meteorologischer Daten eignen sich folgende Näherungen:

Die Gleichungen 1 und 2 sind dadurch zu vereinfachen, daß die untere Meßhöhe in die Nullebene des Windprofiles gelegt wird ( $z_1 - d = 0$ ;  $u_1 = 0$ ). Durch Einführung der Steigung der Sättigungsdampfspannungskurve  $\Delta$  läßt sich eine Beziehung zwischen der Temperatur und der Dampfspannung aufstellen; (über die Gleichungen:  $\Delta = \frac{dE}{dT}$ , mit der Sättigungsdampfspannung  $E$  und  $E = \frac{e}{h}$ , wenn  $h$  die relative Luftfeuchte

ist). Damit kann unter Verwendung der Gleichungen 1 und 2 der Wärmefluß der Atmosphäre als Funktion der Verdunstung dargestellt werden (vgl. die Ableitung bei Kunz, 4). Wird statt des Wärmeflusses  $L$  diese Funktion in die Beziehung des Wärmehaushaltes (Gleichung 4) eingesetzt, so ergibt sich:

$$\bar{V} = \frac{\Delta \cdot h_0 \cdot S + \gamma \cdot \bar{V}_v}{\gamma + \Delta \cdot h_0} \quad (6)$$

in der neben den schon definierten Ausdrücken  $h_0$  die rel. Luftfeuchte als Dezimale in der Null-Ebene des Windprofils und  $\bar{V}_v$  eine abkürzende Schreibweise für

$$\bar{V}_v = \lambda \cdot \frac{\rho \cdot \varepsilon}{p} \cdot k^2 \cdot \frac{u_2 \cdot (h_0 \cdot E_2 - e_2)}{\left( \ln \frac{z_2 - d}{z_0} \right)^2} \quad (7)$$

sind. Es ist zu erkennen, daß die Gleichung 7 aus der Gleichung 2 hervorgegangen ist, jedoch mit einem durch die Umformung veränderten Term für den Einfluß des Dampfdruckes. Außerdem muß ein Rauheitsfaktor  $z_0$  des Windprofils mit aufgenommen werden, der zunächst bei der Ableitung für zwei Meßebenen durch Differenzenbildung eliminiert worden war.

Beschränkt man sich auf die Berechnung der potentiellen Verdunstung (d. h. den Verdunstungswert bei ausreichendem Wasservorrat), so kann angenäher  $h_0 = 1$  gesetzt werden.

Zur weiteren Vereinfachung hat *Penman* (5) für die Größen  $S$  und  $\bar{V}_v$  folgende empirische Näherungsgleichungen angegeben:

$$V_v = 0,35 (1 + 5,4 \cdot 10^{-3} \cdot u_2) \cdot (E_2 - e_2) \quad (8)$$

$$S = \frac{I_A}{59} \cdot (1 - r) \cdot (0,18 + 0,55 \cdot \frac{n}{N}) - \sigma \cdot T^4 \cdot (0,56 - 0,09 \cdot \sqrt{e_2}) \cdot (0,1 + 0,9 \frac{n}{N}), \quad (9)$$

wobei  $u_2$ , wie vereinbart, in  $\text{cm} \cdot \text{sec}^{-1}$  eingesetzt wird,  $\frac{n}{N}$  das Verhältnis der aktuellen zur möglichen Sonnenscheindauer und  $I_A$  die extraterrestrische Sonnenstrahlung ( $\text{cal} \cdot \text{cm}^{-2} \cdot \text{Tag}^{-1}$ ) sind. Durch die in den Formeln 8 und 9 erfolgte Division mit  $\lambda$  geht das Wärmeäquivalent  $\bar{V}$  ( $\text{cal} \cdot \text{cm}^{-2} \cdot \text{Tag}^{-1}$ ) wieder in die Verdunstungshöhe  $V$  ( $\text{mm H}_2\text{O} \cdot \text{Tag}^{-1}$ ) über, so daß auch mit Gleichung 6 die tägliche Verdunstung in mm berechnet wird.

#### 4. Anwendungen

Der Rechenaufwand zur Lösung der vorstehenden Gleichungen 6, 8 und 9 oder 3, 6 und 7 ist erheblich größer als bei empirischen Verfahren, er läßt sich aber ohne Rechenhilfen in angemessener Zeit bewältigen. Der größere Aufwand wird durch eine sichere Aussage gerechtfertigt.

Um die potentielle Verdunstung nach der *Penman*-Methode (Formeln 6, 8 und 9) ermitteln zu können, müssen die Windgeschwindigkeit  $u$  (in 2 m Höhe), die Temperatur  $T$ , der Dampfdruck  $e$  und die Sonnenscheindauer  $n$  bekannt sein. Alle anderen Größen der Gleichungen sind Konstanten oder Tabellenwerte: die Psychrometerkonstante  $\gamma$  ( $\gamma = 0,5$ ), die Stefan Boltzmannsche Konstante  $\sigma$  (s. Tabelle 3), die extraterrestrische Sonnenstrahlung  $I_A$  (s. Tabelle 4), der zu der gemessenen Lufttemperatur gehörende Sättigungsdampfdruck  $E$  (s. Tabelle 1), die Steigung der Sättigungsdampfspannungskurve  $\Delta$  in Abhängigkeit von der Lufttemperatur (s. Tabelle 2), die mögliche Sonnenscheindauer  $N$  (s. Tabelle 5) und die Reflexzahl  $r$  (Erfahrungswert für Gras:  $r = 0,25$ ).

Die erforderlichen meteorologischen Beobachtungsgrößen müssen, den Bedingungen in den Projektgebieten entsprechend, mit einfachen und unempfindlichen Geräten gemessen werden. Da elektrische Energie meistens nicht zur Verfügung steht, ist ein mechanischer Antrieb zu fordern.

Zur Aufzeichnung der Windgeschwindigkeit (und des Windweges) eignet sich der mechanische Windschreiber nach Woelfle (ca. 2.400,— DM), dessen Registrierzeit 4 Wochen beträgt.

Die z. Zt. in Deutschland gültigen Preise werden zur Orientierung angegeben, sie sind in Klammern der Gerätebezeichnung nachgestellt.

Temperatur und Luftfeuchte (aus denen sich der Dampfdruck  $e$  berechnen läßt) werden von einem Thermo-Hygrographen (ca. 460,— DM) aufgezeichnet. Die Umlaufzeit kann 7 oder 14 Tage betragen. Zur Kontrolle dieses Gerätes sollten bei Ablesungen und Streifenwechsel Temperatur, rel. Luftfeuchte und Temperaturextreme mit den Werten eines Normal-Psychrometers (ca. 420,— DM) verglichen werden. Die Sonnenscheindauer wird mit einem Schreiber nach Campbell-Stokes (ca. 600,— DM) selbsttätig aufgezeichnet, der Schreibstreifen muß jedoch täglich gewechselt werden.

Notwendige Bestandteile der Klimastation sind außerdem Regenschreiber (ca. 1.200,— DM), Niederschlagsmesser (ca. 100,— DM) und Thermometerhütte (ca. 1.100,— DM).

Während in den Gleichungen 8 und 9 die Strahlungsbilanz und der Einfluß der Turbulenz aus Erfahrungswerten berechnet werden, sind mit den Gleichungen 3 und 7 die physikalischen Gesetzmäßigkeiten wiedergegeben. Durch die Anwendung dieser rationaleren Formeln während der Planungszeit wird eine Beschränkung der empirischen Annahme ermöglicht, und ebenso können dadurch für die zurückliegende Zeit die Gleichungen 8 und 9 den örtlichen Gegebenheiten angepaßt werden.

Die Gleichung 3 würde erfordern, daß die kurzwellige Strahlung ( $I + H$ ) und die langwellige Strahlung ( $G$  und  $\sigma \cdot T^4$ ) gemessen wird. Direkte Sonnenstrahlung und Himmelsstrahlung ( $I + H$ ) lassen sich mit einem Bimetall-Aktinographen nach Robitzsch Fuess (ca. 1.600,— DM) messen. Die Bedienung des Gerätes ist einfach und kann auch von ungeübten

Beobachtern ausgeführt werden. Die Umlaufzeit beträgt 4 Tage oder eine Woche; elektrische Energie ist nicht unbedingt erforderlich.

Für die Registrierung der langwelligen Strahlung ist der Meßaufwand zu groß, es wird deshalb vorgeschlagen, die Gleichung 9 nur teilweise zu ersetzen:

$$S = \frac{(I + H)}{59} (1 - r) - \sigma \cdot T^4 \cdot (0,56 - 0,09 \cdot \sqrt{e_2}) \cdot (0,1 + 0,9 \frac{n}{N}),$$

(mm H<sub>2</sub>O) · Tag<sup>-1</sup> (10)

worin (I + H) der mit dem Bimetall-Aktinographen gemessene Wert (cal · cm<sup>-2</sup> · Tag<sup>-1</sup>) der kurzwelligen Strahlung ist; die Strahlungssumme eines Tages wird durch Planimetrierung auf dem Schreibstreifen ermittelt.

Die Gleichung 7 ist auch ohne zusätzliche Messungen zu verwenden, wenn die Vegetationsbedeckung niedrig ist und damit die Verschiebung des Windprofil-Nullpunktes (d) vernachlässigt werden kann. In den meisten Fällen wird jedoch eine Bestimmung dieser Größe erforderlich sein; es muß dazu die Windgeschwindigkeit in drei verschiedenen Höhengniveaus (z<sub>1</sub>, z<sub>2</sub>, z<sub>3</sub>) gemessen werden. Durch Approximation ist d dann aus der Gleichung:

$$\frac{u_3 - u_1}{u_2 - u_1} = \frac{\ln(z_3 - d) - \ln(z_1 - d)}{\ln(z_2 - d) - \ln(z_1 - d)}$$

zu bestimmen.

Richtwerte für den Rauigkeitsfaktor z<sub>0</sub> werden von Geiger (2) angegeben:

Vegetation	kurzes Gras	langes Gras	Rübenacker	Getreidefeld
z <sub>0</sub> (cm)	0,3	4	8	20

Wegen der Vielfältigkeit der Natur sind zwar z. T. beträchtliche Abweichungen von den Mittelwerten möglich, diese fallen aber wegen des logarithmischen Maßstabes in der Formel 7 nicht allzu sehr ins Gewicht.

Die Werte ρ und p sind von der Temperatur bzw. dem Luftdruck abhängig, die Auswertung wird aber vereinfacht — ohne wesentliche Beeinträchtigung der Genauigkeit —, wenn  $\frac{\rho \cdot \varepsilon}{p} \cdot k^2$  für eine mittlere Temperatur (20 °C) und Luftdruck (760 mm Hg) berechnet und dieser Wert:

$$\frac{\rho \cdot \varepsilon}{p} \cdot k^2 = 1,58 \cdot 10^{-7} \quad \text{g} \cdot \text{cm}^{-3} \cdot (\text{mm Hg})^{-1}$$

als Konstante in die Gleichung 7 übernommen wird.



Da  $h_0 = 1,0$  gesetzt wurde und nicht das Wärmeäquivalent, sondern die Verdunstung in (mm H<sub>2</sub>O) gesucht ist, erhält die Gleichung 7 die Form:

$$V_v = 1,58 \cdot 10^{-6} \frac{u_2 \cdot (E_2 - e_2)}{\ln \left( \frac{z_2 - d}{z_0} \right)^2} \quad (\text{mm H}_2\text{O}) \cdot \text{sec}^{-1}$$

oder, wenn Stundenmittel des Sättigungsdefizites und der Windgeschwindigkeit verwendet werden.

$$V_v = 5,67 \cdot 10^{-3} \frac{u_2 \cdot (E_2 - e_2)}{\ln \left( \frac{z_2 - d}{z_0} \right)^2}; \quad (\text{mm H}_2\text{O}) \cdot \text{Std.}^{-1}$$

vor dem Einsetzen dieses Wertes in die Gleichung 6 ist natürlich das Tagesmittel zu bilden.

Aus der Differenz von Niederschlag und Verdunstungshöhe ergibt sich die Änderung des Bodenfeuchtegehaltes. Allerdings ist die Verdunstung nicht nur von meteorologischen Werten, sondern auch von der Bodenfeuchte abhängig (wenn den Pflanzen kein Wasser zur Verfügung steht, können sie trotz eines großen Verdunstungsanspruches der Atmosphäre nicht transpirieren). Um die Abweichung der tatsächlichen gegenüber der potentiellen Verdunstung festzustellen, ist es zweckmäßig, die Bodenfeuchteänderung eines Zeitraumes zu messen und diesen Wert dem mit der potentiellen Verdunstung berechneten gegenüberzustellen. Daraus kann — in Abhängigkeit vom Wassergehalt des Bodens — ein Faktor zur Abminderung der potentiellen Verdunstung bestimmt werden. Wenn ein Meßfeld für die Probenentnahmen oder die Laboreinrichtungen (Waage und Exsikkator) für die Ermittlung der Kenngrößen Welkepunkt und Feldkapazität des Bodens fehlen, muß der Abminderungsfaktor geschätzt werden; Hinweise hierfür geben *Hagan* u. a. (3, S. 558). Als erste Näherung kann der Faktor gleich 1,0 bei der Feldkapazität, gleich 0 beim Welkepunkt des Bodens und bei einem dazwischen liegenden Feuchtegehalt gleich der durch geradlinige Interpolation zwischen den Grenzwerten gefundenen Größe gesetzt werden.

Die eingerichteten Stationen sollten auch nach Fertigstellung des Projektes bestehen bleiben, um durch langfristige Beobachtungen objektive Aussagen über das Klima des Gebietes zu ermöglichen und als Mittel zur Kontrolle des Bewässerungseinsatzes. Mit den vorgeschlagenen meteorologischen Einrichtungen können auch die Standard-Wetterstationen bestückt werden, wenn ein meteorologisches Beobachtungsnetz aufzubauen ist. Einen ähnlichen Weg haben die ostafrikanischen Staaten beschritten, als sie 1963 mit dem Aufbau eines einheitlichen meteorologischen Beobachtungsprogramms begannen (die Daten werden vom East African Meteorological Department, Nairobi, veröffentlicht).

## 5. Beispiel

Die vorgeschlagene Methode soll an einem Beispiel demonstriert werden:

Ort der Messung: Kabanyolo 0,28° N / 32,37° E  
(Makerere University College Farm, Uganda)

Vegetation: Luzerne

### 5.1. Daten für den 15. Oktober 1964

5.1.1. Temperatur: Tagesmittel  $T = 20,3$  °C, berechnet aus  $T = \frac{T_7 + T_{14} + 2 \cdot T_{21}}{4}$ , der Index bedeutet die Uhrzeit der Ablesung am Thermometer bzw. dem Schreibstreifen des Thermo-Hygrographen. In Uganda wird  $T$  als Mittel aus  $T_{\max}$  und  $T_{\min}$  definiert.)

5.1.2. Dampfdruck: Tagesmittel  $e = 15,87$  (mm Hg), berechnet aus der relativen Luftfeuchte, die mit dem Thermohygrographen aufgezeichnet wird  $e_7 = E_7 \cdot h_7$ ;  $e_{14} = E_{14} \cdot h_{14}$ ;  $e_{21} = E_{21} \cdot h_{21}$ ;  $e = \frac{e_7 + e_{14} + e_{21}}{3}$  (In Uganda wird das Tagesmittel aus der 9<sup>h</sup> und 15<sup>h</sup> Ortszeit Ablesung gebildet  $e = \frac{e_9 + e_{15}}{2}$ .) Zur Ermittlung der rel. Luftfeuchte und des Dampfdruckes aus der Raumtemperatur und der psychrometrischen Differenz bei Ablesungen des Normal-Psychrometers empfiehlt sich die Verwendung einer Psychrometertafel, womit die gesuchten Größen direkt entnommen werden können.

5.1.3. Sonnenschein:  $n = 3,6$  Std., entnommen vom Schreibstreifen des Sonnenscheinschreibers nach Campbell-Stokes.

5.1.4. Windgeschwindigkeit:  $102 \text{ cm} \cdot \text{sec}^{-1}$ . Der Windschreiber nach Woelfle registriert in  $\text{km} \cdot \text{Std.}^{-1}$ . Umrechnungsfaktor:  $1 \text{ km} \cdot \text{Std.}^{-1} \triangleq 27,7 \text{ cm} \cdot \text{sec}^{-1}$ . (Wenn zur Berechnung der Verdunstung die Gleichung 8 und nicht Gleichung 7 verwendet wird, kann  $u_2$  auch in  $\text{km} \cdot \text{Std.}^{-1}$  eingesetzt werden; die Gleichung 8 lautet dann  $V_v = 0,35 \cdot [1 + 0,15 u_2] \cdot [E_2 - e_2]$ .)

5.1.6. Kurzwellige Strahlung:  $(I + H) = 319 \text{ cal} \cdot \text{cm}^{-2} \cdot \text{Tag}^{-1}$ . Die kurzwellige Strahlung wird durch Planimetrierung der Aufzeichnung des Aktinographen ermittelt.

## 5.2. Tabellenwerte

5.2.1.  $\gamma = 0,5$

5.2.2.  $r = 0,25$

5.2.3.  $\sigma T^4 = 14,93$  (Tab. 3)

5.2.4.  $(I_A = 885) \text{ cal} \cdot \text{cm}^{-2} \cdot \text{Tag}^{-1}$  (Tab. 4)

5.2.5.  $E = 17,86$  (mm Hg) (Tab. 1)

5.2.6.  $\Delta = 1,11$  (mm Hg) $^{\circ}\text{C}^{-1}$  (Tab. 2)

5.2.7.  $N = 12,1$  Std. (Tab. 5)

## 5.3. Berechnung

Gleichung 8:  $V_v = 0,35 (1 + 5,4 \cdot 10^{-3} \cdot 102) \cdot (17,86 - 15,87)$   
 $V_v = 1,08$  (mm H<sub>2</sub>O)  $\cdot$  Tag<sup>-1</sup>

Gleichung 10:  $S = \frac{319}{59} (1 - 0,25) - 14,93 (0,56 - 0,09 \cdot$   
 $\cdot \sqrt{15,87}) \cdot (0,1 + 0,9 \frac{3,6}{12,1})$   
 $S = 2,95$  (mm H<sub>2</sub>O)  $\cdot$  Tag<sup>-1</sup>

Gleichung 6:  $V = \frac{1,11 \cdot 1,0 \cdot 2,95 + 0,5 \cdot 1,08}{0,5 + 1,11 \cdot 1,0}$   
 $V = 2,35$  (mm H<sub>2</sub>O)  $\cdot$  Tag<sup>-1</sup>

Bei Verwendung der Gleichung 9 anstelle der Gleichung 10 ergibt sich:

Gleichung 9:  $S = \frac{885}{59} (1 - 0,25) (0,18 + 0,55 \frac{3,6}{12,1})$   
 $- 14,93 (0,56 - 0,9 \sqrt{15,87}) (0,1 + 0,9 \frac{3,6}{12,1})$   
 $S = 2,67$  und damit  $V = 2,18$  (mm H<sub>2</sub>O)  $\cdot$  Tag<sup>-1</sup>.

Wenn eine ausreichend große Zahl paralleler Berechnungen vorliegt, kann die Gleichung 9 den örtlichen Gegebenheiten angepaßt werden.

Es ist zu beachten, daß die mit der Gleichung 6 errechneten Werte evtl. bei geringer Bodenfeuchte abgemindert werden müssen.

## 6. Tabellen

Tabelle 1. Sättigungsdampfdruck in mm Hg

Temp. ° C	Dampfdr. mm Hg	Temp. ° C	Dampfdr. mm Hg	Temp. ° C	Dampfdr. mm Hg	Temp. ° C	Dampfdr. mm Hg
0	4,58	10	9,20	20	17,53	30	31,82
1	4,92	11	9,84	21	18,65	31	33,70
2	5,29	12	10,51	22	19,82	32	35,67
3	5,68	13	11,23	23	21,07	33	37,73
4	6,10	14	11,98	24	22,38	34	39,90
5	6,54	15	12,78	25	23,76	35	42,18
6	7,01	16	13,63	26	25,21	36	44,57
7	7,51	17	14,53	27	26,74	37	47,08
8	8,04	18	15,47	28	28,35	38	49,70
9	8,61	19	16,47	29	30,04	39	52,46

## 7. Zusammenfassung

Der Wasserbedarf der Pflanzen kann im Rahmen einer Bewässerungsplanung nur befriedigend genau vorhergesagt werden, wenn die physikalischen Vorgänge bei der Verdunstung zur Grundlage der Berechnungen gemacht werden. Die Theorien basieren entweder auf den Gesetzen des Wasserdampftransportes in der Atmosphäre oder auf einer Bilanz des Energiehaushaltes. Beide Berechnungsarten werden kurz beschrieben, die wichtigsten Formeln sind angegeben. Da die Verfahren für Meß- und Auswertungsarbeiten in der Praxis zu hohe Anforderungen stellen, werden Näherungen vorgeschlagen, die in ihrem Verhältnis von Daten und Annahmen variabel gestaltet sind. Die Voraussetzungen für eine Anwendung der aufgezeigten Berechnungsmöglichkeiten werden erläutert, indem die zugehörigen Einrichtungen der agrarmeteorologischen Stationen beschrieben, die Verarbeitung der Meßdaten aufgezeigt und die notwendigen Konstanten und Tabellenwerte angegeben werden.

## Summary

The only satisfactory way to forecast the consumptive use of water in irrigation-plannings, is to use the physical process of evapotranspiration as the basis of calculation. The theory has two aspects: first, evapotrans-

Tabelle 2. Steigung der Sättigungsdampfspannungskurve

$$\Delta = \frac{\partial \text{ Sättigungsdampfdruck (mm Hg)}}{\partial \text{ Temperatur (}^\circ\text{C)}}$$

der Gleichung von *Penman*

°C	$\Delta$	°C	$\Delta$
-4	0,23	16	0,88
-3	0,25	17	0,93
-2	0,27	18	0,99
-1	0,29	19	1,04
0	0,31	20	1,09
1	0,33	21	1,15
2	0,36	22	1,20
3	0,39	23	1,26
4	0,42	24	1,32
5	0,45	25	1,39
6	0,48	26	1,46
7	0,52	27	1,54
8	0,55	28	1,62
9	0,59	29	1,72
10	0,63	30	1,90
11	0,66		
12	0,70		
13	0,74		
14	0,79		
15	0,83		

piration is dependent on the transport process of water vapor in the atmosphere; second, it is fixed by the energy balance. Both aspects are considered here, and the most important formulas are given. Measurements and interpretations arrived at by these methods are too complicated for routine use, therefore, working approximations are given which are variable in the proportion of data and empirical expressions. The preconditions for using the methods of estimating evapotranspiration described are explained describing the pertinent equipment, and by giving the interpretation of data, and the necessary constants and tabulated values.

*Tabelle 3.* Strahlungswerte  $\sigma T^4$ , umgerechnet von ( $\text{cal} \cdot \text{cm}^{-2} \cdot \text{sec}^{-1} \cdot \text{K}^{-4} \cdot \text{K}^4$ ) in  $(\text{mm H}_2\text{O}) \cdot \text{Tag}^{-1}$  und in Abhängigkeit von  $^{\circ}\text{C}$

Temperatur $^{\circ}\text{C}$	$\sigma T^4$ (mm H <sub>2</sub> O) · Tag <sup>-1</sup>	Temperatur $^{\circ}\text{C}$	$\sigma T^4$ (mm H <sub>2</sub> O) · Tag <sup>-1</sup>
-5	10,40	13	13,50
-4	10,54	14	13,67
-3	10,71	15	13,86
-2	10,89	16	14,06
-1	11,03	17	14,25
0	11,20	18	14,45
1	11,37	19	14,67
2	11,52	20	14,86
3	11,69	21	15,06
4	11,86	22	15,28
5	12,03	23	15,47
6	12,20	24	15,69
7	12,40	25	15,89
8	12,57	26	16,11
9	12,74	27	16,33
10	12,94	28	16,55
11	13,11	29	16,77
12	13,30	30	16,99

### Literaturverzeichnis

1. BROGMUS, W., 1959: Zur Theorie der Verdunstung der natürlichen Erdoberfläche. — Einzelveröffentlichungen Seewetteramt Hamburg, Nr. 21, S. 1—33.
2. GEIGER, R., 1961: Das Klima der bodennahen Luftschicht. — Vieweg, Braunschweig.
3. HAGAN, R. M., H. R. HAISE, T. W. EDMINSTER u. a., 1967: Irrigation of agricultural lands. — American Society of Agronomy, No. 11, Madison, Wisconsin, USA.
4. KUNZ, M., 1971: Wasserbedarf als Grundlage einer wirtschaftlichen Bewässerungsplanung. — Mitteilungen aus dem Institut für Wasserwirtschaft, Hydrologie und landwirtschaftlichen Wasserbau, Hannover, Heft 21, S. 3 bis 130.
5. PENMAN, H. L., 1948: Natural evaporation from open water, bare soil and grass. — Proceedings Royal Society, Series A, 193, S. 120—145.
6. RIJKS, D. A., 1968: Agrometeorology in Uganda — a review of methods. — Experimental Agriculture, 4, S. 263—274.

Tabelle 4. Extraterrestrische Sonnenstrahlung  $I_A$  ( $\text{cal} \cdot \text{cm}^{-2} \cdot \text{Tag}^{-1}$ )  
(Werte vom 15. eines jeden Monats)

Breiten- grad	J	F	M	A	M	J	J	A	S	O	N	D
Nord 60	77	207	401	655	861	974	926	749	502	277	112	53
50	212	348	537	749	909	985	950	820	620	419	254	177
40	354	490	649	820	938	985	962	873	720	549	395	325
30	502	620	749	873	944	974	956	903	797	667	537	466
20	637	726	820	897	926	932	926	903	850	761	661	608
10	755	820	873	897	885	873	873	885	879	832	773	732
0	856	885	897	867	820	791	797	838	879	885	861	844
Süd 10	932	926	891	814	732	684	702	767	850	903	926	932
20	991	944	861	738	631	566	590	679	797	903	968	997
30	1.021	932	802	637	513	437	460	566	714	873	985	1.038
40	1.021	897	720	519	378	301	330	443	620	802	974	1.050
50	1.009	832	620	389	242	165	195	307	502	738	944	1.050
60	979	749	496	254	112	47	71	171	366	631	897	1.033

