

# **Agrarmeteorologisches Modell zur Berechnung der aktuellen Verdunstung (AMBAV)**

*Franz-Josef Löpmeier*

## **1. Einführung**

AMBAV ist ein einfaches Modell zur Berechnung der Bodenfeuchte (potentiellen pflanzen-spezifischen Verdunstung, aktuellen pflanzen-spezifischen Verdunstung) unter verschiedenen Kulturen in der Bundesrepublik. Die Ansätze (Kernpunkt ist die Penman-Monteith-Gleichung) sind z.T. dem im englischen Wetterdienst verwendeten „MORECS-Modell (Thompson, 1981) angelehnt, nachdem eine Prüfung auf Relevanz auch für unsere klimatischen und boden-physikalischen Bedingungen erfolgte. Die Strahlungsparametrisierung sowie die Reduktion der pflanzen-spezifischen Evapotranspiration wurden grundlegend geändert. Darüber hinaus erfolgte insbesondere eine Neubestimmung der Bestandswiderstände (bulk-stomata-resistance). Die Anwendung des Modells in der agrarmeteorologischen Routine ist durch die Verwendung synoptischer Daten als Eingangsparameter und durch den Verzicht auf rechen-intensive Prozeduren (z.B. Iterationen) möglich und könnte nach geringen Modifizierungen in unterschiedlichen klimatischen Regionen innerhalb der Bundesrepublik erfolgen. Die Verwendung von synoptischen Daten bedeutet zwangsläufig, dass auch die Auflösung der Verdunstungsbestimmung nur im Rahmen der synoptischen Netzdichte und an Orten mit synoptischen Stationen erfolgen kann. Möglich wäre auch die Berechnung für ein Gitterpunktnetz, indem über Wichtungsfunktionen eine Interpolation der Beobachtungswerte, eventuell in Abhängigkeit von den geographischen Bedingungen, durchgeführt wird. Dabei sollte jedoch berücksichtigt werden, dass der räumlichen Auflösung der Niederschläge mehr Bedeutung beigemessen wird, als der sicherlich geringeren Variation der aktuellen pflanzen-spezifischen Verdunstung. Ein Vergleich der monatlichen Verdunstungsraten von Braunschweig, Nienburg und Hannover über 12 Jahre zeigte nur geringe Unterschiede für die Berechnungsverfahren nach Penman und Haude.

Der größte Vorteil der unten beschriebenen Ansätze zur Berechnung der Verdunstung im Vergleich zu Haude oder Original-Penman liegt darin, dass dieses Modell ein ausbaufähiges System darstellt und jederzeit dem neuesten Forschungsstand angepasst werden kann. Dieses gilt sowohl für die meteorologischen Zusammenhänge als auch für die verschiedenen pflanzenphysiologischen und bestandsspezifischen Erkenntnisse. Aus diesem Grund sollen die Modellansätze als Grundlage, bzw. Vorschlag angesehen werden, die für verschiedene Regionen, für unterschiedliche Bodenarten etc. modifiziert werden müssten, bzw. nach einer Routineprobezeit verändert werden können. Die Verifizierung der Berechnungsergebnisse wurde anhand der in Braunschweig-Völkenrode gemessenen Bodenfeuchten für 2 Bodenarten (Feldkapazität 115 und 155 mm) aus insgesamt ca. 20 Jahren durchgeführt.

## **2. Modell-Beschreibung**

### **2.1 Allgemeines**

Die folgende Beschreibung der Ansätze des Modellgleichungssystems enthält eine Auswahl von möglichen und letztlich aus verschiedenen Gründen für das Modell besonders geeigneten Gleichungen. Dabei soll z.T. auf Einzelheiten in den jeweiligen Unterkapiteln eingegangen werden. Die Gründe, warum im einzelnen dieser oder jener Ansatz einem anderen vorgezogen wurde oder empirische Koeffizienten bestimmte Werte annehmen, soll und kann nicht immer ausdiskutiert werden. So erfolgte z.B. für die Parametrisierung der Strahlungsbilanz ein Test von 6 Gleichungen zur Berechnung der langwelligen Bilanz, deren Vorteile,

Nachteile, Abweichungen hier nicht ausgeführt werden. Zahlreiche Messungen der Standardgrößen sowie aller wichtigen Komponenten des Wärmehaushalts begleitet von Lysimetermessungen standen zur Verfügung und wurden neben umfangreicher Literatur besonders aus dem angelsächsischen Raum hinzugezogen. Über Empfindlichkeitsstudien wurde der Einfluss bestimmter Modellveränderungen auf das Gesamtergebnis abgeschätzt, was zusammen mit einer Abwägung mit dem notwendigen Aufwand zur Berücksichtigung der Ansätze die unten aufgezeigten Beziehungen ergab. Zum Teil werden noch Ergänzungen und weitere Möglichkeiten aufgeführt, die hier nicht in die Berechnungen einbezogen wurden, deren Einbau im Gesamtsystem aber für bestimmte Ziele nötig oder vorteilhaft sein könnte.

Für das Modellsystem waren folgende Punkte ausschlaggebend:

1. Es müssen Routine-Wetter-Meldungen (3-stündlich oder stündlich) als Eingangsparmeter genügen.
2. Die Rechenzeit soll gering und mathematische Grundlagen sollen möglichst einfach sein, um einem größeren Benutzerkreis die Anwendung des Modells zu ermöglichen.
3. Noch nicht quantitativ bekannte physikalische, biologische Zusammenhänge werden nach dem Motto „but it works“ durch z.T. sehr grobe empirische Beziehungen ersetzt.

Grundsätzlich erfolgte die Auswertung von Tagessummen der Verdunstung, wobei die Berechnung in stündlicher, bzw. 3-stündlicher Auflösung erfolgte. Die Anwendung der Modellergebnisse erstreckt sich auf das ganze Jahr, sodass bei Vegetationsbeginn keine „Start-Bodenfeuchte“ benötigt wird.

## 2.2 Die Penman-Monteith-Gleichung als Modellbasis

Basierend auf der Original-Penman-Gleichung wurde von Monteith (1976) die folgende Beziehung zur Berechnung der potentiellen, aktuellen bestandsspezifischen Evapotranspiration aufgestellt.

$$\lambda E = \frac{S (Rn - G) + \rho c_p (q_s - q) / r_a}{S + \frac{c_p}{\lambda} (l + r_s / r_a)} \quad (2.2.1)$$

bzw.

$$\lambda E = \frac{S e (Rn - G) + \rho c_p (e_s - e) / r_a}{S e + \gamma (l + r_s / r_a)} \quad (2.2.2)$$

E	=	Verdunstung in kg/(m <sup>2</sup> s)
S	=	Änderung der spezifischen Sättigungsfeuchte mit der Temperatur
S	=	(2.54 / (TL + 237.3) <sup>2</sup> ) * Exp (19.0785 - 4098.03 / (TL + 237.3))
q	=	spezifische Feuchtigkeit
q <sub>s</sub>	=	spezifische Sättigungsfeuchte
c <sub>p</sub>	=	spezifische Wärme der Luft bei konstantem Luftdruck
		= 1005 Joule / (kg K)
λ	=	latente Verdunstungsenthalpie
		= (2501 - 2.36 * TL) * 10 <sup>3</sup> in Joule/kg
TL	=	Lufttemperatur in Grad C

$\rho$	=	Dichte der Luft in $\text{kg/m}^3$
$Se$	=	Änderung des Sättigungsdampfdrucks mit der Temperatur in $\text{mbar/K}$
$ra$	=	aerodynamischer Widerstand in $\text{s/m}$
$rs$	=	Bulk-Stomata-Widerstand in $\text{s/m}$
$es$	=	Sättigungsdampfdruck in $\text{mbar}$
$e$	=	Dampfdruck in $\text{mbar}$
$\gamma$	=	Psychrometerkonstante in $\text{mbar/K} = 0.67$

Die Gleichungen (2.2.1) und (2.2.2) unterscheiden sich nur durch die unterschiedlichen Eingangsparmeter der Feuchte und lassen sich aus der Wärmehaushaltsgleichung herleiten:

$$R_n - G = H + \lambda E$$

$R_n$	=	Strahlungsbilanz in $\text{Watt/m}^2$
$G$	=	Bodenwärmestrom in $\text{Watt/m}^2$
$H$	=	Strom fühlbarer Wärme (Konvektion) in $\text{Watt/m}^2$
$\lambda E$	=	Strom der latenten Wärme in $\text{Watt/m}^2$

Wenn  $T(o)$  die Oberflächentemperatur der verdunstenden Oberfläche (Bestand oder Erdboden) und  $q(o)$  die mittlere spezifische Feuchte dieser Oberfläche definiert, ergibt sich für die Widerstände

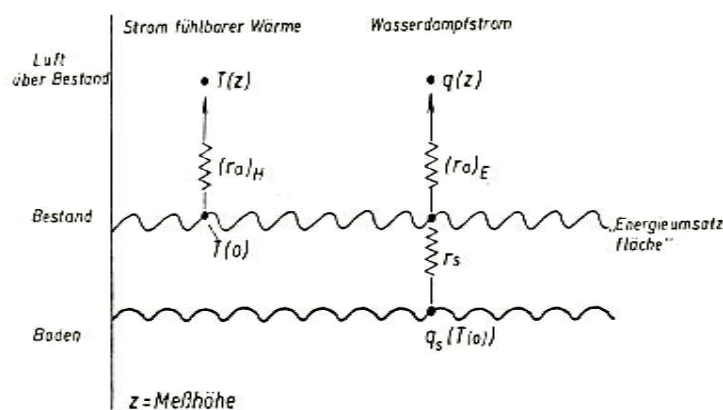
$$(ra)_H = \rho c_p (T(o) - T(z))/H \quad (2.2.3)$$

$$(ra)_E = \rho (q(o) - q(z)) / E \quad (2.2.4)$$

$$rs = \rho (q_s(T(o)) - q(o))/E \quad (2.2.5)$$

Index E, H = Widerstand für Strom E, bzw. H

Der Widerstand  $ra$  beschreibt den aerodynamischen Einfluss auf den Transport von fühlbarer und latenter Wärme,  $rs$  die pflanzenphysiologischen und bestandsspezifischen Merkmale der Bereitstellung des zu verdunstenden Wassers sowohl über die Stomata als auch über die Bodenevaporation.



**Abb. 1:** Schematische Darstellung der Widerstandsaufteilung der Gleichungen (2.2.1) und (2.2.2)

Außerdem gilt:

$$rs + (ra)_E = \rho(q_s(T(o)) - q(z))/E \quad (2.2.6)$$

$$q_s(T(o)) = s(T(o) - T(z)) + q_s(T(z)) \quad (2.2.7)$$

Mit der Wärmehaushaltsgleichung in der Form

$$\lambda E = R_n - G - \rho c_p (T(o) - T(z)) / (ra)_H \quad (2.2.8)$$

sowie (2.2.6) in (2.2.7) eingesetzt, d.h.

$$rs + (ra)_E = \rho (s(T(o) - T(z)) + (q_s(T(z)) - q(z)))/E \quad (2.2.9)$$

ergibt sich unter Umformung die Gleichung (2.2.1). Für die Gleichung (2.2.2) ist die Herleitung entsprechend. Die Anwendung der Gleichung (2.2.1) bzw. (2.2.2) erlaubt im Unterschied zur Verwendung der Original-Penman-Gleichung die Berechnung der potentiellen bestandsspezifischen Verdunstung, wenn  $r_s$  bekannt ist, bzw. auch der aktuellen Verdunstung, wenn die Beziehungen zwischen  $r_s$  und der Bodenfeuchte bekannt sind.

Im Folgenden sollen die für die Berechnung der Verdunstung nach Gleichung (2.2.1) oder (2.2.2) benötigten Eingangsparameter, ihre Ableitung aus synoptischen Daten, sowie die Bestimmung von  $r_s$  und  $r_a$  diskutiert werden.

### 2.3 Aerodynamischer Widerstand $r_a$

Die durch Gleichung (2.2.3) und (2.2.4) definierten aerodynamischen Widerstände lassen sich über den Diffusionskoeffizienten  $K_{H,E}$  für Wärme- und Wassertransport berechnen:

$$(ra)_H = (ra)_E = \int_{z_{0,H,E}}^{z-d} dz / \kappa_{H,E}(z) \quad (2.3.1)$$

$z_{0,H,E}$  sind hier die Rauheitslängen für Wärme- und Wasserdampfaustausch analog zur Rauheitslänge  $z_0$  für Impulsaustausch. Während im Allgemeinen  $z_0 = z_{0,H,E}$  gesetzt wird, soll nach Thom (1977) hier

$$z_{H,E} = 0.2 z_0$$

angenommen werden.

Der Diffusionskoeffizient allgemein setzt sich aus dem molekularen und dem turbulenten Diffusionskoeffizienten zusammen. Die Diffusionskoeffizienten für Wärme- und Wasserdampfaustausch unterscheiden sich von dem durch Impulsaustausch  $(ra)_M$ , infolge des beim Impulstransport durch die einzelnen Formelemente auftretenden Staudrucks (bluff-body-Effekte), d.h. der Diffusionskoeffizient für Impuls ist im allgemeinen größer als der für Wärme und Feuchte, bzw. die Impulssenke befindet sich in größerer Höhe als die Quellen für Wasserdampf und Wärme.

$(ra)_M$  ist definiert als:

$$(ra)_M = \frac{\rho u(z)}{\tau} \quad (2.3.2)$$

Mit

$$\tau = \rho u_*^2 = \rho \kappa_M \frac{\partial u}{\partial z}$$

$\tau$  = Schubspannung bzw. Impulsstromdichte  
ergibt sich

$$(ra)_M = \frac{u(z)}{u_*^2} \quad (2.3.3)$$

$u_*$  = Schubspannungsgeschwindigkeit in m/s

$u(z)$  = Windgeschwindigkeit in der Höhe  $z$ .

Unter Einbeziehung des logarithmischen Windprofils

$$u = \frac{u_*}{\kappa} \ln \frac{z-d}{z_0} \quad (2.3.4)$$

und

d = Verdrängungshöhe in m  
gilt:

$$(ra) = \left( \ln \frac{z-d}{z_0} \right)^2 / (\kappa^2 u(z)) = \frac{l}{\kappa u_*} \ln \left( \frac{z-d}{z_0} \right) \quad (2.3.5)$$

z<sub>0</sub> = Rauigkeitshöhe  
K = v. Karman-Konstante  
z = Messhöhe

Die Annahme z<sub>0,H,E</sub> = 0.2 z<sub>0</sub> ergibt für (ra)<sub>H,E</sub> folgende Beziehungen:

$$(ra)_{H,E} = \frac{l}{u_* \kappa} \ln \left( \frac{z-d}{z_{0,H,E}} \right) \quad (2.3.7)$$

$$(ra)_{H,E} = \frac{l}{u_* \kappa} \ln \left( \frac{z-d}{z_0} \right) + \ln \left( \frac{z_0}{z_{0,H,E}} \right) \quad (2.3.8)$$

Der erste Teil der Gleichung (2.3.8) enthält den Widerstand zwischen der Höhe z und der Rauigkeitshöhe für Impulsaustausch z<sub>0</sub>, der zweite Teil den zusätzlichen Widerstand zwischen der Höhe z<sub>0</sub> und den in der Höhe z<sub>0,H,E</sub> tiefer liegenden Quellen (bzw. Senken) für Wärme und Wasserdampf.

Die allgemeine Beziehung für das logarithmische Windprofil bei neutraler Schichtung eingesetzt und umgeformt ergibt die Gleichung (2.3.9)

$$(ra)_{H,E} = \frac{l}{\kappa^2 u(z)} \ln \left( \frac{z-d}{z_0} \right) + \ln \left( \frac{z-d}{z_{0,H,E}} \right) \quad (2.3.9)$$

Z.T. lassen sich auch empirisch bestimmte ra-Beziehungen verwenden (siehe z.B. Brown, 1973). Für das Verdunstungsmodell kommen die oben beschriebenen Gleichungen zur Anwendung. Bei den bisherigen Untersuchungen sind die im Folgenden aufgeführten Schichtungskorrekturen zunächst noch nicht eingebaut worden, obwohl sie für spezielle Untersuchungen sinnvoll sind und auch die Anwendung möglich ist. Der größere Rechenaufwand, die eventuelle Konvergenzprobleme sowie die Ergebnisse von Empfindlichkeitsstudien legen es allerdings nahe, sie in der Routine zu vernachlässigen.

Die Berücksichtigung der Schichtung ist möglich über die Anwendung der Monin-Obukhov-Stabilitätslänge (L), die in der ursprünglichen Form als

$$L = - \frac{u_*^3 \rho c_p T}{\kappa g H} \quad (2.3.10)$$

g = Erdbeschleunigung in m/s<sup>2</sup>  
L in m

definiert wurde. Zur Berücksichtigung des Einflusses des Feuchtegradienten auf den Auftrieb der Luft wird L exakter als

$$L = - \frac{u_*^{3T} \rho c_p}{\kappa g (H + \lambda E)} \quad (2.3.11)$$

geschrieben. Die Windprofilbeziehung wird bei Abweichungen von neutraler Schichtung zu:

$$\frac{\partial u}{\partial z} = \frac{u_*}{\kappa z} \frac{\psi}{M} \left( \frac{z-d}{L} \right); \quad (2.3.12)$$

$\psi_M$  ist dabei eine dimensionslose Größe und wird als Stabilitätsfunktion bezeichnet.

Nach Paulson (1970) und Webb (1970) besitzt die Gleichung (2.3.13) bei stabiler Schichtung und die Gleichung (2.3.14) bei labiler Schichtung Gültigkeit:

stabil:

$$\psi_M \left( \frac{z-d}{L} \right) = 1 + 5 \left( \frac{z-d}{L} \right) \quad (2.3.13)$$

$$\psi_M \left( \frac{z-d}{L} \right) = 1 - 16 \left( \frac{z-d}{L} \right)^{-1/2} \quad (2.3.14)$$

Integration der Gleichung (2.3.12) mit (2.3.13) bzw. (2.3.14) liefert (2.3.15).

$$u(z) = \frac{u_*}{\kappa} \left( \ln \left( \frac{z-d}{z_0} \right) - \psi_M \left( \frac{z-d}{L} \right) \right) \quad (2.3.15)$$

Bei stabiler Schichtung ist

$$\psi_M = -5 \left( \frac{z-d}{L} \right) \quad (2.3.16)$$

Bei labiler Schichtung ( $L < 0$ ) gilt:

$$\psi_M = 2 \cdot \ln \left( \frac{1+x}{2} \right) + \ln \left( \frac{1+x^2}{2} \right) - 2 \arctan x + \pi/2 \quad (2.3.17)$$

mit

$$x = \left( 1 - 16 \frac{z-d}{L} \right)^{1/4}$$

Diese Beziehungen in die Definition für  $r_a$  (2.2.3) bzw. (2.2.4) eingesetzt ergeben den aerodynamischen Widerstand ( $r_a$ )  $H_E$  für Wärme- und Feuchteströme bei nicht neutraler Schichtung. Für die praktische Berechnung muss im Rechenprogramm über geeignete Abfrage von Schwellenwerten eine unrealistische Berechnung der Stabilität bzw. Labilität verhindert werden (Erreichen von freier Konvektion, kritischer Richardsonzahl).

Für die Bestimmung des schichtungsabhängigen aerodynamischen Widerstandes als Eingangparameter für die Kombinationsmethode (Gleichung 2.2.1), (2.2.2) bietet sich ein Verfahren an, das aufgrund der vorhandenen Werte der Strahlungsbilanz folgende Rechenschritte erlaubt:

1. im 1. Schnitt wird neutrale Schichtung angenommen, d.h.  $r_a$  für neutrale Schichtung berechnet
2. nach Gleichung (2.2.1), (2.2.2) wird zunächst  $\lambda E$  aus der Wärmehaushaltsgleichung  $H$  berechnet
3. nach Gleichung (2.3.1) erfolgt die Berechnung der Stabilitätslänge, wodurch gleichzeitig festgelegt wird, ob stabile oder labile Verhältnisse vorliegen. Damit kann die entsprechende Stabilitätsfunktion gewählt werden

4. es wird iterativ neues  $u$  bzw.  $L$  berechnet. Die Anwendung des Newtonschen Näherungsverfahrens führt rasch zu Konvergenz.
5. mit neuem  $ra$  erfolgt neue Festlegung von  $H$  und  $LE$ .
6. diese Schritte werden solange wiederholt, bis (bei Erreichen von Konvergenz) ein Abbruchkriterium die Iteration beendet.
7. in einer weiteren Iteration lässt sich die Oberflächentemperatur  $Z(o)$  nach Gleichung

$$H = \frac{\rho \cdot c_p \cdot (T(o) - t(z))}{ra} \quad (2.3.19)$$

bestimmen.

Mit Schritt 7 wird eine relativ exakte Berechnung der langwelligen Abstrahlung der Bestandsoberfläche ermöglicht, d.h. die Berechnung der Gesamtstrahlungsbilanz verbessert.

Da gewöhnlich die Temperatur- und Feuchtemessungen für die Höhe 2 Meter vorliegen, die Windgeschwindigkeit im Rahmen der synoptischen Messungen aber aus 10 Meter Höhe registriert werden, muss eine Reduktion der Windgeschwindigkeit auf 2 Meter erfolgen. Dieses ist mit Hilfe von Gleichung (2.3.4) möglich. Für die Windgeschwindigkeit in der Höhe 10 m wird angenommen, dass diese auch der Höhe  $10 + d$  entspricht. Diese Annahme ist in der Regel mit geringen Fehlern verbunden, verliert aber Gültigkeit bei höheren Beständen, besonders bei Wäldern.

Darum muss eine Reduzierung der im Freiland gemessenen Windgeschwindigkeit für Wälder durchgeführt werden, die nach Oliver (1974) durch

$$u(10 + d) = 0.6 u(10) \quad (2.3.20)$$

möglich ist.

Vorteil der 10-Meter-Windmessung ist, dass die Verdrängungshöhe, Rauigkeit ect. am Messort einen geringen Einfluss haben können und dass sie im Vergleich zur Ermittlung in 2 Meter Höhe als repräsentativer für die gesamte Umgebung angesehen werden kann.

Nach Bailey (1980) gilt für die Rauigkeit für Getreidebestände:

$$\begin{aligned} z_o &= 0.0275 + 0.281 h - 0.028 LAI \\ h &= \text{Höhe des Bestandes in Meter} \\ z_o &= \text{Rauigkeitshöhe in Meter} \\ LAI &= \text{Blattflächenindex} \end{aligned}$$

Wenn LAI nicht bekannt ist, kann die Beziehung

$$z_o = 0.21 + 0.163 \cdot h$$

gewählt werden.

Tanner (1960) gibt die Gleichung

$$\lg z_o = 0.997 \lg h - 0.883$$

für die Rauigkeitshöhe an.

Diese unterscheidet sich in der Praxis nicht von dem Ansatz von Monteith (1978)

$$z_o = 0.13 h$$

Für Mais gilt nach Uchijimi (1976) die Beziehung

$$z_o = 0.62 h^{1.08}$$

Alle Angaben oben beziehen sich auf Oberflächen mit hinreichend hohem Bestand ( $z_o$  muss  $> 0$  sein).

Die in Tabelle 1 zusammengestellten Rauigkeitshöhen können ebenfalls zur Anwendung kommen.

**Tabelle 1:** Rauigkeitsparameter  $z_0$  für einige natürliche Oberflächen (nach Eagleson, 1970)

Oberfläche	Windgeschwindigkeit $u$ in $z = 2$ m in $\text{ms}^{-1}$	Rauigkeitsparameter $z_0$ in m
Offene Wasserfläche	2.1	$1 \cdot 10^{-4}$
Glattes Sumpfland	...	$1 \cdot 10^{-4}$
Glatter Schnee über Kurzgras	...	$5 \cdot 10^{-4}$
Nasser Boden	1.8	$2 \cdot 10^{-4}$
Wüste	...	$3 \cdot 10^{-4}$
Schnee über Prärie	...	0.001
Gemähtes Gras 0.015 m	...	0.002
Gemähtes Gras 0.030 m	...	0.007
Gemähtes Gras 0.045 m	2	0.024
Gemähtes Gras 0.045 m	6 – 8	0.017
Luzerne 0.20 – 0.30 m	1.9	0.014
Luzerne 0.30 – 0.40 m	1.9	0.013
Langes Gras 0.60 – 0.70 m	1.5	0.090
Langes Gras 0.60 – 0.70 m	3.5	0.061
Langes Gras 0.60 – 0.70 m	6.2	0.037
Mais 0.90 m	...	0.020
Mais 1.70 m	...	0.095
Mais 3.00 m	...	0.220
Zuckerrohr 1.00 m	...	0.040
Zuckerrohr 2.00 m	...	0.050
Zuckerrohr 3.00 m	...	0.070
Zuckerrohr 5.00 m	...	0.090
Busch, Gestrüpp 1,35 m	...	0.140

Die Verdrängungshöhe  $d$  ist nach Stanhill (1969) durch  $\lg d = 0.97 \lg h - 0.1536$  definiert.

Bailey (1980) legt  $d$  durch

$$d = 0.245 h + 0.091 \text{ LAI fest}$$

bzw. ohne Berücksichtigung des Blattflächenindex durch

$$d = -0.021 + 0.63 h.$$

Diese Beziehung ist gleichbedeutend mit der Angabe von Monteith (1978):

$$d = 0.63 h.$$

Für Mais gilt nach Monteith (1976)

$$d = 1.04 h^{0.88}$$

Für die Bestimmung von  $z_0$  und  $d$  werden somit Höhe und eventuell LAI des Bestandes benötigt. Dazu werden analog Thompson et al. (1981) folgende linearen Ansätze für die Berechnung der Höhe gewählt:

$$h = h_1 + (h_2 - h_1) (JT - JT_s) / (JT_{\max} - JT_s) \quad (2.3.21)$$

$h_1, h_2$  = minimale und maximale Höhe der Bestände

$JT$  = Jahrestag

$h$  =  $h_1$  für  $JT \leq JT_s$

$h$  =  $h_2$  für  $JT_{\max} \leq JT < JT_{\text{Ernte}}$

Indizes  $s$  = Aufgang, für Wintergetreide Wachstumsbeginn nach dem Winter.

Indizes  $\max$  = Jahrestag, an dem maximale Höhe erreicht ist.

Die Berechnungen erfolgen zunächst über die Koppelung der in Tab. 2 aufgelisteten Höhe  $h_1, h_2$  an Mittelwerte phänologischer Phasen. Das Einsetzen der aktuellen phänologischen Phasen brachte bei den Tests z.T. bessere Ergebnisse. Aus Vereinfachungsgründen stellt

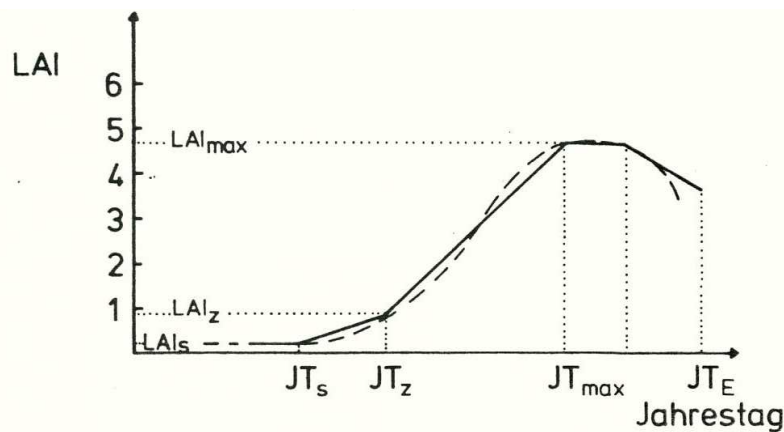


der Jahrestag (phänolog. Phase) mit der maximalen Höhe gleichzeitig auch den Tag des maximalen Blattflächenindex LAI dar. Wie im Abschnitt 2.4 näher beschrieben, wird wiederum über den Tag des maximalen LAI auch der Zeitpunkt des maximalen Wasserverbrauchs definiert, da die Koppelung von  $r_s$  an die phänologische Phase auf diese Weise erfolgt. Das Erreichen der phänologischen Phase mit maximalem Wasserverbrauch ist bestandspezifisch. Es ist dadurch möglich, dass rein optisch ein Bestand voll entwickelt ist, dass aber im Modell noch nicht die volle Entwicklung (auch höhen- und blattflächenmäßig) angenommen wird, da der Zeitpunkt des geringsten Bestandswiderstandes noch nicht erreicht ist. Eventuelle Ungenauigkeiten bezüglich der Höhen wirken sich nur gering aus (siehe dazu auch Kapitel 2.4).

**Tabelle 2:** Minimale und maximale Höhe für einige Bestände in Meter

	$h_1$	$h_2$
Gras	0.15	0.80
Winter-Weizen	0.12	0.80
Sommer-Weizen	0.10	0.80
Wintergerste	0.12	0.80
Kartoffeln	0.05	0.45
Zuckerrüben	0.05	0.35
Mais	0.10	2.10
Roggen	0.12	1.00
Hafer	0.10	0.70

Ähnlich wie die Berechnung von  $h$  erfolgt auch die Bestimmung des Blattflächenindex LAI. Allgemein nimmt der Blattflächenindex den in Abb. 2 schematisch skizzierten Verlauf. Im Modell wird dieser Verlauf durch 2 lineare Beziehungen bis zum Erreichen des maximalen Wertes simuliert, d.h. 3 Start- bzw. Stützpunkte in Abhängigkeit von der phänologischen Phase werden benötigt.



**Abb. 2:** Schematischer Verlauf des Blattflächenindex LAI während der Vegetationsperiode

Eine der Beobachtung des LAI-Verlaufs besser angepasste mathematische Beschreibung wäre möglich und ließe die Berechnung mit Hilfe von 2 Stützpunkten zu. Da aber die Witterung in den einzelnen Jahren zu Verschiebungen des charakteristischen Verlaufs führt, wird über einen Zwischenstützpunkt z.B. ein früher Beginn bestimmter Wachstumsänderungen besser erfasst. Auch hier liegt wieder ein Schwerpunkt auf der Erfassung der Zeiten mit Änderung des Wasserverbrauchs. Für die zeitliche Festlegung der Stützpunk-

te werden charakteristische Phasen genommen, zu denen die Werte des LAI als konstant angenommen werden. Die Tabelle 3 enthält die Start-, Zwischen- und Maximumwerte ( $LAI_s$ ,  $LAI_z$ ,  $LAI_{max}$ ) des LAI für die wichtigsten Bestände. In Einzelfällen können zwischen den beobachteten und hier verwendeten Werten Unterschiede auftreten. Dabei muss jedoch berücksichtigt werden, dass es sich hier um die für den Wasserverbrauch wirksame Fläche handeln soll (bessere Bezeichnung: effektiver LAI).

**Tabelle 3:** Angenommene LAI-Werte für verschiedene Bestände

	$LAI_s$	$LAI_z$	$LAI_{max}$
Winter-Weizen	0.3	0.7	3.8
Sommer-Weizen	0	0.4	3.9
Winter-Gerste	0.3	0.6	3.7
Mais	0	0.3	4.2
Hafer	0	0.5	3.9
Zuckerrüben	0	0.2	4.2
Roggen	0.3	0.8	3.8
Kartoffeln	0	0.2	1.5

Die LAI-Werte für Gras (Zierrasen) werden monatsweise variiert und sind in der Tabelle 4 zusammengestellt.

**Tabelle 4:** LAI-Werte Gras

Monat	1	2	3	4	5	6	7	8	9	10	11	12
LAI	0.2	0.2	0.2	0.3	0.6	0.8	0.9	1.2	1.4	1.2	0.8	0.6

Die insgesamt geringen Werte insbesondere die relativ kleinen Beträge im Frühsommer erklären sich dadurch, dass diese Angaben für im Wetterdienst als Messfeld üblich häufig gemähten Standort bestimmt wurden.

Die oben zusammengestellten Werte des LAI charakterisieren die maximale Wasserverbrauchsmöglichkeit pro Zeiteinheit und sind in Verbindung mit dem jeweiligen Bestandswiderstand zu sehen (siehe Abschnitt 2.4). Darum ist ein hoher LAI infolge unterschiedlich langer Dauer der Gesamtvegetationszeit bzw. auch der Wirkungszeit des jeweiligen  $LAI_{max}$  kein direkter Anhaltspunkt für den tatsächlichen Wasserverbrauch einer Pflanze während der Wachstumsperiode.

Nach Überschreiten einer bestimmten phasenabhängigen Zeitspanne wird für die meisten Bestände eine Reduzierung des LAI um  $1/3$  von  $LAI_{max}$  bis zur Ernte angenommen (Ausnahme Zuckerrüben). Hier sollen gewisse Absterbe- und Reifeprozesse etc. berücksichtigt werden. Die Abnahme von LAI berücksichtigt jedoch nicht ausschließlich die Verdunstungsreduzierung während der Reifephase. Dieses wird gesteuert über eine Zunahme des Bestandswiderstandes nach Erreichen des größten Wasserverbrauchs. Näheres dazu ist in Abschnitt (2.4.4) erläutert. Vom Zeitpunkt des maximalen Wasserverbrauchs an dient der LAI nur noch zur Berechnung von Rauigkeit, Albedo usw. (siehe folgende Abschnitte). Die entsprechenden Jahrestage mit Beginn des effektiven Wachstums bzw. Aufgangs, des Zwischentermins und des maximalen LAI ( $JT_s$ ,  $JT_z$ ,  $JT_{max}$ ) sind gemäß Tabelle 5 an bestimmte phänologische Phasen gekoppelt.

**Tabelle 5:** Jahrestage der Änderung des charakteristischen Wasserverbrauchs (AE = Jahrestag Ährenschieben, SCH = Jahrestag Schossen, BG = Jahrestag Bestand geschlossen, BL = Jahrestag Blüte, AUF = Jahrestag Aufgang, F = Jahrestag Fahnschieben)

	$JT_s$	$JT_z$	$JT_{max}$
Winter-Weizen	60	SCH - 5	AE + 5
Sommer-Weizen	AUF	SCH - 10	AE - 5
Winter-Gerste	60	SCH - 10	AE + 15
Mais	AUF	F - 40	F
Hafer	AUF + 5	SCH + 5	AE
Zuckerrüben	AUF + 15	BG - 20	BG + 25
Roggen	60	SCH	AE + 10
Kartoffeln	AUF + 10	BG - 5	BL + 10

Die Berechnung des LAI erfolgt, außer bei Zuckerrüben, über folgende Gleichungen:

$$\begin{array}{llll}
 \text{Für } JT < JT_s & & LAI = LAI_s & \\
 JT_z > JT_s & & LAI = (LAI_z - LAI_s) / (JT_z - JT_s) * (JT - JT_s) + LAI_s & \\
 JT_{max} > JT \geq JT_z & & LAI = (LAI_{max} - LAI_z) / (JT_{max} - JT_z) * (JT - JT_z) + LAI & 
 \end{array}$$

$$JT_E \geq JT > JT_{max} \quad LAI = LAI_{max} - \left( \frac{JT - JT_{max}}{JT_E - JT_{max}} \right) \cdot \frac{LAI_{max}}{3}$$

$$\begin{array}{ll}
 JT_E = & \text{Jahrestag Ernte} \\
 JT_E = & JT_{max} + 45 \text{ für Getreide} \\
 & JT_{max} + 60 \text{ für Getreide}
 \end{array}$$

Für Zuckerrüben wird nach  $JT \geq JT_{max}$  der LAI konstant gehalten (keine Anwendung der 4. Gleichung).

Dieses Verfahren lässt sich natürlich nur rückwirkend anwenden. Über langjährige Mittelwerte bestimmter Phasendifferenzen und die Kopplung an andere Kulturpflanzen oder auch wildwachsenden Pflanzen ist eine aktuelle Anwendung jedoch auch möglich. Da der Wachstumsbeginn für Wintergetreide mit dem 60ten Jahrestag mit ausreichender Genauigkeit als konstant angenommen wird und der Jahrestag des Aufgangs sich erst mit einer Verschiebung um mehrere Tage bemerkbar macht, liegen auch diese Daten aktuell vor.

Als Verbesserung wäre auch die Anwendung eines Ansatzes, der den aktuellen Witterungsverlauf zur Simulation des Wachstums der Pflanzen nutzt, dankbar. Als das Wachstum indizierende Größe bietet sich die aktuelle Verdunstung an. Die Wichtung erfolgt dazu über eine Cosinus-Funktion, die zu Beginn des Wachstums und nach Überschreiten des Jahrestages  $JT_{max}$  für einen relativ geringen Produktionsprozess sorgt.

Nach einem Ansatz von Hanks u. Puckridge (1980) wird die tägliche Zunahme des LAI über die Funktion

$$LAI = \frac{A \cos(A \cdot JT - B) * ETA * LAI_{max}}{2ETP} \quad (2.3.22)$$

mit

$$A = \pi / (JT_{max} - JT_s)$$

$$\begin{aligned} B &= A \cdot JT_{\max} - \pi / 2 \\ \text{ETA/ETP} &= \text{aktuelle / potentielle Evapotranspiration} \end{aligned}$$

berechnet. Diese Anwendung der Gleichung (2.3.22) sollte sich dabei auf die Zeit beschränken, für die die eigentliche PHAEN-Meldung noch nicht vorliegt und sollte vereinfacht das frühe Eintreten eines charakteristischen Stadiums frühzeitig zu erfassen versuchen.

Die Gleichung (2.3.22) stellt in der Originalarbeit von Hanks und Puckridge dabei die Grundlage für eine Weizenertragsbestimmung dar.

## 2.4 Bestands-Widerstand $r_s$

### 2.4.1 Allgemeines

Der Bestandswiderstand  $r_s$  ist einerseits die wichtigste pflanzenspezifische Einflussgröße bei Anwendung der Penman-Monteith-Gleichung, andererseits aber der Parameter, der einen großen Schwankungsbereich für verschiedene Bestände, Bodenfeuchten etc. aufweist. Es ist ebenfalls die Größe, die nicht ohne weiteres aus der internationalen Literatur übernommen werden kann. Die Verdunstungseigenschaften unterschiedlicher Böden, Pflanzen, die Interzeptionsverdunstung, Stomata-Reaktionen usw. müssen über  $r_s$  simuliert werden. Am deutlichsten wirkt sich das Stomataverhalten aus, sodass auch häufig von bulk-stomata-resistance gesprochen wird. Über die Abhängigkeit des Bestandswiderstandes  $r_s$  von Globalstrahlung, Lufttemperatur, Sättigungsdefizit, Bodenfeuchte etc. liegt umfangreiche Literatur vor. Trotzdem ist aufgrund der häufig nicht genau definierten oder nicht angegebenen Randbedingungen und der Beschränkung auf einige phänologische Phasen und einige Pflanzen sowie aufgrund der Probleme bei der Übertragung auf andere Klimate eine ungeprüfte Anwendung nicht möglich. Z.Zt. scheint für praktische Anwendungen eine jahreszeitliche (phasenabhängige) Variation der pflanzenspezifischen Bestandswiderstände der geeignetste Weg zu sein. Die Berücksichtigung der Bodenfeuchte über den Bestandswiderstand soll aus den in Abschnitt (3.0) näher ausgeführten Gründen nicht erfolgen.

### 2.4.2 Berechnung von $r_s$ über die Bestimmung der potentiellen Verdunstung eines Bestandes und der einer freien Wasseroberfläche

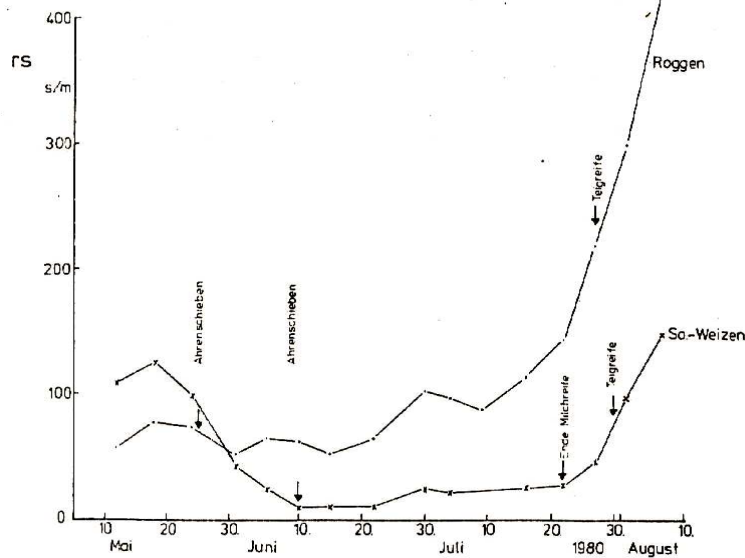
Eine Möglichkeit zur Festlegung des Bestandswiderstandes in Abhängigkeit von der Jahreszeit besteht darin, die potentielle (oder auch aktuelle: aber Trennung ist wichtig) Bestandsverdunstung (hier  $E$ ) z.B. über Lysimeter oder aus dem Energiehaushalt nach der Sverdrup-Methode zu bestimmen und gleichzeitig die potentielle Verdunstung einer freien Wasseroberfläche ( $E_o$ ) zu berechnen.

Es gilt dann:

$$r_s = r_a \left( \frac{E_o}{E} - 1 \right) \left( 1 + \frac{s}{\gamma} \right) \quad (2.4.2.1)$$

Die Änderung von  $r_s$  mit der Jahreszeit ergibt sich unter Berücksichtigung der Variation von  $r_a$  bzw.  $s/\gamma$  aus der jahreszeitlichen Änderung von  $E_o/E$ , d.h. der Änderung der Penman-Koeffizienten (s. Löpmeier u. v. Hoyningen-Huene, 1982).

Bestimmung der Penman-Monteith-Verdunstung mit  $r_s = 0$  und mit Auswertung von gleichzeitigen Lysimetermessungen ergaben die in Abb. 3 dargestellten Zusammenhänge. Da insbesondere bei noch nicht voll entwickelten Beständen die Evaporation vom Boden eine große Rolle spielt und diese sehr stark von den jeweiligen Witterungsbedingungen des Untersuchungszeitraums abhängt, ist die Übertragbarkeit auf andere Regionen und Zeiträume nicht gegeben. Bei Wallace (1981) zusammengestellte Bestandswiderstände zeigen die Problematik der Bestimmung sowohl in verschiedenen Regionen als auch in den gleichen klimatischen Räumen.



**Abb. 3:** Verlauf des Bestandswiderstandes für 2 Getreidearten nach Lysimetermessungen abgeleitet.

So z.B. wird für Gerste im Jahrgang die Gesamtschwankungsbreite von  $rs$  für Rothamsted (England) mit 40 – 400 s/m, in der Region Nottingham (England) mit 125 – 1000 s/m angegeben. Sceicz (1969) bestimmte für den Raum München während der Vegetationszeit Werte von  $rs$  für Kartoffeln zwischen

45 – 125 s/m

und für Luzerne zwischen

25 – 71 s/m

Um klimatische Besonderheiten mit Einfluss auf die Bodenevaporation wenigstens grob zu erfassen und damit den gesamten Bestandswiderstand allgemein gültiger zu bekommen, bietet sich die Trennung der Evaporation und Transpiration über getrennte Widerstände an.

### 2.4.3 Berechnung des Bestandswiderstandes

Einem Ansatz von Grant (1975) folgend lässt sich die Berechnung des Bestandswiderstandes über die Parallelschaltung eines Pflanzenwiderstandes ( $rsp$ ) und eines Bodenwiderstandes ( $rsB$ ) in der Form

$$\frac{l}{rs} = \frac{(l-I)}{rsp} + \frac{I}{rsB} \quad (2.4.3.1)$$

$rs$  = Bestandswiderstand

$rsp$  = Widerstand der Pflanze

$rsB$  = Widerstand des Bodens

durchführen.

Die Wichtung der beiden Parallelwiderstände erfolgt dabei über eine vom Blattflächenindex LAI abhängige Funktion, die gemäß Ritchie (1972) mit

$$I = e^{-a \text{LAI}} \quad (2.4.3.2)$$

definiert wird.

Der Koeffizient  $a$  ist ein Maß für die vertikale Änderung der Strahlungsbilanz (Extinktionskoeffizient) im Bestand und lässt sich über Strahlungsmodelle oder durch Messungen gewinnen. Die Gleichung (2.4.3.2) legt fest, wieviel der durch Strahlung zur Verfügung gestellten Energie für den Boden bzw. für den Bestand zum Verdunstungsvorgang bereitstehen. Der Faktor  $a$  wird von Ritchie (1972) mit 0.4 angegeben. Denmead (1976) und Braden (1982) wiesen nach, dass  $a$  eine Funktion der Sonnenhöhe ist und bei größeren Sonnenhöhen für Getreide einen Wert von 0.6 erreichen kann. Im Modell wird wie von Thompson et al. (1981)  $a = 0.4$  gesetzt, sodass

$$I = (0.7)^{\text{LAI}} \quad (2.4.3.3)$$

ist.

Nur für LAI-Werte  $< 1$  wird

$$I = (0.8)^{\text{LAI}} \quad (2.4.3.4)$$

gewählt.

Die Anwendung der Gleichung (2.4.3.4) verhindert insbesondere bei Zuckerrüben und Kartoffeln in den frühen Phasen eine Überbewertung der kleinen Pflanzen.

Die Anwendung der Gleichungen (2.4.3.3) bzw. (2.4.3.4) ohne weitere Modifizierung der Beziehungen für den aerodynamischen Widerstand setzt voraus, dass für Wasserdampftransporte von den Pflanzenblättern und vom Boden der gleiche Austauschkoefizient gilt, obwohl bei der Herleitung dieser Widerstände davon ausgegangen wurde, dass die Wasserdampf- und Wärmequellen sich in einer fiktiven Höhe im oberen Bereich des Bestandes befinden. Eine Verbesserung dieser Ansätze sollte angestrebt werden. Im Hinblick auf die im Vergleich zur Transpiration geringen Werte der Evaporation soll dieser Fehler vorerst vernachlässigt werden.

Die Bestimmung der Bestandswiderstände erfolgte für das vorliegende Verfahren getrennt für Boden- und Pflanzenwiderstand aus den Bodenfeuchtemessungen. Parallel dazu wurde eine Anpassung der Widerstände an die Lysimeter-Verdunstung angestrebt.

Die mit Hilfe von Bodenfeuchtemessungen bestimmten Pflanzenwiderstände sind in Tabelle 6 zusammengestellt.

**Tabelle 6:** Pflanzenwiderstände (rsp) nach Bodenfeuchtemessungen in s/m

Winter-Weizen	Sommer-Weizen	Winter-Gerste	Mais	Hafer	Zuckerrüben	Roggen	Kartoffeln
46	38	55	73	69	79	82	92

Die Pflanzenwiderstände sind dabei in Zusammenhang mit dem maximalen LAI sowie der Wirkungszeit dieses LAI zu sehen. Es fallen z.T. erhebliche Unterschiede sowie insbesondere auch die relativ hohen Werte für Kartoffeln auf. Außerdem weichen diese Angaben von den bei Thompson et al. (1981) veröffentlichten und im MORECS-Modell benutzten Werte ab. Die Verwendung der von Thompson angegebenen gleichen Pflanzenwiderstände für Kartoffeln und Zuckerrüben bei festem LAI z.B. ergaben bei den Berechnungen mit dem hier beschriebenen Modell vollkommen falsche Verdunstungsraten. Die Unterschiede zwischen diesen Beständen werden z.B. auch von Burrows (1969) bestätigt, der darauf hinweist, dass

der Stomatawiderstand pro LAI bei Zuckerrüben geringer ist als bei Kartoffeln, da die Querschnittfläche der offenen Zuckerrübenstomata etwa 40 % größer ist. Dieses Beispiel für Unterschiede der pflanzenphysiologischen Voraussetzungen soll stellvertretend für viele Reaktionen und Fähigkeiten der einzelnen Pflanzen sein, die zunächst über den Pflanzenwiderstand erfasst werden müssen. Die im Vergleich zu Literaturangaben z.T. relativ großen Werten der Pflanzenwiderstände lassen sich einerseits durch die Anreicherung ausschließlich über die Bodenfeuchteänderung 0 – 60 cm erklären, andererseits muss berücksichtigt werden, dass die in der Literatur angegebenen Werte in der Regel als Widerstandsminimum aufzufassen sind. Untersuchungen von Watts (1977) und v. Hoyningen-Huene (1981) zeigen, dass z.B. hohe Verdunstungsbeanspruchungen, verursacht durch hohes Sättigungsdefizit, ein teilweises Schließen der Stomata bewirkt, obwohl die Bodenfeuchte nahe dem Sättigungswert ist.

Da nachts die Stomata geschlossen sind und die Verdunstung nur durch die Wachsschicht der Blätter erfolgt, kann zu dieser Zeit der Pflanzenwiderstand etwa gleich Cuticularwiderstand gesetzt werden, der nach Thompson et al. (1981) mit 2500 s/m angegeben wird. Beschädigungen der Blätterschutzschichten können jedoch diesen Widerstand z.T. erheblich reduzieren. Im Modell wird in der Nacht, d.h. der Zeit zwischen Sonnenaufgang (SA) und Sonnenuntergang (SU) (Gleichungen (2.4.3.5) und (2.4.3.6) der Pflanzenwiderstand generell gleich 2800 s/m gesetzt und damit eine Transpiration der Pflanzen praktisch vernachlässigt. Sonnenaufgang und –untergang sind durch folgende Gleichungen definiert:

$$SA = \frac{12}{\pi} \arccos \left( \tan \theta \tan \phi + \frac{0.0145}{\cos \theta \cos \phi} \right) \quad (2.4.3.5)$$

$$SU = 24 - SA \quad (2.4.3.6)$$

$$\theta = \text{Deklination der Sonne} \\ = 0,41 \cos (2 \pi (JT - 173) / 365)$$

$$\phi = \text{geographische Breite}$$

$$JT = \text{Jahrestag}$$

Über die Definition des Bodenwiderstandes lässt sich eine Simulation der Evaporation in einer sehr primitiven Form erreichen.

November – März	mindestens 0,5 mm
April - Mai	mindestens 1,0 mm
Juni - Oktober	mindestens 1,5 mm

geregnet hat. Die Schwellenwerte wurden etwa den mittleren Verdunstungsraten der einzelnen Jahreszeiten proportional gesetzt. Die Summe der hintereinander folgenden Tage ohne Niederschlag, die kleiner als die oben angegebenen sind, (als JOR bezeichnet) wird genutzt, um den Bodenwiderstand für trockenen Boden (Index t) mit jedem Tag JOR linear zu erhöhen. Diese rein empirische Beziehung berücksichtigt die geringe Bodenevaporation, insbesondere für kleine LAI-Werte nach mehreren Tagen Trockenheit, und sie ist in dieser oder ähnlicher Form unbedingt wichtig für die Berechnung der Bodenfeuchte von spät auflaufenden Beständen wie Zuckerrüben oder Mais. Bei einem gerade aufgelaufenen Bestand im Mai/Juni ist nur eine drastische Erhöhung des Bodenwiderstandes dazu in der Lage, die häufig aufgrund des schon hohen Energieangebots großen potentiellen Verdunstungsraten zu reduzieren. Denkbar wäre hier auch die Verwendung der Synop-Meldung des Erdbodenzustandes (trocken, feucht, nass) zur Festlegung des Bodenzustandes.

Bis zur phänologischen Phase „Bestand geschlossen“ zeigten die Ansätze oben bei Zuckerrüben noch zu hohe Verdunstungsraten. Eine zusätzliche Erhöhung des Bodenwiderstandes bis etwa 14 Tage vor „Bestand geschlossen“ für Tage mit  $JOR \geq 1$  um 20 % brachte deutliche Verbesserungen der Ergebnisse. Der Grund könnte in den Bodenbearbeitungsmaßnahmen während dieser phänologischen Phasen liegen. Häufiges Hacken der hier berücksichtigten Bestände führt ständig zur Zerstörung der Kapillaren in der obersten Bodenschicht und verhindert wirksam eine nennenswerte Evaporation. Im Falle anderer oder fehlender Bodenbearbeitungsmaßnahmen müsste eine Überprüfung dieser Widerstandserhöhung erfolgen.

#### 2.4.4 Simulation der Reifephase

Zur Berücksichtigung der Reifephase und der allgemeinen Reduzierung des Wasserverbrauchs bis zur Ernte wird eine Erhöhung des Bestandswiderstandes nach dem Höhepunkt der Wachstumsperiode durchgeführt, sowie gleichzeitig der LAI bis zur Ernte reduziert. Thompson et al. (1981) berücksichtigt diese Prozesse über eine Erhöhung des Pflanzenwiderstandes  $rsp$  in der Form

$$rsp = rsp_{\min} + a \cdot \left( \frac{JT - JT_{\max}}{JT_{\max} - JT_s} \right) + b \cdot \left( \frac{JT - JT_{\max}}{JT_{\max} - JT_s} \right)^3 \quad (2.4.4.1)$$

Modellrechnungen zeigten jedoch, dass die Bestände sich z.T. unterschiedlich verhalten. Bei Zuckerrüben z.B. setzt das Absterben der Blätter relativ spät ein, bzw. fällt durch ständige Neubildung der Blätter erst im Spätherbst ins Gewicht. Die Auswertung von Lysimetermessungen, die z.T. innerhalb weniger Tage z.B. bei Roggen und Weizen einen deutlichen Anstieg des Bestandswiderstandes zeigten (siehe auch Abb. 3), sowie optische Beobachtungen und Einbeziehung des mittleren Eintritts charakteristischer Phase (Reife, Ernte) ergaben die folgenden Beziehungen für den Pflanzenwiderstand  $rsp$  nach dem Jahrestag des maximalen Wasserverbrauchs  $JT_{\max}$ . Als Anhaltspunkt dienten ebenfalls die von Löpmeier (1981), unveröffentlicht) ermittelten Penman-Faktoren. Übernommen wurde der Ansatz (2.4.4.1) in der Form, dass einige Tage vor Erntebeginn drastische Erhöhung des Widerstandes durch das Glied ( )<sup>3</sup> erfolgt.

Im einzelnen gilt für

##### Getreide:

$$rsp = rsp_{\min} + 60 * \left( \frac{JT - JT_{\max}}{JT_{\max} + 45 - JT_{\max}} \right) + 150 * \left( \frac{JT - JT_{\max}}{JT_{\max} + 45 - JT_{\max}} \right)^3$$

$$\text{für } JT_{\max} + 45 > JT > JT_{\max} \quad (2.4.4.2)$$

##### Kartoffeln:

$$rsp = rsp_{\min} + 70 * \left( \frac{JT - JT_{\max}}{JT_{\max} + 50 - JT_{\max}} \right) + 300 * \left( \frac{JT - JT_{\max}}{JT_{\max} + 50 - JT_{\max}} \right)^3$$

$$\text{für } JT_{\max} + 45 > JT > JT_{\max} \quad (2.4.4.3)$$



### Zuckerrüben:

$$rsp = rsp_{\min} + 20 \left( \frac{JT - JT_{\max}}{JT_{\max} + 110 - JT_{\max}} \right)$$

$$\text{für } JT_{\max} + 110 > JT > JT_{\max} \quad (2.4.4.4)$$

### Mais:

$$rsp = rsp_{\min} + 70 \left( \frac{JT - JT_{\max}}{JT_{\max} + 55 - JT_{\max}} \right) + 140 \left( \frac{JT - JT_{\max}}{JT_{\max} + 55 - JT_{\max}} \right)^3 \quad (2.4.4.5)$$

$$\text{für } JT_{\max} + 55 > JT > JT_{\max}$$

## 2.5 Berechnung der verfügbaren Energie

Als wohl wichtigste Einflussgröße der Gleichungen (2.2.1) und (2.2.4) ist der Term  $R_n - G$  anzusehen, der die für die Verdunstung zur Verfügung stehende Energie beschreibt.

Um die Berechnung der Verdunstung mit synoptischen Daten als Eingangsparameter zu erreichen, muss versucht werden, aus den in den Synop-Meldungen enthaltenen Bewölkungsverhältnissen eine Aussage über die Strahlungsbilanz  $R_n$  zu gewinnen. Der im Term oben enthaltene Bodenwärmestrom  $G$  wird in der Regel als Funktion von  $R_n$  eingebaut, welches im Abschnitt (2.6) dargelegt wird.

Die Strahlungsbilanz setzt sich zusammen aus den kurzwelligen und langwelligen Anteilen der Strahlungsströme. Während in der Original-Penman-Beziehung das Verhältnis der aktuellen zur maximal möglichen Sonnenscheindauer zur Berechnung der kurzwelligen als auch der langwelligen Strahlung über empirische Beziehungen eingeht, soll im folgenden die gemessene Bilanz oder die Herleitung dieser aus den Bewölkungsverhältnissen als Eingangsparameter untersucht werden.

Die kurzwellige Bilanz  $R_k$  ergibt sich

$$R_k = R_g (1 - \alpha) \quad (2.5.1)$$

$R_g$  = Globalstrahlung in Watt / m<sup>2</sup>  
 $\alpha$  = Albedo

Als wichtige Größe wird für die Berechnung der kurzwelligen Bilanz die Albedo über die folgenden Ansätze berücksichtigt. Während für die Albedo  $\alpha_p$  von landwirtschaftlichen Kulturpflanzen Werte zwischen 0,21 und 0,26 angesetzt werden können, variiert die Albedo des Bodens ( $\alpha_B$ ) über größere Bereiche in Abhängigkeit vom Humusgehalt und ist darüber hinaus sehr stark von der Bodenfeuchte abhängig. Die Albedoabhängigkeit von der Sonnenhöhe soll zunächst unberücksichtigt bleiben.

Für die Bodenalbbedo gilt etwa:

$\alpha_{Bt}$	(heller Sand)	=	0,38
$\alpha_{Bt}$	(grauer Sand)	=	0,27
$\alpha_{Bt}$	(dunkler Boden)	=	0,15

Über die synoptische Meldung des Erdbodenzustandes wird außerdem eine Erhöhung der Albedo auf 0.8 bei schneebedecktem Boden bzw. auf 0,5 ( $\alpha_{Bt} + 0,8$ ) bei nur teilweise mit Schnee bedecktem Boden durchgeführt.

Die Werte sind Arbeiten von Eagleson (1970), Idso (1975) und Beese (1978) entnommen. Die Änderung der Albedo mit der Bodenfeuchte wird analog der Änderung des Bodenwiderstandes über die Anzahl Tage ohne Regen unter Berücksichtigung der oben definierten Schwellenwerte durchgeführt. Nach Angaben verschiedener Autoren (Piggin, 1973, Eagleson, 1970, Idso, 1975, Davies, 1979), lässt sich die Albedo für nassen Boden (Index n) über

$$\alpha_{Bn} = \alpha_{Bt} / 2$$

hinreichend genau erfassen.

Für  $JOR > 1$  wird der Boden als trocken definiert. Die synoptischen Meldungen des Erdbodenzustandes (feucht, trocken, nass) bieten sich ebenfalls für die Festlegung von  $\alpha_B$  an. Nach Reginato et al. (1977) führt auch die Erhöhung der Rauigkeit zur Veränderung der Albedo über die Bildung von zusätzlichen Schattenelementen. Die Albedo reduziert sich bei Erhöhung der Rauigkeit. Durch Pflügen eines lehmigen Sandes wurde dabei sowohl bei trockenem als auch bei feuchtem Boden eine Reduzierung von ca. 25 % erreicht.

Zur Berücksichtigung der Albedo der Pflanzen wird über den Jahrestag JT eine Wichtung der Albedoanteile Boden/Pflanze nach Ritchie (1972) in der Form

$$\begin{aligned} \alpha &= \alpha_B + 0.25 (\alpha_p - \alpha_B) \cdot LAI \quad \text{für } LAI \leq 4 \\ &= \alpha_p \quad \text{für } LAI > 4 \end{aligned}$$

durchgeführt.

Die Berechnung der langwelligen Strahlungsanteile erfolgt getrennt über die Bestimmung der langwelligen Ausstrahlung des Bodens bzw. der Bestandsoberfläche  $R_e$  und der atmosphärischen Gegenstrahlung  $R_a$ . Unter der Voraussetzung, dass  $T(z) = T(o)$ , d.h. Lufttemperatur gleich Oberflächentemperatur, ist  $R_e$  bestimmt durch

$$R_e = \varepsilon \sigma (T(z) + 273,1)^4 \quad (2.5.12)$$

$R_e$	=	langwellige Abstrahlung in Watt/m <sup>2</sup>
$\varepsilon$	=	Emissionskoeffizient
$\sigma$	=	Boltzman-Konstante
	=	$5.67 \cdot 10^{-8}$ Watt/m <sup>2</sup>

Das langwellige Emissionsvermögen des Bodens schwankt nach Idso und Jackson (1969) zwischen 0.967 und 0.945 je nach Anteil des Quarzes. Da das Emissionsvermögen von Wasser mit 0.945 angegeben wird, ist mit Änderung des Wassergehaltes keine nennenswerte Änderung des Emissionsvermögens verbunden. Die Berechnungen erfolgten mit konstanten Emissionsvermögen von  $\varepsilon = 0.97$ .

Nach Thompson (1982) überschätzt die Penman-Monteith-Beziehung ohne das Korrekturglied für den langwelligen Strahlungsaustausch die Verdunstung. Anhand von Messreihen der Jahre 1973 und 1974 aus Braunschweig erfolgte eine Untersuchung zum Einfluss des Korrekturgliedes auf die Berechnungen. Danach ergaben sich für Zuckerrüben 4 % und für Winter-Weizen 7 % höhere nFK-Werte Ende des Jahres bei Berücksichtigung der Strahlungskorrektur.

Eine weitere Parametrisierung der langwelligen Abstrahlung des Bodens unter Berücksichtigung einer Überhitzung des Bodens stellt Holtslag (1981) in der Form

$$Re = \varepsilon \sigma (T(z) + 293.1)^4 + 0.07 (1 - \alpha) \cdot Rg \quad (2.5.18)$$

Für die Modellberechnungen und damit und damit auch die Anpassung der Bestandswiderstände etc. wurde das Strahlungskorrekturglied mit einbezogen, d.h. die Gleichung (2.5.17) angewendet.

Die Berechnung der langwelligen Strahlung bei wolkenlosem Himmel erfolgt über eine empirisch-physikalische Beziehung von Idso und Jackson (1969) (Gleichung (2.5.19)).

$$Ra = EPS \cdot \alpha (TL + 273.1)^4 \quad (2.5.19)$$

mit  $EPS = 1 - 0.261 \cdot \exp(-7.77 \cdot 10^{-4} + TL^2)$

für Bedeckungsgrad  $N = O$ .

Ein Vergleich verschiedener anderer Formeln (Swinkbank, Brutsaert, Monteith, Paltridge and Platt) für die Berechnung der langwelligen Himmelsstrahlung ergab z.T. Abweichungen, die bei der Berechnung der Verdunstung zu Änderungen der Bodenfeuchte von einigen Prozent am Ende der Vegetationsperiode führten. Untersuchungen von Palland (1975) zeigen, dass die empirischen Koeffizienten auch von der Jahreszeit abhängen. Ähnlich wie schon Paltridge (1970) bei der Swinbank-Formel eine Überschätzung der langwelligen Gegenstrahlung im Sommer am Tage feststellte, berichtet auch Idso (1974) von einer Überbewertung der Strahlung an Sommertagen. Nach Idso führt eine Reduzierung der Strahlungsberechnung etc. über die spätere Aneicherung z.T. reduziert oder ganz getilgt werden, was jedoch ein Austausch bestimmter Ansätze, auch wenn sie physikalisch gesehen die einzelnen Größen besser erfassen, problematisch macht.

Korrekturen sind anzubringen, wenn Bewölkung vorhanden ist, die zur Erhöhung der Gegenstrahlung führt. Benutzt wird der Ansatz (2.5.19)

$$\begin{aligned} Ra(N) &= Ra(1 + CN^2) \\ C &= \text{Konstante für einzelne Wolkengattungen (siehe Tabelle 7)} \\ N &= \text{Bruchteile des Bedeckungsgrades (0 \leq N \leq 1)} \end{aligned}$$

Tabelle 7: Wertetabelle für die Konstante C nach Sellers (1965)

Wolkenart	C
Ci	0.04
Cs	0.08
AC	0.17
AS	0.20
SC	0.22
ST	0.24
Nebel	0.25

Die Werte der Tabelle 7 berücksichtigen, dass mit Zunahme der Wolkenhöhe (legt z.T. Wolkenart fest) die Temperatur der Wolkenbasis (strahlende Fläche) abnimmt.

Konstanthalten von C mit 0.2 ohne Berücksichtigung der Wolkenart bringt in der Jahresverdunstung relativ geringe Unterschiede, an einzelnen Tagen wurden jedoch bis zu  $\pm 0.3$  mm Verdunstung/Tag berechnet. In der Bodenfeuchteberechnung ergaben sich Unterschiede, die fast immer unterhalb von 1 – 2 % nutzbarer Feldkapazität lagen.

## 2.6 Berechnung des Bodenwärmestroms

Ein Teil der durch die Strahlungsströme bereitgestellten Energie geht über den Bodenwärmestrom G wieder verloren, bzw. wird durch diesen z.T. ausgeglichen. Aufgrund der im Tagesgang wechselnden Richtung dieses Wärmeflusses kann im Mittel die Tagessumme des Bodenwärmestroms etwa gleich 0 gesetzt werden. Da jedoch je nach Tageszeit (Stomata nachts geschlossen) und den meteorologischen Randbedingungen diese Energie z.T. in den fühlbaren Wärmestrom, z.T. in den latenten Wärmestrom einfließt, ist eine besondere Betrachtung dieses Wärmeflusses erforderlich. Infolge unterschiedlicher Leitfähigkeiten der einzelnen Bodenarten und der Abhängigkeit der thermischen Leitfähigkeit von der Bodenfeuchte, ist eine Bestimmung im Rahmen dieses Verfahrens nur sehr grob möglich, und die unten aufgestellten Ansätze enthalten z.T. gravierende Vereinfachungen.

Allgemein werden folgende Ansätze, die alle die Strahlungsbilanz als Parametrisierungsgröße beinhalten, gewählt, obwohl Berkowicz und Prahm (1982) eine bessere Abhängigkeit des Bodenwärmestroms vom Strom fühlbarer Wärme aufzeigten. Da aber nur iterativ ein solcher Ansatz zur Geltung kommen könnte, wurden folgende Beziehungen gewählt:

$$G = a \cdot R_n$$

Messungen an der ZAMF ergaben für nackten Boden

$$a = 0.25$$

In der Literatur werden jedoch häufig größere Werte für a angegeben. Für Grasbewuchs gilt nach Thompson (1981)

$$a = 0,2$$

Die Reduzierung des Bodenwärmestroms infolge der Abschattung durch die Blätter eines Bestandes wird über

$$G = (a - 0.03 \cdot LAI) \cdot R_n \quad (2.6.2)$$

berücksichtigt.  
Nachts wird generell

$$a = 0,5$$

angenommen. Bei extrem feuchtem Boden wird häufig für a ein Wert von 0.8 erreicht. In den ersten 2 Stunden nach Sonnenaufgang ist a im Allgemeinen gleich 0. Da die Berechnungen in 3-stündlicher oder stündlicher Auflösung erfolgten, d.h. nicht Strahlungssummen des Tages gebildet wurden, regelt die nächtliche Reduzierung der Strahlungsbilanz im wesentlichen die Tauproduktion und hat auf die Verdunstungsberechnung nur indirekt einen Einfluss.

## 2.7 Berücksichtigung von Interzeption und Tau

Interzeption und Tauniederschlag werden im Modell stark vereinfacht erfasst, indem während der Benetzungszeit der Bestandswiderstand  $r_s$  gleich 0 gesetzt wird und damit die potentielle Verdunstung einer freien Wasseroberfläche simuliert wird.

Tauniederschlag wird über das Modell als negative Verdunstung berechnet, wenn die negative Strahlungsbilanz hinreichend groß ist. Die Zeiten mit Niederschlag werden über die Routine-Beobachtungen des Deutschen Wetterdienstes festgelegt (WW-Meldung). Dabei wird davon ausgegangen, dass Niederschlagsereignisse ab mäßiger Intensität und ohne Unterbrechung eine vollständige Benetzung des Bestandes bewirken. Die Dauer der Benetzung bzw. der Anteil der noch benetzten Fläche hängt von den Evapotranspirationsraten der folgenden Stunden ab. Die Aufteilung der parallel geschalteten Bestandswiderstände trocken und nass ( $r_s = 0$ ) erfolgt über den Anteil der benetzten Fläche. Es gelten folgende Annahmen:

Die maximale Interzeptionsmenge pro LAI und Niederschlagsereignis sei 0,2 mm, d.h. Interzeptionsmenge

Int in mm ist  $Int = 0,2 \text{ LAI}$ .

Die benetzte Fläche AINT nach dem Niederschlagsereignis ergibt sich aus

$$\begin{aligned} \text{AINT} &= \text{INT} - \text{ETO} \\ \text{ETO} &= \text{potentielle Verdunstung mit } r_s = 0 \text{ für den Anteil der benetzten Fläche.} \end{aligned}$$

Die Berücksichtigung der Interzeption in der oben beschriebenen Form bringt in extrem feuchten Jahren für einzelne Bestände bis zu 40 mm mehr Verdunstung im Jahr und ist in diesen Zeiten ein notwendiges Mittel, realistische Bodenfeuchteberechnungen durchführen zu können.

## 3. Reduzierung der potentiellen pflanzenspezifischen Evapotranspiration auf die aktuelle pflanzenspezifische Evapotranspiration

Die Reduzierung der potentiellen Verdunstung (ohne Wassermangel) eines Bestandes auf die aktuelle Verdunstung (bei Wassermangel) stellt eine Schlüsselrolle für eine gute Berechnung der Bodenfeuchte dar. Gleichzeitig sind hierzu die wenigsten quantitativen Zusammenhänge bekannt. Für das vorliegende Modell gibt es grundsätzlich 2 Möglichkeiten, die Reduzierung rechnerisch einzubeziehen:

Veränderung des Bestandswiderstandes in Abhängigkeit von der Bodenfeuchte

- a) Veränderung des Bestandswiderstandes in Abhängigkeit von der Bodenfeuchte
- b) Berechnung der potentiellen pflanzenspezifischen Verdunstung und anschließende Reduzierung in Abhängigkeit von der Bodenfeuchte und in Abhängigkeit von der potentiellen Verdunstung selbst.

Der Weg nach Methode a) ist von den biologisch-physikalischen Denkvorstellungen her der konsequentere und Beziehungen zwischen  $r_s$  und Wasserdefizit des Bodens sind z.T. in der Literatur veröffentlicht. Aufgrund verschiedener oder nicht exakt definierter Randbedingungen (z.B. Bestandsdichte, Wurzeltiefe etc.) sind diese Angaben jedoch nur z.T. übertragbar und reichen nicht aus, um für die bei uns üblichen Bestände unter unseren Klima- und Bodenbedingungen genügend Informationen zusammentragen zu können. Außerdem ist eine zusätzliche Berücksichtigung der Reduktion bei sehr hohem Wasserbedarf nicht möglich.

Die Methode b) besitzt den Vorteil, dass der Anwender die ebenfalls nur spärlichen Informationen durch viele praktische Erfahrungen und einfachere Abschätzungen über Auswirkungen auf das Modellergebnis ersetzen kann. Weiterhin besteht die Möglichkeit, die Reduzierung nicht nur von der Bodenfeuchte abhängig zu machen, sondern von der potentiellen Verdunstung selbst. Die Abb. 4 soll allgemein dieses Prinzip demonstrieren.

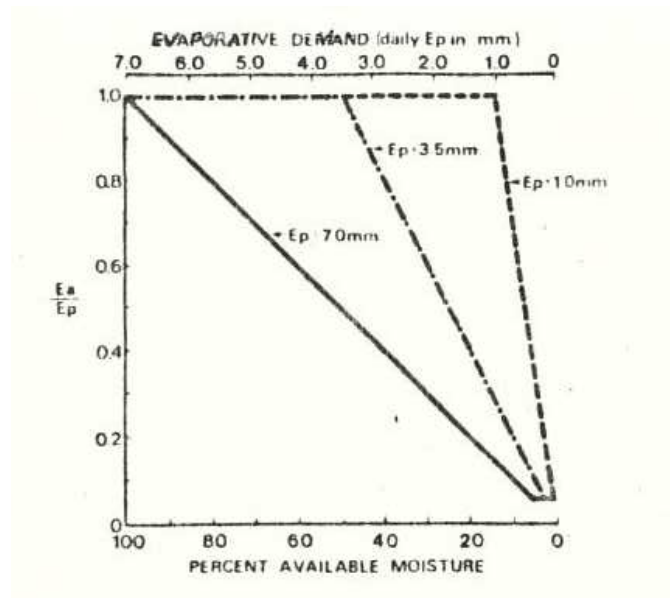


Abb. 4: Reduzierung der potentiellen Verdunstung (EP) auf die aktuelle (Ea) in Abhängigkeit von Bodenfeuchte und EP (nach Selirio, 1979)

Diese Ansätze sollen den Forschungsergebnissen Rechnung tragen, die allgemein bei hoher Verdunstungsbeanspruchung infolge einer zu geringen Wasserleitfähigkeit, einen frühen Beginn der Reduktion ergaben. Sie wird durch die Ausbildung einer Trockenzone um die aktiven Haarwurzeln verursacht. Die Anwendung der in Abb. 4 dargestellten Reduktionen hat zur Folge, dass auch bei hohen Bodenfeuchten extrem große Verdunstungswerte (> 6.0 mm) reduziert werden.

Der Bedeutung der Reduktion in Abhängigkeit von der potentiellen Verdunstung wird bei vielen (fast allen) bisher erarbeiteten Reduktionsangaben nicht berücksichtigt. Die Anwendung dieser Zusammenhänge bedeutet folglich eine enorme Abweichung von den Modellsätzen, wie sie z.B. im „MORECS“-Modell benutzt werden. Auch Thompson et al. (1981) weist auf die Notwendigkeit hin, die Abhängigkeit von der potentiellen Verdunstung in solchen Klimaten zu berücksichtigen, in denen größere Schwankungen mit extrem hohen Verdunstungsbeanspruchungen zu Zeiten hoher Wasservorräte auftreten. Da die Pflanzen in der Regel unterschiedlich auf Wasserstress reagieren, ist eine pflanzenspezifische Reduktion notwendig. Die Abb. 5 zeigt als Beispiel das unterschiedliche Verhalten von Zuckerrüben und Kartoffeln.

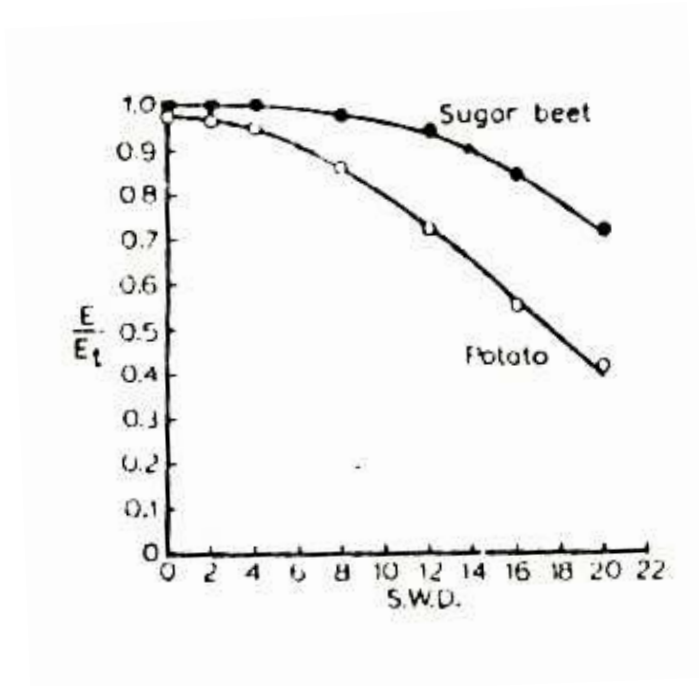


Abb. 5: Reduzierung der potentiellen Verdunstung in Abhängigkeit vom Wasserdefizit (S.W.D.) (nach Burrows, 1969).

Beide Reduktionseinflüsse zusammengefasst werden über einen Ansatz von Slabbers (1980) berücksichtigt. Dabei wird der Wasserfluss vom Boden über die Wurzeln in das Blatt vereinfacht in der Form

$$\psi_l = \psi_s = Q (r_\psi + r_{pl}) \quad (3.0.1)$$

mit

- $\psi_l$  = Blattwasserpotential in bar
- $\psi_s$  = Bodenwasserpotential in bar
- $Q$  = Wasseraufnahme in mm/Tag
- $r_w$  = Widerstand Boden – Wurzel in bar Tag/cm
- $r_{pl}$  = Widerstand Wurzel – Blatt in bar Tag/cm

dargestellt. Der Stomata-Widerstand  $r_{sp}$  ist eine Funktion des Blattwasserpotentials

$$\frac{l}{r_{sp}} = f(\psi_l) \quad (3.0.2)$$

$r_{sp}$  bleibt während eines großen Bereichs von  $\psi_l$  konstant, um bei einem kritischen Blattwasserpotential ( $\psi_{l_{crit}}$ ) rapide anzusteigen. Nach Feddes und Rijtema (1972) ist  $r_{pl}$  3 – 10 mal größer als  $r_\psi$  und abgesehen von sehr trockenem Boden und geringen Werten der potentiellen Verdunstung ist  $\psi_l$  5-20 mal größer als  $\psi_s$ . Unter Vernachlässigung von  $\psi_s$  und  $r_w$  gilt die folgende Beziehung (Herleitung bei Slabbers, 1980):

$$f = 0.94 + 0.26 \frac{-\psi_{crit}^l}{ETP} \quad (3.0.3)$$

$f \cdot 100$  ist die Menge des verfügbaren Wassers in Prozent nutzbarer Feldkapazität, bei der eine Reduzierung der Verdunstung infolge von Wassermangel beginnt. Es gilt dann:

$$ETA = ETP \quad \text{für } nFK \geq f \cdot 100$$

$$ETA = \frac{nFK}{f \cdot 100} ETP \quad \text{für } nFK < f \cdot 100$$

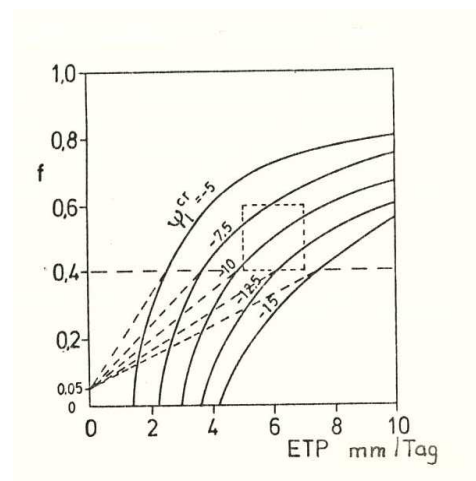
ETA = aktuelle Verdunstung  
nFK = nutzbare Feldkapazität in %

Die Tabelle 8 enthält für einige Bestände Werte des kritischen Blattwasserpotentials.

**Tab. 8:** Wertetabelle kritischer Blattwasserpotentiale (zusammengestellt bei Slabbers, 1980)

Mais	- 17
Kartoffeln	- 4
Zuckerrüben	- 5
Weizen	- 10
Gerste	- 14

Der über Gleichung (3.0.3) beschriebene Verlauf der Reduktionsfunktion ist in Abb. 6 dargestellt.



**Abb. 6:** Darstellung der Reduktionsfunktion  $f$  in Abhängigkeit von der potentiellen Verdunstung (ETP) für verschiedene kritische Blattwasserpotentiale (nach Slabbers, 1980), gestrichelt = modifiziert für Modellanwendung



Wie in Abb. 6 ersichtlich, beinhaltet eine unmodifizierte Anwendung der Gleichung (3.0.3), dass für einige Bestände bei Verdunstungsraten  $\leq 4$  eine Reduktion nicht erforderlich ist. Das würde bei unseren Bedingungen zu unrealistischen Verdunstungsraten und zu hohen Beträgen negativer nutzbarer Feldkapazität führen. Für die Anwendung im Modell wurde darum eine Kombination aus Gleichung (3.0.3) und einer linearen Reduktionsfunktion gewählt, sodass für  $nFK < 40\%$  die Reduzierung gemäß den in Abb. 6 gestrichelt gezeichneten Geraden bzw. über Gleichung (3.0.4) erfolgt.

$$f = 0.727 \cdot \frac{ETP}{|\psi l_{crit}|} + 0.05 \quad (3.0.4)$$

Diese ziemlich willkürliche Veränderung von Gleichung (3.0.3) erlaubt die Anwendung im Gesamtmodell. Die Bestimmung der kritischen Blattwasserpotentiale erfolgt rein empirisch über die Bodenfeuchtemessungen. Die Tabelle 9 enthält die verwendeten Werte.

**Tab. 9:** Im Modell verwendete kritische Blattwasserpotentiale (bar)

<i>Winter-Weizen</i>	- 12.0
<i>Sommer-Weizen</i>	- 17.5
<i>Gerste</i>	- 9.6
<i>Mais</i>	- 8.6
<i>Hafer</i>	- 15.0
<i>Zuckerrüben</i>	- 10.2
<i>Roggen</i>	- 6.0
<i>Kartoffeln</i>	- 4.5

Obwohl in die so bestimmten kritischen Blattwasserpotentiale eine Reihe von Einflussgrößen wie unterschiedliche Wurzeltiefen, kapillare Wasseraufstiege etc. miteinfließen, und die physikalischen Zusammenhänge, die die Grundlage für die Gleichung (3.0.3) darstellen, sehr in den Hintergrund gedrängt werden, wird eine anwendbare sehr praxisnahe pflanzenspezifische Beziehung gewonnen.

Als entscheidend für die Bestimmung des Wasserstress wird im Modell die nutzbare Feldkapazität des Wurzelraumes angesetzt. Bei der Berechnung des Wurzelraumes in der Tiefe 0 – 60 cm über eine lineare Wurzeltiefenzunahme wird angenommen, dass in der Zeit von  $JT_s$  bis  $JT_{max}$  die maximale Wurzeltiefe aufgebaut wird. Die zunächst zwar sehr einfache aber doch sehr wirksame Berücksichtigung des unterschiedlichen Wurzelraumes im Jahresgang erwies sich insbesondere in den trockenen Monaten April, Mai, z.T. auch Juni für Bestände wie Zuckerrüben und Mais als notwendig, da nur so die häufig erhebliche Überschätzung der Verdunstungsraten im frühen Entwicklungsstadium dieser Pflanzen vermieden werden konnte.

Im angewendeten Verfahren wird angenommen, dass die Bodenfeuchte im gesamten Wurzelraum gleiche Werte besitzt. Niederschlag füllt zuerst den Wurzelraum, danach die übrigen Schichten bis zur Feldkapazität auf. Darüber hinaus gehende Regenmengen werden als Sickerwasser, bzw. als Abfluss vom Modell ausgewiesen. Bei einer Weiterentwicklung des Modellsystems ist die Berücksichtigung der unterschiedlichen Wasserentnahme der Wurzeln durch eine Wurzeldichtefunktion geplant. Für eine Verifizierung der Ergebnisse liegen jedoch noch zu wenig Messungen vor.

#### 4. Erfassung des Niederschlags

Schon Czeratzki (1961) stellte fest, dass bei Niederschlagsereignissen, die rein rechnerisch das Überschreiten der Feldkapazität des Bodens bewirken, wegen der nicht genau bekannten Sicherungswerte ein neuer Anschlusswert für die klimatische Wasserbilanz gemessen werden muss. Ähnlich ergaben auch die Modellrechnungen, dass in manchen Jahren hohe tägliche Niederschlagswerte nicht immer zu einer entsprechenden Auffüllung des Bodens führen.

Eine ungewichtete Berücksichtigung von größeren täglichen Niederschlagsmengen führte in einigen Fällen zu Abweichungen zwischen berechneten und gemessenen Bodenfeuchten für alle Bestände, die sich während des gesamten folgenden Berechnungszeitraum des Jahres bemerkbar machten und eine die sonstigen Modellfehler übertreffende Größenordnung erreichten. Eine deutliche Verbesserung der Gesamtergebnisse wurde erreicht durch Berücksichtigung des Niederschlags (RR) in der folgenden Form.

$$\begin{aligned} RR_M &= RR && \text{für } RR \leq 20 \\ RR_M &= 20 + (RR - 20) \cdot 0.5 && \text{für } 30 > RR > 20 \\ RR_M &= 25 + (RR - 30) \cdot 0.2 && \text{für } RR \geq 30 \\ \text{Index M} &= \text{Modellniederschlag} \end{aligned}$$

Diese empirischen Beziehungen müssen für andere Bodenarten entsprechend der Wasseraufnahmefähigkeit (Sand z.B. 20 mm/h, Lehm ca. 6 mm/h) verändert werden. Grundsätzlich muss jedoch die Art des Niederschlags (Landregen, Schauer) berücksichtigt werden. Dieses kann wiederum über WW-Meldung oder Wolkenmeldung erfolgen. Nach Breuch (persönliche Mitteilung) kann die Niederschlagsaufnahme des Bodens als lineare Funktion der Feldkapazität berechnet werden.

#### 5. Modellergebnisse

Als Beispiel für die berechneten Bodenfeuchten befinden sich im Anhang Abbildungen, die für die Bestände Winterweizen, Zuckerrüben und Winterroggen des Jahresgangs der Bodenfeuchten in % nutzbarer Feldkapazität (nFK) darstellen. Die Ergebnisse entsprechen dem jetzigen Stand der Modellansätze. Der Test verschiedener empirischer Ansätze in unterschiedlichen Kombinationen zeigt jedoch, dass durchaus noch Verbesserungen denkbar sind. Die Anpassung der Berechnungen an die Messungen wurde über den folgenden Ansatz durchgeführt:

$$\sum (nFK_{g,i} - nFK_{b,i})^2 = > Min$$

$$\begin{aligned} nFK &= \text{nutzbare Feldkapazität} \\ \text{Index g, b} &= \text{gemessen, berechnet.} \end{aligned}$$

Außerdem erfolgte eine Berücksichtigung der Fälle mit Abweichungen von mehr als 10 % bzw. mehr als 20 % nFK zwischen gemessenen und berechneten Werten. Abgesehen von wenigen Ausnahmen (z.T. zurückzuführen auf sehr ungenaue Bodenfeuchtemessungen) waren die Abweichungen immer < 20 % nFK.

Da die Auswerteperiode eine Reihe von sowohl extrem trockenen als auch niederschlagsreichen Jahren enthält, ist bewiesen, dass die Modellergebnisse auch bei größeren Abweichungen von der Norm Gültigkeit besitzen. Zum besseren Vergleich der berechneten mit den

gemessenen Bodenfeuchten sind weiterhin (im Anhang befindlich) Tabellen mit den jeweiligen nFK-Werten der einzelnen Jahre zusammengestellt, soweit hinreichend viele und nachprüfbar gemessene Bodenfeuchten vorlagen.

## **6. Schlussbemerkungen**

Das oben vorgestellte Verfahren zur Berechnung der Bodenfeuchte bzw. der aktuellen oder potentiellen Evapotranspiration von Pflanzenbeständen stellt eine Weiterentwicklung der Penman-Monteith-Gleichung dar und erlaubt eine praxisnahe Anwendung der verschiedenen meteorologisch-biologischen Zusammenhänge. Die Nutzung ist mittels EDV bei geringer Rechenzeit und durch die Verwendung von internationalen Routine-Beobachtungen nicht auf die nationalen Verhältnisse beschränkt und es lassen sich z.B. für meteorologisch-hydrologische Gutachten lange Zeitreihen erstellen. Über die allgemeine Berechnung der Verdunstung erlauben die Ansätze z.B. auch die Bestimmung von Bestands- bzw. Oberflächentemperaturen in einer zufriedenstellenden Genauigkeit, wie ein kurzer Vergleich zwischen gemessenen und berechneten Oberflächentemperaturen bei Zuckerrüben ergab. Während die Verifizierung der Ergebnisse anhand von Bodenfeuchtemessungen 0 – 60 cm für die in der Praxis üblichen Schichten von Vorteil ist, können bei tiefwurzelnden Beständen in Abhängigkeit von der Bodenart Fehler auftreten, die über eine geringfügige Änderung des Pflanzenwiderstandes zur Zeit des voll entwickelten Bestandes korrigiert werden.

## Literatur

- Bailey, W.Cr.; Davies, J.A.: Bulk stomatal resistance control on evaporation. Agricultural Canada Research Station, Beaverlodge, Alberta. Department of Geography, Mc Master University, Hamilton, Ontario, 1980.
- Beese, F.; van der Ploeg, R.R.: Computermodelle in der Bodenhydrologie. Praktische Ansätze. Mitteilgn. Dtsch. Bodenkundl. Gesellsch. 25, S. 153-172, 1978.
- Berkowicz, R.; Prahm, L.P.: Sensible heat flux estimated from routine meteorological data by the resistance method. J. of Appl. Met. 21, S. 1845-1864, 1982.
- Braden, H.: Simulationsmodell für den Wasser-, Energie- und Stoffhaushalt in Pflanzenbeständen. Berichte des Inst. für Met. und Klima der Universität Hannover, 23, 1982.
- Brandtner, E.: The climatology of the wine growing areas, translated from Agrarmeteorology Today, 1975.
- Brown, K.W.; Rosenberg, N.J.: A resistance model to predict evapotranspiration and its application to a sugar beet field. Agron. J. 65, S. 341-347, 1973.
- Burrows, F.J.: The diffusive conductivity of sugar beet and potato leaves. Agric. Meteorol. 6, S. 211-226, 1969.
- Czeratzki, W.: Die Berechnung der Zuckerrübe nach der Bodenfeuchte. Zeitschrift Zucker, 14. Jahrg. Heft 10, S. 244-249, 1961.
- Denmead, O.T.: Temperature cereals, vegetation and the atmosphere. Vol. II (Ed. J.L. Monteith), Academic Press, S. 1-31, 1976.
- Eagleson, P.S.: Dynamic hydrology. Mc Graw-Hill Book Company, New York, 1970.
- Feddes, R.A.; Rijtema, P.E.: Water with drawal by plant roots. J. Hydrol. 17, S. 33-59, 1972.
- Grant, D.R.: Comparisons of evaporation from barley with Penman estimates. Agric. Met. 15, S. 49-60, 1975.
- Hanks, R.J.; Puckridge, B.W.: Prediction on the influence of water, sowing date and planting density on dry matter production of wheat. Aust. J. agric. res. 31, S. 1-11, 1980.
- Holtslag, A.A.M; de Bruin, H.A.R.; van Ulden, A.P.: Estimation of the sensible heat flux from standard meteorological data für stability calculations during day time. Proc. 11 th Int. Tech. Mitg. Air pollution Modelling and its Applications, Amsterdam, Plenum, 1981.
- v. Hoyningen-Huene, J.; Bramm, A.: Zur Bedeutung der Assimilationsmechanismen für den Energie- und Wasserhaushalt von Kulturpflanzen. Meteorol. Rdsch. 34, S. 167-178, 1981.
- Idso, S.B.; Jackson, R.D.: Thermal radiation from the atmosphere. J. Geophys. Res. 74, S. 5397-5403, 1969.
- Idso, S.B.: On the use of equations to estimate atmospheric thermal radiation, Arch. Met. Geoph. Biokl. Ser. B. 22 (e), S. 287-299, 1974.

- Idso, S.B. et al.: The dependence of bare soil albedo on soil water content. - J. of Appl. Met. 14, S. 109-113, 1975.
- Kasten, F.: Parametrisation of radiation fluxes as function of solar elevation, cloudiness and turbidity. Progress report on contract ESF. – 004 – 80 D, EG-Kommission, Brüssel, 1982.
- Löpmeier, F.-J.: v. Hoyningen-Huene, J.: Bericht zur Anwendung der „Penman-Verdunstung“ in der agrarmeteorologischen
- Monteith, J.L.: Vegetation and the atmosphere.- Volume 2, Academic Press, 1976.
- Monteith, J.L.: Grundzüge der Umweltphysik.- Steinkopff Verlag, Darmstadt, 1978.
- Monteith, J.L.: Evaporation and surface temperature. Quart. J. Roy. Met. Soc. 107, S. 1-27, 1981.
- Oliver, H.R.: Wind speed modification by a very rough surface. Met. Mag. 103, S. 141-145, 1974.
- Palland, C.L.: Measurement of atmospheric infrared radiant flux and testing of some empirical formulae for estimating this flux. Heat and mass transfer in the biosphere, S. 345-352, 1975.
- Paltridge, G.W.: Daytime longwave radiation from the sky. Quart. J. R. Met. Soc. 96, S. 645-653, 1970.
- Paulson, C.A.: The mathematical representation of wind speed and temperature profiles in the unstable atmospheric surface layer. J. Appl. Met. 9, S. 857-861, 1970.
- Piggin, F.; Schwerdtfeger, P.: Variations in the albedo of wheat and barley crops. Arch. Meteorol. Geophys. Bioklim. Ser. B 21 (4) S. 365-391, 1973.
- Reginato, R.J. et al.: An evaluation of total solar reflectance and spectral band rationing techniques for estimating soil water content. J. Geophys. Res. 82 (15), S. 2101-2104, 1977.
- Ritchie, J.T.: Model for predicting evaporation from a row crop with incomplete cover. Water Resources Res. 8, S. 1204-1213, 1972.
- Sceicz, G.; Long, J.F.: Surface resistances of crop canopies. Water Resources Res. 5, S. 622-633, 1969.
- Selirio, I. S.; Brown, D.M.: Soil moisture-based simulation of forage yield. Agric. Met. 20, S. 99-114, 1979.
- Sellers, W.D.: Physical climatology. University of Chicago Press. Chicago, 1965.
- Slabbers, P.J.: Practical prediction of actual evapotranspiration. Irrig. Science (3), S. 185-196, 1980.
- Stanhill, G.: A simple instrument for the field measurement of turbulent diffusion flux.- J. Appl. Meteorol. 8, S. 509-513, 1969.
- Tanner, C.B.; Pelton, W.L.: Potential evapotranspiration estimates by the approximate energy balance method of Penman.- J. Geophys. Res. 65, S. 3391-3413, 1960.

Thom, A.S.; Oliver, H.R.: On Penman's equation for representing regional evaporation. Quart. J. Roy. Met. Soc. 103, S. 345-357, 1977.

Thompson, N.; Barrie, I.A.; Ayles, M.: The meteorological office rainfall and evaporation calculation system: Morec. Hydrological Memorandum No. 45, 1981.

Thompson, N.: A comparison of formulae for the calculation of water loss from vegetated surfaces.- Agric. Meteorol. 26, S. 265-272, 1982.

## Anhang 1

**Vergleich der berechneten und gemessenen Bodenfeuchten (in % nFK) für unterschiedliche Kulturen für Braunschweig.**

## Winterweizen

<b>1976</b> Messbeginn: 03.03. Messende: 02.07.		<b>1977</b> Messbeginn: 04.03. Messende: 12.08.		<b>1978</b> Messbeginn: 28.03. Messende: 08.08.	
<i>berechnet</i>	<i>gemessen</i>	<i>berechnet</i>	<i>gemessen</i>	<i>berechnet</i>	<i>gemessen</i>
89	93	91	85	92	91
87	88	88	82	89	89
88	88	85	81	90	84
87	88	91	86	84	74
.	.	88	96	87	74
.	.	90	90	85	72
82	84	89	89	82	78
79	80	.	.	87	70
73	67	.	.	83	71
70	66	87	84	83	71
66	61	79	79	84	95
62	58	72	76	93	95
61	53	67	69	81	77
52	47	59	74	69	60
35	32	68	74	55	43
31	28	58	67	52	41
20	20	49	62	45	39
20	16	42	48	43	34
23	20	37	45	29	23
33	31	34	40	21	12
38	42	31	40	19	12
13	34	60	74	17	17
25	24	60	65	28	32
18	18	55	59	26	31
14	6	57	57	42	54
10	3	48	39	34	46
8	2	39	48	30	41
		32	24	31	45
		31	34	25	37
		40	30	22	31
		38	46	14	19
		48	37	13	19
		48	39	15	21
		43	57	31	25
		57	43		
		59	62		



## Winterweizen

<b>1979</b> Messbeginn: 13.03. Messende: 10.08.		<b>1980</b> Messbeginn: 05.03. Messende: 29.07.		<b>1981</b> Messbeginn: 13.03. Messende: 07.08.	
<i>berechnet</i>	<i>gemessen</i>	<i>berechnet</i>	<i>gemessen</i>	<i>berechnet</i>	<i>gemessen</i>
92	93	92	93	95	100
92	96	89	92	92	93
89	96	88	84	86	82
25	20	86	77	85	80
93	96	91	90	72	75
90	90	92	97	.	.
.	.	89	94	.	.
.	.	.	.	68	79
88	86	.	.	62	71
88	87	77	80	61	77
88	86	88	82	65	67
90	87	82	82	49	48
92	88	81	85	43	53
77	71	55	50	54	62
69	65	48	48	49	46
76	73	45	35	80	85
64	59	41	35	71	77
48	50	41	37	69	63
44	55	33	23	62	57
47	49	35	26	67	57
45	48	64	60	83	86
44	39	61	66	74	62
39	39	62	69	64	67
38	35	65	60	63	69
38	35	65	60	63	69
32	30	83	75	59	73
27	25	85	78	62	75
22	17	79	76	64	71
16	13	87	74		
11	10	92	88		
25	22	86	70		
40	50				
37	51				
30	45				
34	46				

**Zuckerrüben (trockene Jahre)**

<b>1973</b> Messbeginn: 02.07. Messende: 23.10.		<b>1975</b> Messbeginn: 02.06. Messende: 07.10.		<b>1976</b> Messbeginn: 15.04. Messende: 02.10.	
<i>berechnet</i>	<i>gemessen</i>	<i>berechnet</i>	<i>gemessen</i>	<i>berechnet</i>	<i>gemessen</i>
32	40	72	70	79	74
27	34	62	63	77	71
25	41	59	63	76	70
36	42	50	50	75	68
30	38	47	49	71	68
28	38	41	45	74	67
27	34	37	42	68	61
23	30	28	32	63	58
16	22	24	24	61	58
16	23	25	25	54	53
9	15	22	26	57	57
7	13	32	33	62	62
4	11	27	33	70	72
2	7	25	28	76	82
8	14	19	18	68	71
10	18	18	18	60	60
23	27	13	16	48	52
22	26	10	14	41	42
27	38	7	11	35	29
56	62	5	9	25	19
		14	14	12	8
		13	12	11	2
		11	11	15	2
		9	10	35	27
		4	10	33	28
		13	15	27	22
		13	18	30	20
		29	35	28	25
		28	34	22	16
		32	39	19	10
		34	41	18	6
				16	2
				26	12

**Zuckerrüben** (feuchte Jahre)

<b>1972</b> Messbeginn: 30.06. Messende: 11.10.		<b>1969</b> Messbeginn: 19.06. Messende: 30.09.		<b>1971</b> Messbeginn: 03.06. Messende: 05.10.	
<i>berechnet</i>	<i>gemessen</i>	<i>berechnet</i>	<i>gemessen</i>	<i>berechnet</i>	<i>gemessen</i>
66	74	89	94	85	91
67	74	73	87	74	76
81	91	72	83	72	88
75	82	58	60	94	92
67	71	56	58	95	100
57	61	35	37	91	92
54	59	16	19	80	78
49	56	9	12	71	64
57	69	3	3	56	47
51	63	38	50	49	40
39	52	39	40	41	32
53	58	39	39	38	26
63	73	27	25	27	20
62	70	12	6	30	23
58	68	8	3	22	19
52	60			19	20
48	54			15	13
43	46			12	12
43	40			9	9
45	45			6	6
43	45			35	36
61	72			32	37
61	68			30	34
62	70			25	33
61	70			18	26
58	69			15	18
55	65			14	20
52	59			11	20
				27	28
				20	26

**Zuckerrüben** (feuchte Jahre)

<b>1978</b> Messbeginn: 17.04. Messende: 03.10.		<b>1979</b> Messbeginn: 19.04. Messende: 12.10.		<b>1980</b> Messbeginn: 22.04. Messende: 27.09.	
<i>berechnet</i>	<i>gemessen</i>	<i>berechnet</i>	<i>gemessen</i>	<i>berechnet</i>	<i>gemessen</i>
89	84	87	82	77	80
85	78	88	91	84	95
83	75	89	91	91	92
80	73	79	81	85	86
88	75	75	75	82	84
89	88	88	75	69	74
86	77	79	76	66	65
87	84	70	75	64	72
88	90	69	77	66	69
82	82	73	76	62	69
74	72	72	74	68	74
67	56	69	69	74	75
66	56	64	62	90	87
62	66	60	60	92	90
60	62	55	55	89	89
51	53	56	57	95	90
45	43	49	48	90	82
45	43	52	54	88	80
56	61	68	75	80	79
54	59	63	69	71	70
63	68	55	57	62	62
58	64	57	63	53	47
52	58	53	58	54	51
47	50	47	47	52	49
30	32	49	48	46	40
28	32	46	46	63	70
29	31	42	38	65	68
41	47	34	26	56	55
34	40	29	19	55	55
35	36	31	18		
26	26	29	17		
24	18	19	14		
34	32	16	11		
33	33	22	19		
46	43	18	17		
66	61				
64	64				
95	99				

## Winter-Roggen

<b>1969</b> Messbeginn: 07.04. Messende: 17.07.		<b>1970</b> Messbeginn: 02.04. Messende: 30.07.	
<i>berechnet</i>	<i>gemessen</i>	<i>berechnet</i>	<i>gemessen</i>
85	96	95	100
95	100	95	100
89	98	.	.
84	88	.	.
.	.	85	95
.	.	78	88
79	84	69	75
95	94	63	68
88	78	55	58
75	76	55	62
64	62	49	50
83	90	43	43
65	60	38	32
58	49	32	24
51	38	25	19
45	34	21	12
.	.	16	10
.	.	35	42
.	.	44	40
.	.	43	33
.	.	54	43
.	.	54	43
.	.	56	55

## Winter-Roggen

<b>1971</b> Messbeginn: 05.04. Messende: 01.07.		<b>1975</b> Messbeginn: 18.03. Messende: 24.07.	
<i>berechnet</i>	<i>gemessen</i>	<i>berechnet</i>	<i>gemessen</i>
95	100	92	84
.	.	93	90
.	.	95	94
86	87	.	.
82	79	.	.
76	73	92	89
93	96	86	86
94	86	85	84
85	82	79	80
78	71	78	72
75	66	88	84
64	57	82	73
63	63	82	73
63	53	73	66
55	49	67	64
56	41	64	51
51	42	63	54
42	35	43	40
35	20	41	36
36	52	38	33
54	43	42	43
64	58	33	27
70	65	25	27
74	59	28	31
77	87	37	32
85	76		

