

# INSTITUT FÜR GEOÖKOLOGIE

Abteilung für Hydrologie und Landschaftsökologie

12.12.2005

TECHNISCHE UNIVERSITÄT  
CAROLO-WILHELMINA  
ZU BRAUNSCHWEIG



## Verdunstung ( ... eine wichtige Wasserhaushaltskomponente)

**Latente Wärme** (notwendig f. Phasenumwandlung)  $L \equiv \partial Q = -l \, dm$ ; das neg. Vorzeichen rührt daher, dass diejenige Phase, der Wärme zugeführt wird ( $\partial Q > 0$ ), ihre Masse zugunsten einer anderen Phase verringert ( $dm < 0$ ). Schmelzwärme ( $l_g$ ):  $0,33E06 \text{ Jkg}^{-1}$ ; Verdunstungswärme ( $l_v$ ):  $2,50E+06 \text{ Jkg}^{-1}$ ; Sublimationswärme ( $l_s$ ):  $2,83E+06 \text{ Jkg}^{-1}$ ;  $l_s = l_g + l_v$

**Transpiration eines Laubblattes** (s. Nulsch 1977): stomatäre und kutikuläre Transpiration -> Begriff der Widerstände (Widerstände bezüglich der molekularen Diffusion: Volumenfluss = Differenz eines Potentials / Widerstand, d.h. Volumenfluss ist proportional  $\Delta\psi / \sum r, \sum r \dots$  Summe aller Widerstände der Transportwege des Transpirationsstromes (Einheit s/m). Ist der molekulare Diffusionskoeffizient von Wasserdampf in Luft  $0,25 \text{ cm}^2/\text{s}$ , so ist der 'Widerstand' für die Wegstrecke von 1 cm gleich 4 s/cm. Einige Werte zum Merken:  $r_a$  (Grenzschichtwiderstand Blatt / Atmosphäre) =  $0,3 - 1 \text{ s/cm}$ ; zu  $r_a$  parallelgeschaltete  $r_k$  (kutikuläre Widerst.) =  $20 - 40 \text{ s/cm}$ ; Literatur: u.a. Federer 1979, Hoyningen-Huene et al. 1986 (s. Hydroskript).

- F: Können Sie die Methode nach BAGROV zur Ermittlung langjähriger Jahressummen von ET erläutern?
- F: In welchen Zeitabschnitten ist die potentielle Evapotranspiration  $ET_{pot}$  identisch mit der realen (aktuellen)  $ET_{akt}$ .

## Berechnung der Verdunstung von Wasserflächen, Dalton-Formel

Zur Ermittlung der Verdunstung von Wasser- und Landflächen sind zahlreiche empirische und physikalisch begründete Ansätze entwickelt worden. Die folgende Form der aerodynamischen oder Daltonformel, hat sich zur Bestimmung der Verdunstung von Wasserflächen (am besten in mittleren Monatswerten) gut bewährt:

$$E = b \cdot v \cdot (e_s - e_a) \quad \text{in mm/d}$$

- b Windfaktor n. Fig. 1  
v mittlere Windgeschwindigkeit in m/s in 2m Höhe  
 $e_s$  Sättigungsdampfdruck bei Temperatur  $T_w$  der Wasseroberfläche in hPa  
 $e_a$  tatsächlicher Dampfdruck bei Lufttemperatur T

Daten gemessen in Landstationen (Luvseite) oder auch vor Entstehung der Wasserfläche (z.B. Talsperre).

Die Verdunstung ist also eine Funktion des Sättigungsdefizits der Luft an Wasserdampf und der Windgeschwindigkeit. Wie Fig. 1 zeigt, sinkt die Verdunstung mit zunehmender Überstreichlänge x des Gewässers in Windrichtung, da die Luft sich auf dem Wege zunehmend mit Wasserdampf anreichert.

Beispiel:  $v_2 = 3 \text{ m/s}$ ,  $T = 20 \text{ }^\circ\text{C}$ ,  $T_w = 19 \text{ }^\circ\text{C}$ ,  $r_f = 50\%$  (Monatsm ittel)

$$e_s = 6.11 \cdot 10^{(7.48 \cdot 19 / (237 + 19))} = 21.9 \text{ hPa}$$

$$e_a = 6.11 \cdot 10^{(7.48 \cdot 20 / (237 + 20))} \cdot 0.50 = 11.7 \text{ hPa}$$

See, Überstreichlänge 1000 m (Fig. 1)  $b \approx 0.135$

$$E = 0.135 \cdot 3 \cdot (21.3 - 11.7) = 3.9 \text{ mm/d}$$

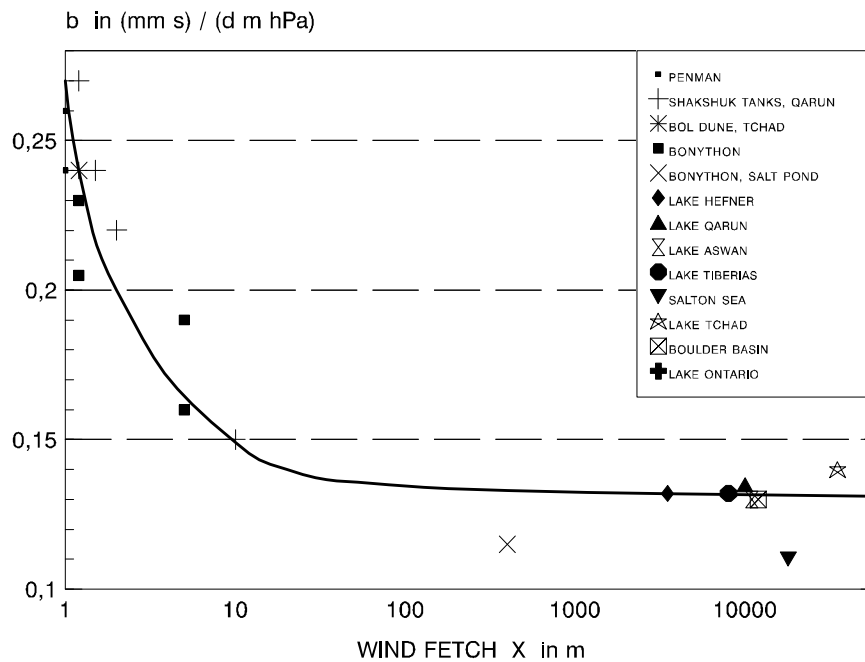


Fig. 1: Beziehung zwischen Windfaktor b und Überstreichlänge x (Wittenberg, 1985)

### Ermittlung der potentiellen Evapotranspiration

**Potentielle Evapotranspiration** ist definiert als die maximale Verdunstungshöhe, die unter gegebenen Klimabedingungen erzielt wird, unter der Voraussetzung, dass genügend Wasser verfügbar ist. In den unterschiedlichen Formeln und Ansätzen werden u.a. die folgenden Klimaparameter verwendet:

- T Lufttemperatur in °C
- v Windgeschwindigkeit in m/s gemessen in 2 m Höhe
- $e_a$  Dampfdruck in hPa oder rf relative Luftfeuchte in %
- s Sonnenscheindauer in h/d
- RG Globalstrahlung in  $W/m^2$

In den meisten Anwendungsfällen werden die Berechnungen für Monatswerte ausgeführt.

### Berechnung der potentiellen Evapotranspiration nach Haude

Dieses einfache Verfahren wurde in Deutschland entwickelt und benötigt nur Werte der Lufttemperatur und der relativen Luftfeuchte um 14 h, wie sie in vielen Stationen der Welt gemessen werden. Trotz der Einfachheit sind in gemäßigten Klimazonen recht brauchbare Ergebnisse zu erwarten. Die Haude-Gleichung lautet:

$$ET_p = f_{\text{mon}} \cdot (e_{s14} - e_{a14}) \quad \text{in mm/d}$$

$e_{s14}$  Sättigungsdampfdruck der Luft in hPa um 14 h,  $e_s = 6.11 \times 10^{(7.48 \times T / (237 + T))}$

$e_{a14}$  Dampfdruck der Luft in hPa um 14 h,  $e_a = r_f \cdot e_s$

Empirische Monatsfaktoren  $f_{\text{mon}}$  in mm/(d · hPa) wurden für kurzes Gras ermittelt:

|                  | Jan  | Feb  | Mär  | Apr  | Mai  | Jun  | Jul  | Aug  | Sep  | Okt  | Nov  | Dez  |
|------------------|------|------|------|------|------|------|------|------|------|------|------|------|
| $f_{\text{mon}}$ | 0.22 | 0.22 | 0.22 | 0.29 | 0.29 | 0.28 | 0.26 | 0.25 | 0.23 | 0.22 | 0.22 | 0.22 |

Beispiel:  $T_{14} = 20 \text{ °C}$ ;  $r_{f14} = 50 \%$  Monat: Juni,  $f = 0.28$

$e_{s14} = 23.3 \text{ hPa}$   $e_{a14} = 0.50 \cdot 23.3 = 11.6 \text{ hPa}$

$ET_{p\text{HAUDE}} = 0.28 \cdot (23.3 - 11.6) = \underline{3.5 \text{ mm/d}}$

Weitere Formeln im Hydroskript und im DVWK-Merkblatt 238/1996: Ermittlung der Verdunstung von Land- und Wasserflächen“.

### Verfahren nach Penman (Wasseroberflächen)

Das Kombinationsverfahren nach Penman (1948), verbindet das aerodynamische Verfahren (rechter Term des Zählers) mit der Berechnung über den Strahlungshaushalt (linker Term):

$$ET_p = \frac{\Delta \cdot EH + \gamma \cdot f(v) \cdot (e_s - e_a)}{\Delta + \gamma} \quad \text{in mm/d}$$

$\Delta = e_s \cdot 4032 / (237 + T)^2$  Steigung der Sättigungsdampfdruckkurve in hPa/K

$\gamma = 0.65 \text{ hPa/K}$  Psychrometerkonstante

$EH = (RG \cdot (1 - r) - I) / 28.3$  Nettostrahlungsäquivalent in mm/d

Wenn Globalstrahlungsdaten RG nicht verfügbar sind, werden die Werte aus der mittleren täglichen Sonnenscheindauer  $s$  geschätzt:

$$RG = (0.19 + 0.55 \cdot s/S) \cdot RE \quad \text{in W/m}^2$$

RE Extraterrestrische Strahlung (Sonnenstrahlung, die die Atmosphäre erreicht in W/m<sup>2</sup> (Tafel 5.2)

S maximal mögliche Sonnenscheindauer in h/d in diesem Monat (Tafel 5.3)

r Reflektionskoeffizient, Albedo (Tafel 1)

$f(v)$  Windfunktion z.B.  $f(v) = 0.13 + 0.14 \cdot v$  mm d<sup>-1</sup> hPa<sup>-1</sup>

Wenn  $v$  nicht in 2m Höhe, sondern in  $x$  Metern über dem Boden gemessen wird, erfolgt die Umrechnung nach Gl.  $v_2 = v_x \cdot (2/x)^{1/7}$ .

Die effektive Abstrahlung  $I$  ist die Differenz zwischen der Wärmeabstrahlung der Oberfläche und der Gegenstrahlung von Wolken und Atmosphäre (langwellige Strahlungsbilanz). Sie ist u.a. von der Temperatur, dem Wasserdampfgehalt der Luft und der Bewölkung abhängig.

$$I = 5.67 \cdot 10^{-8} \cdot (T + 273)^4 \cdot (0.56 - 0.08 \cdot \sqrt{e_a}) \cdot (0.1 + 0.9 \cdot s/S) \quad \text{in W/m}^2$$

Bei der erwarteten globalen Klimaänderung wird die Erwärmung der Atmosphäre durch den sog. Glashauseffekt auf eine Verkleinerung der effektiven Abstrahlung zurückgehen. O.g. Gleichung müsste dann an die veränderten Verhältnisse angepasst werden.

Beispiel (für die Berechnung der pot. Verdunstung nach Penman):

Gebiet auf ca. 53°N, überwiegend Wiesen und Wälder, Juni: T = 16 °C,

rf = 70 % v<sub>2</sub> = 3 m/s s = 8 h/d

Albedo (Tafel 1): r ≈ 0.2

Extraterrestrische Strahlung (Tafel 2): RE = 479 W/m<sup>2</sup>

Max. Sonnenscheindauer (Tafel 3): S = 16.9 h/d

Sättigungsdampfdruck: e<sub>s</sub> = 6.11 · 10<sup>(7.48 · 16/(237+16))</sup> = 18.2 hPa

Dampfdruck: e<sub>a</sub> = 0.70 · 18.2 = 12.7 hPa

Globalstrahlung: RG = (0.19 + 0.55 · 8.0/16.9) · 479 = 216 W/m<sup>2</sup>

Abstrahlung: I = 5.67 · 10<sup>-8</sup> · (T+273)<sup>4</sup> · (0.56 - 0.08 · √e<sub>a</sub>) · (0.1+0.9 · 8/16.9) = 57.2 W/m<sup>2</sup>

EH = (216 · (1-0.20) - 57.2)/28.3 = 4.08 mm/d Strahlungsäquivalent

Δ = 18,2 · 4032/(237 + 16)<sup>2</sup> = 1.15 hPa/K

f(v) = 0.13 + 0.14 · 3.0 = 0.55 mm d<sup>-1</sup> hPa<sup>-1</sup>

$$ET_p = \frac{1.15 \cdot 4.08 + 0.65 \cdot 0.55 \cdot (18.2 - 12.7)}{1.15 + 0.65} = \mathbf{3,70 \text{ mm/d}} \quad (\text{pot. ET n. Penman})$$

Tafel 1 a Albedowerte (Rückstrahlkoeffizienten) für Böden in %

|                        |                           |         |
|------------------------|---------------------------|---------|
| Vegetationslose Böden: | Dunkle Böden              | 5 – 15  |
|                        | Trockene Lehmböden        | 20 – 35 |
| Bewachsene Böden:      | Graue Böden               | 20 – 35 |
|                        | Trockene, helle Sandböden | 25 – 45 |
|                        | Wüsten                    | 30      |
|                        | Weizenfeld                | 10 – 25 |
|                        | Wiese                     | 15 – 25 |
|                        | Trockene Steppe           | 20 – 30 |
|                        | Tundra und Laubwald       | 15 – 20 |

Tafel 1 b Albedowerte (Rückstrahlkoeffizienten) für Wasserflächen in %

| geogr. Breite | J  | F  | M  | A | M | J | J | A | S  | O  | N  | D  |
|---------------|----|----|----|---|---|---|---|---|----|----|----|----|
| 60°           | 20 | 16 | 11 | 8 | 8 | 7 | 8 | 9 | 10 | 14 | 19 | 21 |
| 50°           | 16 | 12 | 9  | 7 | 7 | 6 | 7 | 7 | 8  | 11 | 14 | 16 |
| 40°           | 11 | 9  | 8  | 7 | 6 | 6 | 6 | 6 | 7  | 8  | 11 | 12 |
| 30°           | 9  | 8  | 7  | 6 | 6 | 6 | 6 | 6 | 6  | 7  | 8  | 9  |
| 20°           | 7  | 7  | 6  | 6 | 6 | 6 | 6 | 6 | 6  | 6  | 7  | 7  |
| 10°           | 6  | 6  | 6  | 6 | 6 | 6 | 6 | 6 | 6  | 6  | 6  | 7  |
| 0°            | 6  | 6  | 6  | 6 | 6 | 6 | 6 | 6 | 6  | 6  | 6  | 6  |

Tafel 2 Extraterrestrische Strahlung  $RE$ , mittlere Monatswerte in  $W/m^2$

| Geogr. Breite | Jan | Feb | Mär | Apr | Mai | Jun | Jul | Aug | Sep | Okt | Nov | Dez |
|---------------|-----|-----|-----|-----|-----|-----|-----|-----|-----|-----|-----|-----|
| 0°N           | 425 | 439 | 444 | 433 | 408 | 393 | 399 | 419 | 433 | 436 | 427 | 419 |
| 10°N          | 374 | 402 | 433 | 444 | 439 | 433 | 433 | 439 | 433 | 416 | 385 | 365 |
| 30°N          | 249 | 303 | 371 | 430 | 467 | 481 | 475 | 444 | 393 | 328 | 269 | 235 |
| 40°N          | 181 | 243 | 323 | 405 | 464 | 490 | 473 | 430 | 354 | 272 | 198 | 161 |
| 46°N          | 135 | 198 | 289 | 382 | 452 | 483 | 467 | 409 | 324 | 230 | 153 | 117 |
| 47°N          | 128 | 191 | 283 | 378 | 450 | 482 | 466 | 406 | 319 | 224 | 146 | 110 |
| 48°N          | 121 | 184 | 277 | 375 | 449 | 482 | 465 | 403 | 314 | 217 | 139 | 103 |
| 49°N          | 114 | 177 | 271 | 371 | 447 | 481 | 464 | 400 | 309 | 211 | 132 | 96  |
| 50°N          | 107 | 170 | 265 | 367 | 445 | 481 | 463 | 398 | 304 | 204 | 125 | 89  |
| 51°N          | 100 | 163 | 259 | 363 | 443 | 480 | 462 | 394 | 298 | 197 | 118 | 83  |
| 52°N          | 93  | 156 | 253 | 358 | 441 | 480 | 461 | 391 | 293 | 191 | 111 | 76  |
| 53°N          | 86  | 149 | 247 | 354 | 439 | 479 | 459 | 388 | 287 | 184 | 104 | 70  |
| 54°N          | 79  | 142 | 240 | 350 | 437 | 478 | 458 | 384 | 282 | 177 | 97  | 63  |
| 55°N          | 73  | 135 | 234 | 345 | 435 | 478 | 457 | 381 | 276 | 170 | 90  | 56  |

Tafel 3 Maximale tägliche Sonnenscheindauer  $S$ , mittlere Monatswerte in h/d

| Nördl. Breite<br>Stüdl. | Jan  | Feb  | Mär  | Apr  | Mai  | Jun  | Jul  | Aug  | Sep  | Okt  | Nov  | Dez  |
|-------------------------|------|------|------|------|------|------|------|------|------|------|------|------|
|                         | Jul  | Aug  | Sep  | Okt  | Nov  | Dez  | Jan  | Feb  | Mär  | Apr  | Mai  | Jun  |
| 55°                     | 7.9  | 9.8  | 11.9 | 14.2 | 16.2 | 17.3 | 16.7 | 15.0 | 12.7 | 10.6 | 8.5  | 7.3  |
| 54°                     | 8.0  | 9.9  | 11.9 | 14.1 | 16.1 | 17.1 | 16.6 | 14.9 | 12.7 | 10.6 | 8.6  | 7.4  |
| 53°                     | 8.2  | 9.9  | 11.9 | 14.0 | 15.9 | 16.9 | 16.4 | 14.8 | 12.7 | 10.6 | 8.7  | 7.6  |
| 52°                     | 8.3  | 10.0 | 11.9 | 13.9 | 15.7 | 16.7 | 16.3 | 14.6 | 12.7 | 10.7 | 8.9  | 7.8  |
| 51°                     | 8.5  | 10.1 | 11.9 | 13.9 | 15.5 | 16.5 | 16.1 | 14.6 | 12.7 | 10.8 | 9.0  | 8.0  |
| 50°                     | 8.6  | 10.2 | 11.9 | 13.8 | 15.4 | 16.4 | 15.9 | 14.5 | 12.7 | 10.8 | 9.1  | 8.1  |
| 49°                     | 8.7  | 10.2 | 11.9 | 13.7 | 15.3 | 16.2 | 15.8 | 14.4 | 12.7 | 10.8 | 9.2  | 8.2  |
| 48°                     | 8.8  | 10.2 | 11.9 | 13.6 | 15.2 | 16.0 | 15.6 | 14.3 | 12.6 | 10.9 | 9.3  | 8.3  |
| 47°                     | 9.0  | 10.3 | 11.9 | 13.6 | 15.1 | 15.8 | 15.5 | 14.2 | 12.6 | 10.9 | 9.4  | 8.5  |
| 46°                     | 9.2  | 10.3 | 11.9 | 13.5 | 15.0 | 15.7 | 15.3 | 14.1 | 12.6 | 10.9 | 9.6  | 8.6  |
| 40°                     | 9.6  | 10.7 | 11.9 | 13.3 | 14.4 | 15.0 | 14.7 | 13.7 | 12.5 | 11.2 | 10.0 | 9.3  |
| 35°                     | 10.1 | 11.0 | 11.9 | 13.1 | 14.0 | 14.5 | 14.3 | 13.5 | 12.4 | 11.3 | 10.3 | 9.8  |
| 30°                     | 10.4 | 11.1 | 12.0 | 12.9 | 13.6 | 14.0 | 13.9 | 13.2 | 12.4 | 11.5 | 10.6 | 10.2 |
| 25°                     | 10.7 | 11.3 | 12.0 | 12.7 | 13.3 | 13.7 | 13.5 | 13.0 | 12.3 | 11.6 | 10.9 | 10.6 |
| 20°                     | 11.0 | 11.5 | 12.0 | 12.6 | 13.1 | 13.3 | 13.2 | 12.8 | 12.3 | 11.7 | 11.2 | 10.9 |
| 15°                     | 11.3 | 11.6 | 12.0 | 12.5 | 12.8 | 13.0 | 12.9 | 12.6 | 12.2 | 11.8 | 11.4 | 11.2 |
| 10°                     | 11.6 | 11.8 | 12.0 | 12.3 | 12.6 | 12.7 | 12.6 | 12.4 | 12.1 | 11.8 | 11.6 | 11.5 |
| 5°                      | 11.8 | 11.9 | 12.0 | 12.2 | 12.3 | 12.4 | 12.3 | 12.3 | 12.1 | 12.0 | 11.9 | 11.8 |
| 0°                      | 12.0 | 12.0 | 12.0 | 12.0 | 12.0 | 12.0 | 12.0 | 12.0 | 12.0 | 12.0 | 12.0 | 12.0 |

**Komplexe Verdunstungsmodelle: Penman-Monteith-Modell (Monteith 1965, DVWK 1996 oder Allen et al. (1998))**

Tatsächliche (reale) Evapotranspirationshöhe in mm

$$ET_a = \frac{1}{L^*} \cdot \frac{s \cdot (R_n - G) + \frac{\rho \cdot c_p}{r_a} \cdot (e_s(T) - e)}{s + \gamma \cdot \left(1 + \frac{r_s}{r_a}\right)}$$

mit:

- $L^*$  spezifische Verdunstungswärme für 1 mm Verdunstungshöhe (J/kg)
- $s$  Steigung der Sättigungsdampfdruckkurve (hPa/K)
- $R$  Strahlungbilanz ( $W/m^2$ )
- $G$  Bodenwärmestromdichte ( $W/m^2$ )
- $\rho$  Luftdichte ( $kg/m^3$ )
- $c_p$  spezifische Wärme der Luft (J/(kg K))
- $r_a$  aerodynamischer Widerstand (s/m)
- $e_s(T) - e$  Sättigungsdefizit, abhängig von Lufttemperatur T und Dampfdruck e (hPa)
- $\gamma$  Psychrometerkonstante (hPa/K)
- $r_s$  Stomatawiderstand (s/m)

F: Wann wird der Stomatawiderstand  $r_s = 0$ ? Was bewirkt ein Anstieg gegenüber  $ET_p$ ?

F: Erläutere die Penman-Monteith- Modellgleichung! Sagen Sie etwas zur meteorologischen Messdatenerfassung und zur Anwendung auf einen Landschaftsraum. Wie kann das Verfahren kalibriert werden.

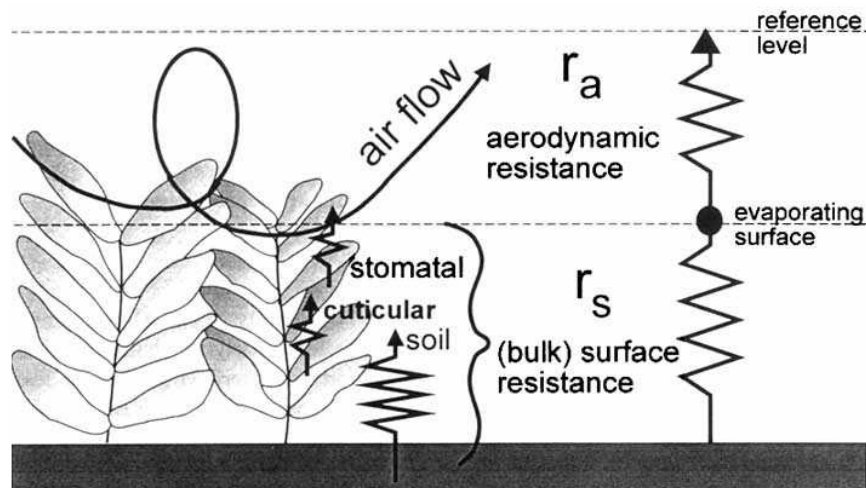


Fig. 2: Simplified representation of the (bulk) surface and aerodynamic resistances for water vapour flow

**Hörsaalübung: Bestimmung der Verdunstungshöhe nach dem Penman-Verfahren**

(aus: DVWK-Merkblätter 238/1996: Ermittlung der Verdunstung von Land- und Wasseroberflächen)

Es ist die monatliche Verdunstungshöhe für einen Standort (Monat Juni, geogr. Breite: 48°N) nach dem Penman-Verfahren unter Verwendung der folgenden Daten zu bestimmen:  
 Monatsmittel der Lufttemperatur  $T = 20 \text{ °C}$ ; Luftfeuchte  $U = 50 \%$ ; Windgeschwindigkeit in 2 m Höhe  $v_2 = 3,0 \text{ m/s}$ ; Sonnenscheindauer  $S = 8,0 \text{ h/d}$ ; Albedo der Wasseroberfläche  $r = 0,05$ ; extraterrestrische Strahlung  $R_0 = 482 \text{ Wm}^{-2}$ .

Antwort: die Verdunstungshöhe für den Monat Juni beträgt 159 mm. Sie ergibt sich als mittlerer Tageswert 5,3 mm/d.

**Anleitung:**

Effektive Abstrahlung von der Oberfläche in (W/m<sup>2</sup>) :

$$R_{nL} = \epsilon \cdot \sigma \cdot (T + 273,15)^4 \cdot (0,56 - 0,08 \cdot \sqrt{e}) \cdot (0,1 + 0,9 \cdot S/S_0)$$

Schätzformel n. Penman (...alle R... in W/m<sup>2</sup>)!

Die Strahlungsbilanz R<sub>n</sub> = ergibt sich als Differenz zwischen der von der verdunsteten Oberfläche aufgenommenen Globalstrahlung R<sub>G</sub> und der effektiven Ausstrahlung R<sub>nL</sub> von dieser Fläche:

$$R_n = R_G \cdot (1 - \alpha) - R_{nL}$$

Die Globalstrahlung R<sub>G</sub> wird mit Pyranometern gemessen oder kann nach einer von Ångström angegebenen Formel in Abhängigkeit von der rel. Sonnenscheindauer S/S<sub>0</sub> wie folgt berechnet werden (DVWK 1996, S. 26):

$$R_G = R_0 \cdot (0,19 + 0,55 \cdot S/S_0)$$

Zur Berechnung der ET<sub>a</sub> (Verdunstungsjahressumme) wird im DVWK-Merkblatt 238 (1996) u.a. das Verfahren nach **Renger & Wessolek (1990)** genannt. Es kann für ebene Standorte und Böden (im Frühjahr mit Feldkapazität) auf Lockergesteinen angewandt werden. Die Berechnung der ET<sub>a</sub> in mm als Summe von April bis März des Folgejahres erfolgt nach der Formel:

$$ET_a = a \cdot P_{So} + b \cdot P_{Wi} \cdot c \cdot \log W_{Pfl} + d \cdot ET_p \cdot e$$

- P<sub>So</sub> Sommerniederschlag in mm, Summe 01.04. – 30.09
- P<sub>Wi</sub> Winterniederschlag in mm, Summe 01.10. – 31.03. des Folgejahres
- W<sub>Pfl</sub> pflanzenverfügbare Wassermenge im Boden in mm
- ET<sub>p</sub> n. Haude (Gras) in mm ermittelt.

Faktoren siehe Tabelle:

| Bodennutzung | a    | b    | c   | d    | e    |
|--------------|------|------|-----|------|------|
| Ackerland    | 0,39 | 0,08 | 153 | 0,12 | -109 |
| Grünland     | 0,48 | 0,10 | 286 | 0,10 | -330 |
| Nadelwald    | 0,33 | 0,29 | 166 | 0,19 | -127 |

**Messung der Verdunstung**

Stichwort: **Psychrometerkonstante**, z.B. in der Penman-Gleichung

Psychrometerkonstante in Kelvin<sup>-1</sup>;

Z.B. Verwendung in der Psychrometrischen Feuchtemessung.

Psychrometer arbeiten mit zwei identischen, sehr genauen Thermometern, an denen die zu messende Luft in definierter Geschwindigkeit entlanggeführt wird oder die Luft ruht.

Das erste Thermometer misst die Temperatur der Umgebung, das zweite die so genannte Feuchtkugeltemperatur. Dazu ist die Messspitze des Thermometers mit einem Baumwolldocht überzogen und mit destilliertem Wasser befeuchtet. Beide Thermometer befinden sich in einem Luftstrom bzw. in ruhender Luft und sind vor Strahlungswärme abgeschirmt. Durch die Verdunstungskälte sinkt am feuchten Thermometer die Temperatur, und zwar umso stärker,

je trockener die Luft ist. Nach kurzer Zeit (1 - 2 min) bleibt die Temperatur am feuchten Thermometer konstant und es können die Messwerte am feuchten und trockenen Thermometer abgelesen werden. Mit diesen beiden Temperaturen kann die relative Luftfeuchte nach folgender Formel bestimmt werden:

$$e_a = e_s - \gamma \cdot p_a \cdot (t_{\text{Trocken}} - t_{\text{feucht}})$$

mit:

$e_a$  ... aktueller Wasserdampfdruck [hPa];  $e_s$  ... Sättigungsdampfdruck [hPa];  $p_a$ ... normierter Luftdruck [hPa];  $\gamma$  ... Psychrometerkonstante [ $K^{-1}$ ] oder (luftdruckbezogen: 0,655 hPa/K mit einem Luftdruck von 1.000 hPa und einer Feuchttemperatur von  $t_{\text{feucht}} \geq 0^\circ\text{C}$ ),  
 $t_{\text{trocken}}$  und  $t_{\text{feucht}}$  ... Temperaturen des trockenen u. feuchten Thermometers.

Mit Verdunstungsmessgeräten (Evaporimetern) wird der Wasserverlust durch Verdunstung von einer Wasserfläche (Verdunstungskessel) oder einer benetzten Oberfläche (Atmometer) gemessen. Die Messwerte hängen entscheidend von der Bauart und den Standortbedingungen des jeweiligen Gerätes ab und sind meist deutlich höher als die potentiellen oder tatsächlichen Verdunstungshöhen von Boden- oder Gewässerflächen. Evaporimeter können daher nur Anhaltswerte über die Höhe und die jahreszeitliche Verteilung der Verdunstung vermitteln. Sie werden insbesondere für die Bewässerungswirtschaft eingesetzt.

Verdunstungskessel (Pan evaporation method) sind zylindrische, mit Wasser gefüllte Gefäße. Der Wasserverlust wird täglich mit einem Stech- oder Hakenpegel gemessen und ggf. um die ebenfalls gemessene Niederschlagshöhe korrigiert. Die größte Verbreitung hat der Kessel Class-A Pan vom US Weather Bureau erlangt (Fig. 3). Es ist ein kreiszylindrisches Gefäß aus verzinktem Eisenblech mit einem Innendurchmesser von 1207 mm und einer Tiefe von 255 mm. In Messstationen wird es meist auf einem Lattenrost aufgestellt, gelegentlich auch in den Grund eingelassen oder, bei Wasserflächen, auf Flößen schwimmend betrieben.

Atmometer werden hauptsächlich in agrarmeteorologischen Stationen eingesetzt. Das weltweit verbreitete Gerät des Franzosen Albert Piche von 1872 besteht aus einem rohrartigem Glaszylinder, der mit Wasser gefüllt wird. Die nach unten zeigende Öffnung wird mittels einer Federklemme mit einer Filterpapierscheibe verschlossen, von deren feuchter Oberfläche die Verdunstung erfolgt. Das ca. 30 cm lange Rohr wird in der Thermometerhütte aufgehängt.

Das Atmometer nach Czeratzki (Braunschweig-Völkenrode) hat eine runde, poröse Keramikoberfläche von 200 cm<sup>2</sup> Größe, die von ihrer Rückseite ständig mit Wasser versorgt wird. Die Messwerte korrelieren mit denen des Kessels Class-A Pan. Die Czeratzki-Scheibe hat ihren Einsatzschwerpunkt in der Bewässerungswirtschaft.

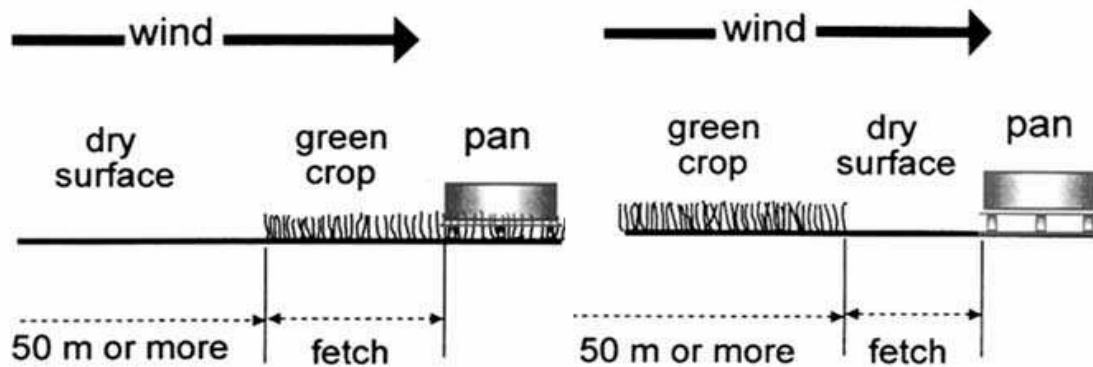


Fig. 3: Two cases of evaporation pan siting and their environment (left: case A, right: case B) (Allen et al. 1998)

Eine genauere Bestimmung der Verdunstung und der anderen Wasserhaushaltsgrößen ist durch Lysimeter möglich (Fig. 4). Hierbei sind Bodenkörper von Gefäßen umschlossen, bei denen die Wasservorratsänderung kontrolliert wird. Bei den wägbaren Lysimetern wird die Gewichtsveränderung gemessen. Der Betrieb von Lysimetern ist sehr aufwendig und erfolgt daher nur in wenigen Stationen insbesondere zu Forschungszwecken.



Fig. 4: Lysimeteranlage Sindorf (Quelle: Umweltamt Köln)

### Example

BOX 17- from FAO-WEB-Evaporation "Chapter 9 -  $ET_c$  for natural, non-typical and non-pristine vegetation:

### Measuring and estimating LAI

LAI can be measured directly by harvesting all green healthy leaves from vegetation over a measured or prescribed area, for example,  $1 \text{ m}^2$  or  $10 \text{ m}^2$ , and then measuring and summing the areas of individual leaves using photometric methods or by measuring areas of several representative leaves, averaging, and then multiplying by the total number of leaves counted. In the absence of measurements for LAI, LAI can be estimated for sparse, annual vegetation as:

$$LAI = LAI_{dense} \left[ \frac{Population}{Population_{dense}} \right]^a$$

where:  $LAI_{dense}$  LAI for the particular plant species under normal, 'dense' or pristine growing conditions.  $LAI_{dense}$  can be obtained from various physiological sources and textbooks on crops and vegetation. Population number of plants per unit area of soil surface under the actual growing conditions [No.  $m^{-2}$ ].  $Population_{dense}$  number of plants per unit area of soil surface under the 'dense' or pristine growing conditions [No.  $m^{-2}$ ].  $a = 0.5$  when population is formed from vigorous growing plants;  $a = 1$  when plants are less vigorous.

The 0.5 exponent in the equation simulates the tendency for vegetation to compensate for reduced stand density by increasing the size and total leaf areas for individual plants. Therefore, LAI does not fall in direct proportion to plant population. Under conditions where the plant size does not increase with reduced stand density, the 'a' exponent in the equation should be set to 1 ( $a = 1$ ). These latter conditions may occur where soil fertility is poor or where soil salinity, soil water stress, or water logging inhibit both growth and stand density, so that the growth of individual plants is retarded.

---

#### **Wichtige Literatur** (s. weitere Literaturhinweise im Hydroskript)

**Allen, R.G., Pereira, L.S., Raes, D. & Smith, M. (1998):** Crop evapotranspiration - Guidelines for computing crop water requirements - FAO Irrigation and drainage paper 56  
<http://www.fao.org/docrep/X0490E/x0490e00.htm>

**DVWK (1996):** Ermittlung der Verdunstung von Land- und Wasseroberflächen.- DVWK-Merkblätter zur Wasserwirtschaft H. 238