



## A PÁROLGÁS MEGHATÁROZÁSA PENMAN MÓDSZERREL MAGYARORSZÁGI ADATBÁZISON

VARGA-HASZONITS ZOLTÁN – SZAKÁL TAMÁS

Széchenyi István Egyetem, Mezőgazdaság- és Élelmiszertudományi Kar, Víz- és  
Környezettudományi Tanszék

### ÖSSZEFOGLALÁS

Penman volt az első, aki a fizikailag megalapozott, félempirikus formulát dolgozott ki a párolgás meghatározására. Formulája a rendelkezésre álló sugárzási energia, a párologtató felszín és a légkör közötti gőznyomás különbség és a szélesebbesség figyelembe vételén alapul. Formulája segítségével közvetlen a vízfelszínről történő párolgást határozta meg, ezért a formulát úgy tekintették, mint légkör párologtató képességét kifejező indexet, amely egyúttal a potenciális párolgást is jelenti. Ez a formula általánosan elfogadottá vált.

A formula alkalmazása során elsősorban a szélfüggvény jelentett gondot, ezért azt többször is módosították, ami megnehezítette az általános használatát.

Hazai adatokon a Penman formulát az általa kidolgozott szélfüggvénnyel számítottuk. A formula adatai mind a liziméteres, mind a FAO Penman-Monteith formulával szoros kapcsolatot mutattak. Azonban az évi menetek azt mutatták, hogy a Penman formula a párolgási értékeket felülbecsli. Ezért hazai alkalmazása estén a módszert kalibrálni kell.

**Kulcsszavak:** párologtató felszín, sugárzási energia, gőznyomás különbség, szélesebbesség, éghajlati index

### BEVEZETÉS

*Penman* volt az első, aki 1948-ban egy fizikailag megalapozott – úgynevezett – félempirikus formulát dolgozott ki a természetes felszínek (a víz, a talaj és a növény) párologtatásának meghatározására (*Penman 1948*).

A párolgotatáshoz mindenképp energiára van szükség, amely a folyékony állapotban lévő vizet gőzneművé, vízgőzzé alakítja. Azután szükség van egy olyan erőre, amely a párolgotató felszínen keletkezett vízgőzt a párolgotató felszínről elszállítja. A párolgotatáshoz szükséges energiát a napsugárzás szolgáltatja (sugárzási egyenleg), a vízgőz szállításhoz szükséges erőt pedig a párolgotató felszín gőznyomása és a felette lévő levegő gőznyomása közötti különbség, a gradiens erő biztosítja, amihez hozzájárul még a párolgotató felszín feletti légmozgás (aerodinamikus összetevő) is. *Penman* e két hatás kombinációjából alkotta meg a párolgás számítására szolgáló formuláját, amelyet ezért kombinációs formulának is szoktak nevezni (*Thom és Oliver 1977*).

Ennek alapján a nyílt vízfelszínekről történő párolgást a következő formulával határozta meg:

$$E_0 = \frac{1}{\lambda} \left( \frac{\Delta}{\Delta + \gamma} \cdot (R_n - G) + \frac{\gamma}{\Delta + \gamma} \cdot f(u) \cdot (e_s - e_a) \right) \quad (1)$$

ahol  $E_0$  nyílt vízfelszínről történő párolgás, a  $\lambda$  a látens hő,  $\Delta$  a hőmérséklet-telítési gőznyomás görbe meredeksége,  $\gamma$  a pszichrometrikus konstans,  $R_n$  a rövidhullámú besugárzás és a hosszuhullámú kisugárzás közötti különbségből adódó sugárzási egyenleg,  $G$  a talajba vezetett hőenergia, amelyet napi értékben nagyságrendileg elhanyagolhatónak szokás tekinteni,  $f(u)$  empirikus szélfüggvény és az  $e_s$  a telítési gőznyomás, az  $e_a$  tényleges gőznyomás.

Azokon a helyeken, ahol a meteorológiai állomásokon a napfénytartam vagy a sugárzás, valamint a hőmérséklet, a szél és a gőznyomás adatai rendelkezésre állnak, a FAO (Food and Agriculture Organization of the United Nations) a Penman formula adaptálását ajánlotta (*Doorenbos és Pruitt 1977*).

## ANYAG ÉS MÓDSZER

A párolgási formula számításához a Széchenyi István Egyetem Mezőgazdaság- és Élelmiszertudományi Karának agroklimatológiai adatbankját használtuk, amely az Országos Meteorológiai Szolgálat, a Fajtakísérleti Intézet és a Központi Statisztikai Hivatal adataira és mosonmagyaróvári meteorológiai állomás, valamint a szántóföldi mérésekre használt mérőállomások adataira épül.

A mosonmagyaróvári meteorológiai állomás és a szántóföldi mérőállomások adatai mellett a rendelkezésünkre álló adatbázisból kiválasztottunk 14 olyan állomást, amely rendelkezik az (1) formula számításához szükséges adatokkal. Azután ezen állomások 25 évi (1976-2000 közötti) adatsora alapján határoztuk meg a Penman formulát.

**A párolgás rendelkezésre álló energia meghatározása a Penman függvény alapján**  
**A nappalhosszúság meghatározása.** A csillagászatilag lehetséges napfénytartamot, a nappalhosszúságot a következő formulával számíthatjuk (Varga-Haszonits és Tölgyesi 1990a; 1990b):

$$\cos\omega = -\operatorname{tg}\varphi \cdot \operatorname{tg}\delta \quad (2)$$

A (2) formula alapján az  $\omega$  óraszög értéke kiszámítható, mivel a földrajzi szélességet jelentő  $\varphi$  értékek általában ismeretesek, a Nap deklinációjának  $\delta$  értékei pedig a csillagászati évkönyvekből kivehetők. Amennyiben ez utóbbi valamilyen oknál fogva nem áll rendelkezésünkre, akkor a Spencer-formulát lehet használni (Major 1982):

$$\begin{aligned} \delta = & 0,006918 - 0,399912 \cdot \cos u + 0,070257 \cdot \sin u - 0,006758 \cdot \cos 2u \\ & + 0,000907 \cdot \sin 2u - 0,002697 \cdot \cos 3u + 0,001480 \cdot \sin 3u \end{aligned}$$

a függvényben az  $u$  értékét a következő összefüggéssel lehet megadni:

$$u = \frac{2\pi}{365} \cdot n_k \quad (3)$$

itt az  $n_k$  az év  $k$ -adik napja, ha a január 1-et nullának, a december 31-et pedig 364-nek vesszük.

Ha az  $\omega$  óraszögértéket óraegységekben akarjuk megadni, akkor abból kell kiindulnunk, hogy egy nap időtartama:  $\tau = 24$  óra (illetve 1440 perc vagy 86400 másodperc) folyamán a Nap egy teljes kört ír le ( $2\pi = 360^\circ$ ), ezért a napkeltétől a napnyugtáig terjedő idő ( $t$  óra):

$$t = \frac{2\omega}{2\pi} \cdot \tau \quad (4)$$

Az extraterresztriális sugárzás meghatározása. A csillagászatilag lehetséges napsugárzás (az extraterresztriális napsugárzás) napi összege MJ·m<sup>-2</sup>-ben kifejezve (Varga-Haszonits és Tölgyesi 1990a; 1990b):

$$R_{max} = 37,25 \cdot \left(\frac{d_0}{a}\right)^2 \cdot (\sin\varphi \cdot \sin\delta \cdot \omega_0 + \cos\varphi \cdot \cos\delta \cdot \sin\omega) \quad (5)$$

A (5) formula szerint a légkör felső határára vagy légkör nélküli Föld felszínére egy nap alatt leérkező sugárzás mennyisége a Nap-Föld távolságtól, a földrajzi szélességtől, a Nap deklinációjától és a nappalok hosszától függ.

**A globálsugárzás meghatározása.** A Naptól magas hőmérséklete miatt rövidhullámú sugárzás érkezik, amely a légkörön áthaladva részben visszaverődik és szóródik, de nagyobb része közvetlenül eléri a földfelszín. Ez utóbbi direkt napsugárzásnak nevezzük. A szórt napsugárzás is jelentős részben eléri a földfelszín. A direkt napsugárzásnak és a szórt napsugárzásnak az összegét, amely eléri a földfelszín globálsugárzásnak nevezzük.

A globálsugárzást azonban nem mérték a meteorológiai mérések kezdettől és nem mérik napjainkban sem minden meteorológiai állomáson. A napfénytartam mérése azonban lényegesen nagyobb számú állomáson történik, ezért Ångström összefüggést határozott meg a relatív napfénytartam és a relatív napsugárzás között.

$$\frac{R_{gl}}{R_{max}} = \left(a + b \frac{n}{N}\right) \quad (6)$$

ahol  $R_{gl}$  a globálsugárzás,  $R_{max}$  a Naptól érkező extraterresztriális sugárzás,  $n$  a tényleges napfénytartam,  $N$  a lehetséges maximális napfénytartam (nappalhosszúság),  $a$  és  $b$  pedig empirikus konstansok. Az  $a = 0,25$  és  $b = 50$  (Doorenbos és Pruiitt 1977; Allen et al. 1998). Hazai adatokon Varga-Haszonits és Tölgyesi (1990a; 1990b) is megvizsgálta a (6) összefüggést és  $a = 0,24$  és  $b = 0,50$  értékeket kapott.

A (6) egyenlet alapján a globálsugárzás értéke a napfénytartam és az extraterresztriális sugárzás adataiból meghatározható:

$$R_{gl} = \left(a + b \frac{n}{N}\right) R_{max} \quad (7)$$

Az  $R_g$  a globálsugárzás (MJ/nap), az  $n$  a tényleges napfénytartam (óra/nap) és  $N$  a lehetséges napfénytartam vagy nappalhosszúság (óra/nap) és  $R_{\max}$  az extraterresztriális sugárzás (MJ/nap). Az  $a$  és  $b$  pedig empirikus állandó értékek.

A hosszúhullámú sugárzási egyenleg meghatározása. A nettó hosszúhullámú kisugárzást (a kisugárzási egyenleget), – amely a földfelszínről történő kisugárzás és a légkörből történő visszasugárzás különbsége –, a Brunt formula *Penman (1956)* által átalakított formájával határoztuk meg (*Frère és Popov 1979; Berkhout és van Keulen, 1986; Supit és van der Groot 2013*):

$$R_l = \sigma(T_k + 273,16)^4(0,56 - 0,079\sqrt{e_a}) \left(0,1 + 0,9\frac{n}{N}\right) \quad (8)$$

ahol  $R_h$  a hosszúhullámú (hőmérsékleti) sugárzás (MJ/nap),  $T_{szk}$  a szélső értékekből számított hőmérsékleti középérték (°C),  $e_a$  a tényleges gőznyomás (kPa),  $n$  a tényleges napfénytartam (óra) és  $N$  a potenciális napfénytartam, a lehetséges nappalhosszúság (óra).

A talajnak átadott energiamennyiség meghatározása. A talajba vezetett hőenergiát az 1 és 10 nap közötti időszakban többnyire nem szokták figyelembe venni, nagyságrendi okokból. Az 1 napnál rövidebb (óra vagy annál rövidebb) időszakok, valamint a 10 napnál hosszabb időszakból történő közvetlen számítási esetén azonban számolnak vele.

*Napi és dekád időszak.* A  $G$  talajnak átadott energiamennyiség nagyon kicsi a sugárzási egyenleghez ( $R_n$ ) képest, különösen akkor, amikor a talajt növényzet borítja, ezért a számításokban egy napos vagy 10 napos időlépték esetén el lehet hanyagolni (*Penman 1948; Allen et al. 1998*):

$$G_{nap} = 0$$

és

$$G_{dekád} = 0$$

A Penman formula számításánál a talaj felmelegítésére szolgáló  $G$  értéket nem vesszük figyelembe, mivel ez a párolgásra fordított hőmennyiséghez képest kicsi érték. *Antal (1961)* szerint hazánkban a sugárzási egyenlegnek hozzávetőlegesen egy negyedét teszi ki. Derült napokon meghaladhatja ugyan a 30%-ot, borult napokon viszont 20% alá eshet. *Bacsó*

(1959) havi adatokra vonatkozó számításai ugyancsak azt mutatják, hogy a talaj felmelegítésére szolgáló hőmennyiség viszonylag kis érték, a vegetációs periódus hónapjaiban többnyire 10% alatt marad. Az érzékelhető számításbeli különbségek az egyes számítási eljárások pontatlanságából adódnak.

*Az egy óra vagy annál rövid időszak.* Erre az időszakra vonatkozóan a  $G$  nem korrelálódik megfelelően a léghőmérséklettel, ezért számításokban a nappali időszakban az értékét a következőképpen számítják:

$$G_{óra} = 0,1 \cdot R_n \quad (9)$$

az éjszakai időszakban pedig:

$$G_{óra} = 0,5 \cdot R_n \quad (10)$$

*Havi időszak.* Hosszabb időszakot figyelembe véve a talajba vezetett hőenergiát általában számítani szokták, mert mennyisége már jelentős lehet. A komplex modellek a talajnak átadott energiamennyiséget ( $G$ ) is figyelembe veszik. Erre vonatkozóan *Allen et al. (1998)* egy egyszerű számítási formulát adtak meg, amely azon alapszik, hogy a talajhőmérséklet és a léghőmérséklet között szoros összefüggés van. A formula a következő:

$$G = c_s \cdot \frac{T_i - T_{i-1}}{\Delta t} \cdot \Delta z \quad (11)$$

ahol  $G$  a talajba vezetett hőmennyiség ( $\text{MJ} \cdot \text{m}^{-2} \cdot \text{nap}^{-1}$ ),  $c_s$  a talaj hőkapacitása ( $\text{MJ} \cdot \text{m}^{-3} \cdot ^\circ\text{C}^{-1}$ ),  $T_i$  a léghőmérséklet az  $i$ -edik időpontban,  $T_{i-1}$  a léghőmérséklet az  $i-1$ -edik időpontban, a  $\Delta t$  az időintervallum (nap), a  $\Delta z$  a figyelembe vett talajmélység.

Ha feltételezzük, hogy a talaj hőkapacitása ( $c_s$ )  $2,1 \text{ MJ m}^{-3} \text{ } ^\circ\text{C}^{-1}$  és a ténylegesen felmelegedő talajréteg vastagsága  $1 \text{ m}$ , akkor az átlagos havi középhőmérsékleti adatokból a talajba vezetett hőenergia a következőképpen számítható (*ASCE-EWRI Task Committee Report 2005*):

$$G_{havi} = 0,07 \cdot (T_{havi,i+1} - T_{havi,i-1}) \quad (12)$$

ahol  $G_{\text{havi}}$  ( $\text{MJ m}^{-2} \text{ nap}^{-1}$ ), a  $\Delta t = 30 \text{ nap}$ ,  $c_s/\Delta t = 0,07$ , a  $T_{\text{havi}, i+1}$  a vizsgált hónapot követő hónap középhőmérséklete ( $^{\circ}\text{C}$ ), a  $T_{\text{havi}, i-1}$  a vizsgált hónapot megelőző hónap középhőmérséklete ( $^{\circ}\text{C}$ ) és  $\Delta z = 1 \text{ m}$  a rétegvastagság.

A párolgás rendelkezésére álló energia. A párolgás rendelkezésére álló energiát ( $R_n$ ) az elnyelt rövidhullámú globálsugárzás és a kisugárzott hosszúhullámú sugárzás különbsége adja meg:

$$R_n = (1 - \alpha) \cdot R_{gl} - R_{hs} \quad (13)$$

ahol  $\alpha$  a párologtató felszín által visszavert sugárzás aránya,  $R_{hs}$  pedig a hosszúhullámon kisugárzott nettó energiamennyiség.

Az  $\alpha$  az albedó, amelynek értéke változik aszerint, hogy a napsugárzás milyen típusú felszínre (víz, csupasz talaj, növény) érkezik (Rosenberg *et al.* 1983; Varga-Haszonits 1987). Számításainkban a fűfelszínre átlagosnak vehető albedót:  $\alpha = 0,23$ -at vettük figyelembe.

A párolgás rendelkezésére álló energia tehát  $R_n$ , amelynek meghatározásánál a talajba levezetett energia ( $G$ ) mennyiségét Penman (1948) nagyságrendileg elhanyagolhatónak tartotta. Nemzetközi vizsgálatok alapján (Doorenbos és Pruiitt 1977; Jensen *et al.* 1990; Allen *et al.* 1998) Hazai vizsgálatok alapján Antal (1961) és Bacsó (1959) hasonló következtetésre jutott.

#### ***A Penman függvény aerodinamikus összetevőjének meghatározása***

**A telítési hiány meghatározása.** A vízgőz molekuláknak a párologtató felszín feletti levegőbe juttatása függ a párologtató felszín telítési gőznyomása és a levegő tényleges gőznyomása közötti különbségtől, vagyis a gőznyomási gradienstől, valamint a szélsébségtől. Penman (1948) eredeti formában az alábbi függvényt adta meg a számítására:

$$E_a = 0,35 \cdot (1 + 0,0098 \cdot u_2) \cdot (e_s - e_a) \quad (14)$$

ahol  $u_2$  a 2 méterben mért szélsébség függvénye mérföld/nap értékben,  $e_s$  a telítési gőznyomás pedig Hg mm-ben van megadva. . Ezért a Hg mm-t kPa-ra, a MJ értéket pedig

mm-re a szélesebbeséget pedig m/s értékre kellett átszámítani a következő formában (Jensen et al. 1990):

$$\begin{aligned} E_a &= 0,35 \cdot \frac{1 \text{ Hg mm}}{0,1333 \text{ kPa}} \cdot \frac{2,45 \text{ MJ}}{1 \text{ mm H}_2\text{O}} \cdot f(u) \cdot (e_s - e_a) = \\ &= 6,43 \cdot f(u) \cdot (e_s - e_a) \text{ MJ m}^{-2} \text{ nap}^{-1} \end{aligned} \quad (15)$$

Az  $E_a$  érték tehát így számítható:

$$e_s = 6,108 \cdot \exp\left(\frac{17,27 \cdot T_{szk}}{T_{szk} + 237,3}\right) \quad (16)$$

Az  $e_a$  pedig a tényleges gőznyomás (kPa), amelynek értéke a harmatpont hőmérsékletből ( $T_{dew}$ ) számítható:

$$e_a = 6,108 \cdot \exp\left(\frac{17,27 \cdot T_{dew}}{T_{dew} + 237,3}\right) \quad (17)$$

**A szélfüggvény meghatározása.** A szélfüggvényt egyes szerzők módosították (Doorenbos és Pruitt 1977; Stigter 1980). A számításainkban a Frère és Popov (1979) által kidolgozott változatot használtuk (Berkhout és van Keulen 1986; Allen et al. 1989; van Oijen és Leffelaar 2008):

$$f(u) = 1 + 0,54 \cdot u_z \quad (18)$$

A szélesebbesség dimenziója:  $\text{m sec}^{-1}$ .

A szélfüggvénnyel a probléma az, hogy a szelet különböző magasságokban mérik, s nem a 2 méter magasságban, ahol a többi meteorológiai elemet. A különböző magasságokban mért szélnek a sebességét azonban a logaritmikus szélprofil segítségével át lehet számítani a 2 méter magasságra. Ezt többféle függvénnyel is el lehet végezni, mi a FAO által javasolt összefüggést használtuk (Allen et al. 1998):

$$u_z = u_2 \cdot \frac{4,87}{\ln(67,8 \cdot z - 5,42)} \quad (19)$$



ahol  $u_2$  a 2 méter magasságban mért szélsébsesség (m/s),  $u_z$  a  $z$  magasságban mért szélsébsesség (m/s),  $s$   $z$  a szélsébsésgmérés magassága (m).

A Penman függvény aerodinamikus összetevője tehát a következő formában határozható meg:

$$E_a = 6,43 \cdot (1 + 0,54 \cdot u_2) \cdot (e_s - e_a) \quad (20)$$

### *A formula együtthatóinak meghatározása*

A formula két alapvető együtthatót tartalmaz. A  $\Delta$  a hőmérséklet-telítési gőznyomás összefüggés meredekségét adja meg a következő formában (Allen et al. 1998):

$$\Delta = \frac{4098 \left[ 0,6108 \left( \frac{17,27T}{T+237,3} \right) \right]}{(T+237,3)^2} \quad (21)$$

ahol  $T$  a léghőmérsékleti középérték Celsius fokokban megadva.

A másik alapvető együttható a  $\gamma$  pszichrometrikus konstans, amely tengerszint feletti magasságokra a következő formában számítható (Allen et al. 1998):

$$\gamma = \frac{c_p P}{\epsilon \lambda} = 0,665 \times 10^{-3} \cdot P \quad (22)$$

ahol  $c_p$  a levegő állandó nyomáson vett fajhője ( $1,013 \text{ kJ kg}^{-1} \text{ }^\circ\text{C}^{-1}$ ),  $P$  a tengerszint feletti légnyomás (101,3 kPa),  $\epsilon$  a száraz levegő vízgőz és molekulasúlyának aránya (0,622) és a látens hő ( $2,45 \text{ MJ kg}^{-1}$   $20 \text{ }^\circ\text{C}$  hőmérséklet mellett).

Mivel hazánkban a megfigyelő helyek csak kivételes esetben helyezkednek el 200 méter tengerszint feletti magasságban, a pszichrometrikus konstans értékét 0,067 vettük.

A látens hő ( $\lambda$ ) számítása. A vízmolekulák légkörbe szállítása csak akkor megy végbe, ha a molekulák elegendő energiával rendelkeznek ahhoz, hogy környezetükből ki tudjanak szakadni, és ha a párologtató felszín és a felette lévő levegő között gőznyomás különbség van. Ahhoz, hogy 1 kg víz  $T \text{ }^\circ\text{C}$  hőmérsékleten elpárologjon

$$\lambda = 2,501 - (2,361 \cdot 10^{-3}) \cdot T \quad (23)$$

MJ/m<sup>2</sup> energiára van szükség (*Supit és Groot 2013*). Az L a víz 1 kilogrammjának azonos hőmérsékletű gőzzé alakításához szükséges hőmennyiség. Mivel ez a hőmennyiség nem emeli a hőmérsékletet *látens hő*nek nevezik. Szokták még párolgási hőnek vagy kicsapódási hőnek is nevezni. Ez utóbbi elnevezés azért jogosult, mert amikor a vízgőz folyékonyá válik ugyanannyi hőmennyiség szabadul fel, mint amennyi a gőzzé váláshoz szükséges volt.

A  $\lambda$  értéke 20 °C hőmérsékleten 2,45 MJ/m<sup>2</sup>. Ezt az értéket szokták a  $\lambda$  konstans értékeként használni. Ennek reciproka értéke:  $1/\lambda = 0,408$  MJ/m<sup>2</sup>.

A Penman formulának a számításra alkalmazott formája tehát a következő:

$$ET_{PEN} = \frac{1}{\lambda} \cdot \left( \frac{\Delta \cdot R_n + \gamma \cdot 6,43 \cdot (1 + 0,54 \cdot u_2) \cdot (e_s - e_a)}{\Delta + \gamma} \right) \quad (24)$$

Az  $ET_{pen}$  dimenziója: MJ m<sup>-2</sup> nap<sup>-1</sup>. A  $\lambda$  látens hő, amelynek értéke 20 Celsius fokon 2.45 MJ m<sup>-2</sup> nap<sup>-1</sup>, a reciproka pedig  $1/\lambda = 0,408$ .

Ebben a munkában összehasonlítottuk az 1976-2000 közötti időszakra vonatkozóan a napi négy megfigyelésből meghatározott középértékkel számított Penman formulát alkalmaztuk mind a mosonmagyaróvári adatokon, mind pedig a szarvasi meteorológiai mérőállomás adataival való összehasonlításban.

## EREDMÉNYEK

A vizsgálat során először a Penman formulát összehasonlítottuk a szarvasi meteorológiai mérőállomás kompenzációs liziméterének adataival. Majd ezután 15 állomásra meghatároztuk a számítási formula alapján a 25 évi napi párolgási értékeket. Ez lehetőséget adott arra, hogy megállapítsuk mely meteorológiai elemekre érzékeny a formula és arra is, hogy a növények vízellátottsága szempontjából, a párolgási vízvesztésfigyelembe véve vannak-e számottevő regionális különbségek, valamint a meteorológiai elemekre való érzékenység mutat-e regionális különbségeket.

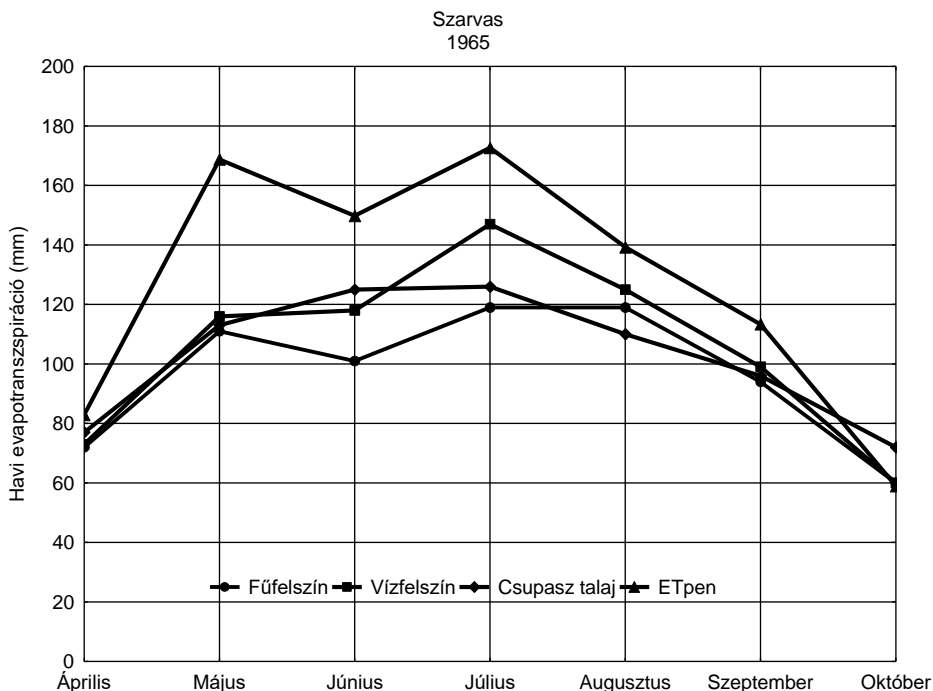
**Penman formula összehasonlítása liziméterrel mért adatokon**

Hazánkban Szarvason folytak kompenzációs liziméterrel végzett párolgásmérések (Antal 1965; 1968). Ezek lehetőséget adnak arra, hogy a Penman módszerrel végzett párolgászámítás eredményeit liziméterekkel mért adatokkal összehasonlítsuk (1. táblázat).

*1.táblázat: A különböző felszíneken mért evapotranspiráció és a Penman függvénnyel számított evapotranspirációk közötti kapcsolat*  
**Table 1. Relationships between the evapotranspiration measured in different surfaces and that of Penman formula.**

<b>Felszín</b>	<b>r<sup>2</sup></b>
Fűfelszín	0,88
Vízfelszín	0,90
Csupasz talaj	0,91

Látható az *1.táblázatból*, hogy az összefüggések szoros kapcsolatot mutatnak, ami arra utal, hogy az összefüggésben figyelembe vett változók igen erőteljes mértékben befolyásolják a párolgási folyamatokat. Az összefüggések determinációs együtthatói arra mutatnak, hogy az összefüggésben figyelembe vett meteorológiai elemek 88-91%-ban befolyásolják a párolgást. Az összefüggések szorossága mellett azt is meg kell vizsgálnunk, hogy az év során lejátszódó változások során hogyan viszonyulnak egymáshoz az egyes adatsorok. Ezt az *1. ábrán* mutatja.



1. ábra. A különböző felszínekről történő párolgás és a Penman módszerrel mutatott párolgás alakulása az 1965. évi vegetációsperiódus folyamán, Szarvason.

Figure 1. Monthly course of evaporation from different surfaces and evaporation calculated by Penman formula during the growing season in Szarvas.

Látható az 1. ábrából, hogy amíg az egyes felszínek párolgatása csak kevéssé tér el egymástól, a Penman módszerrel számított párolgási értékek az egész év folyamán észrevehetően magasabbak, mint a felszínekről történő párolgás. A Penman formula a mért adatokhoz képest felülbecsli a párolgást, ezért a pontosabb becsléshez kalibrálni kell.

#### A Penman formula összehasonlítása a FAO-PM formulával

A Penman (1956; 1963) a formulát úgy dolgozta ki, hogy a vízfelszínről történő párolgás meghatározására lehessen használni és mivel a vízfelszínről a víz közvetlenül a levegőbe távozott, párolgásnak ezt módját az éghajlat által előidézett potenciális párolgásnak tekintették olyan körülmények között, amikor a vízellátás nem korlátozott. Ezért a Penman formulát a meteorológiai viszonyok párolgásra gyakorolt hatását illetően etalonnak tekintették és a többi felszínről történő párolgást, ehhez hasonlítva határozták meg egy együttható segítségével. Mivel referenciafelszínként (Penman 1963) a

vízfelszint választotta, vízfelszínről közvetlenül történő párolgást potenciálisnak tekintették. Amikor azonban megfigyelték, hogy a kifejlett növényállomány párolgása a potenciálisnak nevezett értéket is meghaladhatja, akkor először a vízfelszín helyett az egyenletes magasságú és ismert tulajdonságú fűfelszint választották referencia felszínnek (Doorenbos és Pruitt 1975; 1977). Kiderült azonban, hogy a fűfelszínnek is különböző fajtái (évelő, egynyári) vannak, s azok a különböző tulajdonságai hatással vannak a párolgásra. Ezért referencia felszínnek egy hipotetikus fűfelszint választottak, amely rögzített tulajdonságokkal rendelkezik, így a különböző éghajlatú területeken az meteorológiai hatást mindig ugyanazon felszínre lehet számítani (Allen et al. 1998).

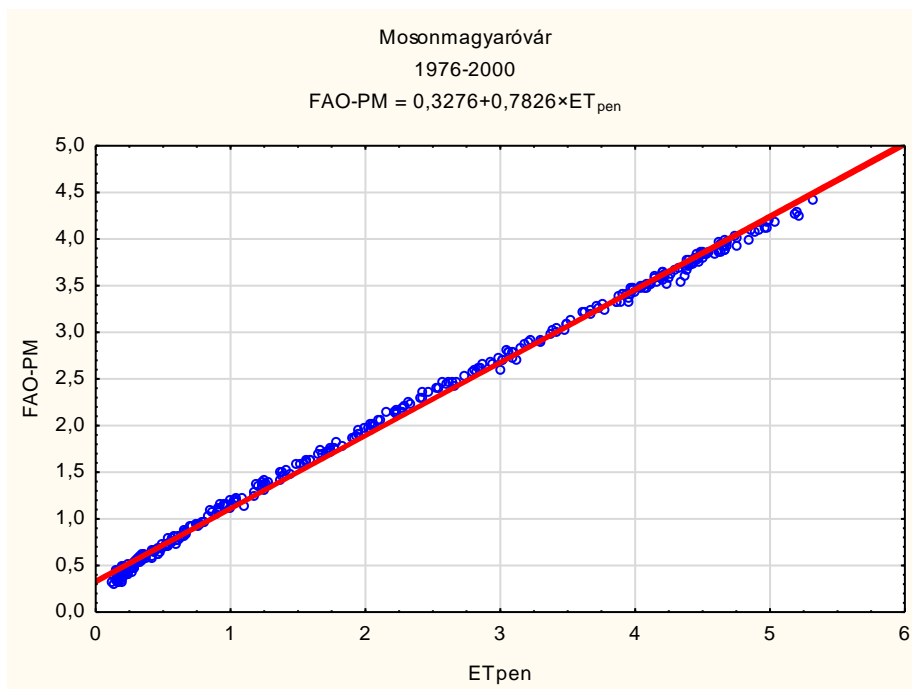
Eleinte a referencia felszín párolgotatásának a meghatározására is a Penman formulát alkalmazták. A Penman formula etalonként való használata során azonban nyilvánvalóvá vált, hogy a formulában lévő szélfüggvény területenként korrigálásra szorul, ezért a Penman formulának többféle változata alakult ki (Jensen et al. 1990). Emiatt a Penman formula helyett is a Penman formula Monteith (1963) által továbbfejlesztett változatát alkalmazták párolgásszámítási módszerként, amelyet a hipotetikus referenciafelszín tulajdonságaira alapozva a FAO (Food and Agricultural Organization of the United Nations) egy szakbizottsága a következő formára alakította át (Allen et al. 1998):

$$ET_{ref} = \frac{0,408 \cdot \Delta \cdot \left( R_n - G + \gamma \cdot \frac{900}{T+273} \cdot u_2 \cdot (e_s - e_a) \right)}{\Delta + \gamma \cdot (1 + 0,34 \cdot u_2)} \quad (25)$$

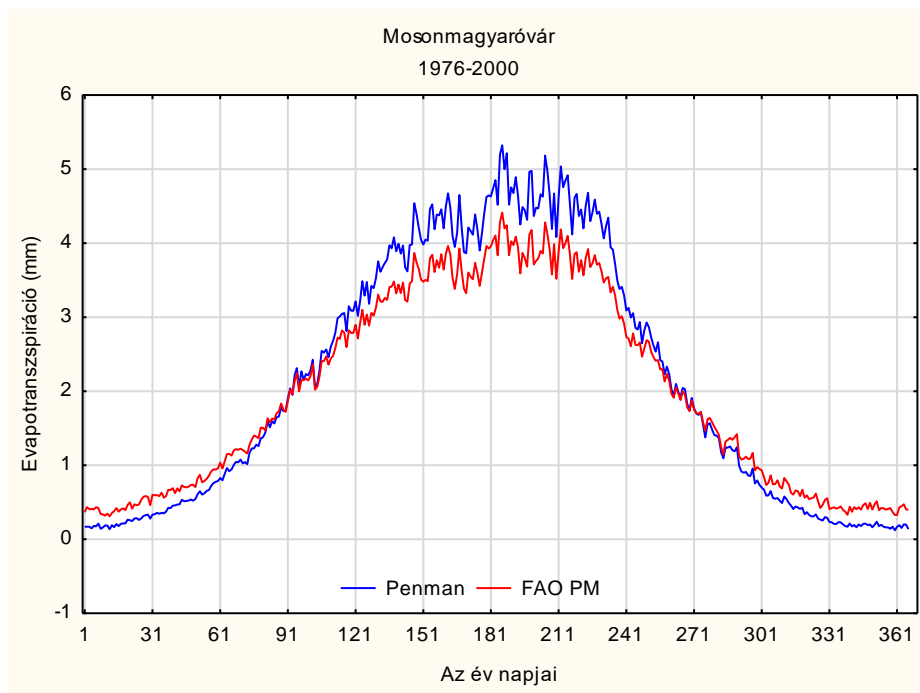
az összefüggésben  $ET_{ref}$  a FAO-PM módszerrel számított referencia evapotranspiráció (mm), a  $\Delta$  a hőmérséklet - telítési gőznyomás függvény meredeksége (kPa), az  $R_n$  a felszíni sugárzási egyenleg ( $\text{MJ}/\text{m}^2$ ), a  $G$  a talajba vezetett hőenergia ( $\text{MJ}/\text{m}^2$ ), ami nagyságrendileg elhanyagolható mennyiség,  $\gamma$  a pszichrometrikus konstans (kPa),  $T$  a léghőmérséklet ( $^{\circ}\text{C}$ ),  $u_2$  a 2 méterben mért szélesség (m/s),  $e_s$  a telítési gőznyomás (kPa) és  $e_a$  a tényleges gőznyomás (kPa).

Ez a hipotetikus referenciafelszínre meghatározott FAO Penman-Monteith formula különböző éghajlati viszonyok között képes megmutatni az adott légköri viszonyok párolgotató képességét, ezért etalonként használható más formulák verifikálásához. Ezt a lehetőséget kihasználva elvégeztük mosonmagyaróvári adatok alapján a Penman formula összehasonlítását a FAO Penman-Monteith formulával.

A Penman formula és a FAO-PM formula közötti összefüggést a 2. ábrán láthatjuk. A kapcsolat korrelációs koefficiense  $r = 0,9796$ . Az összehasonlítást a két formulával kapott 25 évi (1976-2000) napi átlagok alapján végeztük el. A két formula szoros összefüggést mutat, az egyes pontok a lineáris összefüggés vonalának közvetlen közelében helyezkednek el.

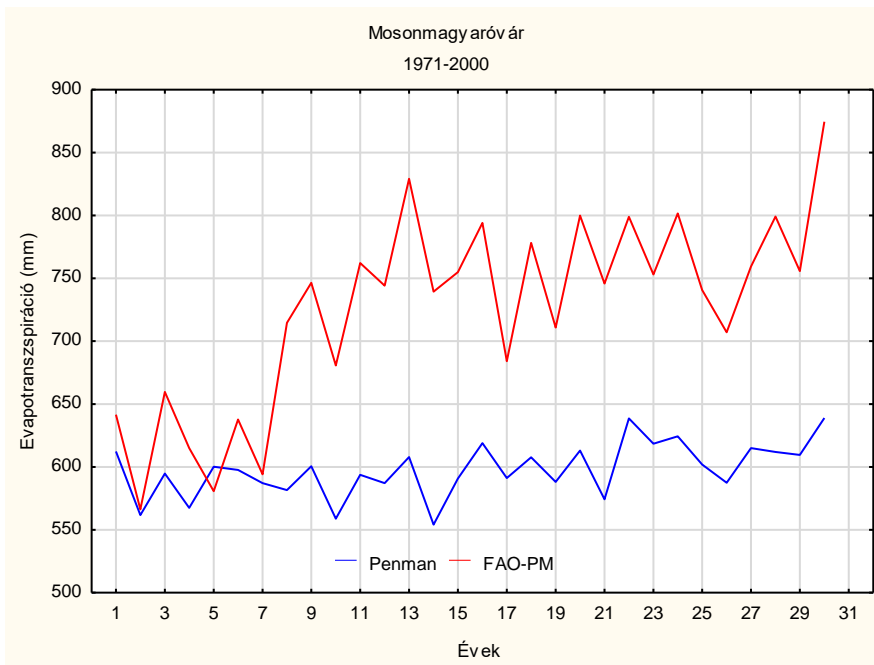


2. ábra: A Penman formula és a FAO-PM formula közötti összefüggés.  
Figure 2: Relationship between Penman formula and FAO Penman-Monteith formula.



3.ábra: A Penman formulával és a FAO-PM formulával meghatározott evapotranszpiráció évi menete.

Figure 3: Annual course of evapotranspiration of Penman formula and of FAO Penman-Monteith formula.



4.ábra: A Penman formulával és a FAO-PM formulával meghatározott evapotranszpiráció évek közötti változásai.

Figure 4. Changes of evapotranspiration between years calculated by Penman method and by FAO Penman-Monteith method.

A Penman formulával és a FAO-PM formulával képzett evapotranszpiráció évi menetét a 3.ábra mutatja. Látható, hogy a nyári időszakban a Penman formulával számított evapotranszpirációs értékek magasabbak, mint a FAO-PM formulával számított értékek. Tavasszal és ősszel a két ámeneti évszakban a két formulával számított értékek alig térnek el egymástól. Majd a hűvös időszakban a FAO-PM formula értékei lesznek kissé magasabbak a Penman formula értékeinél.

Az evapotranszpiráció, az evapotranszpirációt befolyásoló négy éghajlati elem: a sugárzási energia, a hőmérséklet, a telítési hiány és a szélesebbésség évenkénti változásai következtében ugyancsak évről-évre történő változásokat mutat. Ha összehasonlítjuk a két formulával számított evapotranszpirációs értékek évi változásait (4. ábra), akkor a legszembetűnőbb az 1970 utáni években történő különbség a két értéksor között. Amikor tehát a Penman formulát az evapotranszpiráció évek közötti változékonyságának a kimutatására kívánjuk használni, fontos figyelembe venni, hogy az etalonként használt formulához képest milyen változékonyságot mutat.



**A Penman formulával meghatározott evapotranszpiráció területi eloszlása hazai adatok alapján**

A Penman formulával meghatároztuk az evapotranszpirációt hazánk 14 helyére, hogy lássuk a területi eloszlás hogyan alakul (2. táblázat).

2.táblázat: A Penman formulával meghatározott párolgás havi és évi összegei (1976-2000).

Table 2: Monthly and annual amounts determined by Penman formula(1976-2000).

Állomás	1	2	3	4	5	6	7	8	9	10	11	12	Év
Békéscsaba	6	13	33	59	93	108	115	98	58	29	9	4	625
Bp.Pestszentlőrinc	5	13	33	58	92	104	113	96	56	27	9	4	611
Debrecen	5	12	32	59	93	105	113	96	57	28	9	4	612
Győr	5	12	32	59	92	104	112	95	56	27	9	4	606
Kecskemét	6	13	33	59	93	108	115	98	58	29	9	4	625
Miskolc	5	11	30	56	89	99	106	91	53	25	8	4	577
Mosonmagyaróvár	5	12	31	57	92	102	110	94	55	26	8	4	577
Nyíregyháza	3	9	26	50	82	96	102	88	51	23	7	3	539
Pápa	5	12	30	55	87	97	104	87	51	24	8	3	563
Pécs	6	14	35	60	94	108	117	99	60	30	10	5	637
Szeged	6	13	34	59	93	107	116	99	59	30	10	5	631
Szolnok	5	12	33	59	94	108	116	98	58	28	9	4	626
Szombathely	5	12	31	56	88	99	107	91	54	27	9	4	585
Zalaegerszeg	5	12	31	55	87	99	108	92	54	26	9	4	581
Átlag	5	12	32	57	91	103	111	94	56	27	9	4	600
Maximum	6	14	35	60	94	108	117	99	60	30	10	5	637
Minimum	3	9	26	50	82	96	102	87	51	23	7	3	539
Területi ingás	3	5	9	10	12	12	15	12	9	7	3	2	98

Az 2. táblázatból látható, hogy a legmagasabbak a párolgás évi összegei az ország középső, déli területein (Békéscsaba, Szeged, Pécs), 600 mm feletti az évi összegek még az ország középső területén (Bp. Pestszentlőrinc, Szolnok, Debrecen), az ország nyugati és északi területein pedig Győr kivételével 600 mm alatt maradnak.

A vizsgált 25 évben (1976-2000) legmagasabb évi párolgási összeget: 637 mm-t Pécsen találjuk, míg a legkisebb évi párolgási értéket: 539 mm-t Nyíregyházán. A két érték közötti különbség 98 mm, ami megfelel két havi csapadékösszegnek.

A havi összegek az évi menetet mutatják, amely szerint a párolgás havi összege decemberben a legkisebb. Innen fokozatosan emelkedik, követve a besugárzás és a hőmérséklet emelkedését. A maximális párolgás júliusban van, amikor értéke minden megfigyelési helyen meghaladja a havi 100 mm-es értéket. Az ősz felé haladva továbbra is a besugárzás és hőmérséklet alakulását követve a párolgás fokozatosan csökken a decemberi minimum értékig.

## **EREDMÉNYEK ÉRTÉKELÉSE, KÖVETKEZTETÉSE**

A Penman (1948) által kidolgozott párolgási formula volt az első, amelyet fizikailag megalapozott félempirikus formulának lehetett tekinteni, mivel az energetikai és aerodinamikus komponens mellett egy empirikus szél formulát is tartalmaz. Referencia felszínként a vízfelszín választotta. Mivel a vízfelszínről a víz közvetlenül párolog a levegőbe, a formula által számított párolgást potenciális párolgásnak tekintették. Úgy gondolták, hogy a fizikailag jól megalapozott Penman formula egy ismert referencia felszínre vonatkoztatva megadja a levegő párologtató képességét, amit korlátlan vízellátás esetén potenciális párolgásnak lehet tekinteni.

Amikor azonban azt tapasztalták, hogy egyes növények a teljes kifejltség állapotában meghaladják a potenciálisnak tekintett párolgást, akkor a fűtakarót választották referencia felszínnek. Ekkor pedig az okozta a problémát, hogy a különböző éghajlatok alatt különböző fűfajtákat természetek és így nem lehetett egységes referenciafelszínről beszélni. Végül rögzített paraméterekkel egy hipotetikus fűfelszín választottak referenciafelszínnek.

A Penman formula alkalmazása során azonban maga a formula is vitatottá vált a különböző empirikus szélfüggvények alkalmazása miatt.

A Penman formulát *Monteith (1965)* átalakította, majd az átalakított Penman-Monteith formulát *Allen et al. (1998)* standardizálta hipotetikus fűfelszínre vonatkoztatva. Így ez a formula alkalmas arra, hogy különböző éghajlati viszonyok között meghatározzuk a levegő párologtató képességét. Emellett használhatjuk egy adott helyen etalonként is, más formulákkal való összehasonlításra.

Ebben a munkában is használtuk etalonként a FAO Penman-Monteith formulát a Penman formulával kapott eredményekkel való összehasonlításnál. Amint az eredményekből látható volt a Penman formula a különböző felszínekről történő párolgással és a FAO Penman-Monteith formulával meghatározott párolgással egyaránt szoros kapcsolatot mutat (2. ábra). Az évi menetben (3. ábra) azonban már mutatkoznak figyelemreméltó eltérések. A Penman formula ugyanis a nyári hónapokban magasabb párolgási értékeket mutat, tavasszal és ősszel pedig kissé alacsonyabbakat, mint a FAO Penman-Monteith formulával kapott értékek. Az egyes évek között (4. ábra), legalábbis a 20. század utolsó évtizedeiben évi 100 mm-es különbségek mutatkoznak.

Erre azért is fontos felhívni a figyelmet, mert ha az eredményeket gyakorlati célra (aszály, öntözés) szeretnénk használni, vagy egy éghajlatváltozás hatásának elbírálásánál alkalmazni, láthatóan nem mindegy, hogy a hatáselemzést milyen formula alapján végezzük el.

## **THE DETERMINATION OF EVAPORATION BY PENMAN EQUATION ON DATABASE IN HUNGARY**

ZOLTÁN VARGA-HASZONITS – TAMÁS SZAKÁL

Széchenyi University, Faculty of Agricultural and Food Sciences, Mosonmagyaróvár

### **SUMMARY**

Penman (1948) was the first who has elaborated a physically based formula for calculating the evaporation. Formula was build up by using the amount of available energy, the vapour pressure deficit between evaporative surface and atmosphere as well as the windspeed. The formula determined the rate of evaporation directly from the water surface, therefore, it was thought to be evaporative power of atmosphere which is equal

to the potential evaporation. This notion was generally accepted by the experts working in the field of environmental sciences.

The problem in the application of Penman formula was found using the empirical wind function. For this reason the wind function was modified in different forms that made difficult its general use.

The Penman formula was counted in data measured in our country by original wind function which was proposed by Penman. The outputs of formula were compared to the data measured with lysimeters in Szarvas and to the data determined with FAO Penman-Monteith equation in Mosonmagyaróvár. The results have indicated close relationship between measured and calculated values but the method overestimated the measured values. This is the reason why the method needs local calibration in our country too.

**Keywords:** evaporative surface, radiation energy, vapour pressure deficit, windspeed, climate index

## **KÖSZÖNETNYILVÁNÍTÁS**

A publikáció elkészítését az **EFOP-3.6.3-VEKOP-16-2017-00008** számú „**Innovatív tudományos műhelyek a hazai agrár felsőoktatásban**” című projekt támogatta. A projekt az Európai Unió támogatásával, az Európai Szociális Alap társfinanszírozásával valósult meg.

## **IRODALOM**

- Allen, R.A.,-M.E. Jensen,-J.L. Wright,-R.D. Burman. (1989):* Operational Estimates of Reference Evapotranspiration. *Agronomy Journal*, 81: 650-662.
- Allen, R.G.,-L.S. Pereira,-D. Raes,-M. Smith (1998):* Crop evapotranspiration. FAO Irrigation and Drainage Paper, No. 56. 300.
- Antal E. (1961):* Energiaháztartás-mérések a Tihany félszigeten. *Időjárás*, 65: 40-46.
- Antal E. (1965):* Az öntözéssel kapcsolatos hő- és vízháztartásmérések célja és várható eredményei. *Beszámolók 1964-ben. Orsz. Let. Int. Hiv. Xiadv. XXVIII. II. rész.* 46-59.
- Antal E. (1968):* Az öntözés előrejelzése meteorológiai adatok alapján. *Kandidátusi értekezés.* Budapest. 147.

- ASCE-EWRI Task Commitee Report 2005*: The ASCE Standardized Reference Evapotranspiration Equation. The Irrigation Association.
- Bacsó N. (1959)*: Magyarország éghajlata. Akadémiai Kiadó, Budapest 285.
- Berkhout, J.A.A.,-H. van Keulen (1986)*: Potential evapotranspiration. In: Modelling of agricultural production: weather, soils and crops. Ed.: H. van Keulen and J. Wolf. Pudoc, Wageningen, 63-75. oldal.
- Doorenbos, J.,-W.O. Pruitt (1977)*: Guidelines for predicting crop water requirements. FAO Irrigation and Drainage Paper 24, revised. 144.
- Frère M.,-G.F. Popov (1979)*: Agrometeorological crop monitoring and forecasting. FAO and Agricultural Organization of the United Nations, Rome. 64.
- Jensen, M.E.,-R.D. Burman,-R.G. Allen (1990)*: Evapotranspiration and Irrigation Water Requirements. ASCE-Manuals and Reports on Engineering Practice-No. 70. 332.
- Major Gy. (1982)*: A meteorológiai sugárzástan alapjai. In: Fizikai meteorológia. Szerk.: Mészáros E. Akadémiai Kiadó, Budapest, 33-110. oldal.
- Monteith, J.L. (1965)*: Evaporation and Environment. Symposia of the Society for Experimental Biology. University Press, Cambridge. 19: 205-254.
- van Oijen, M., P. Leffelaar 2008*: Crop Ecology. LINTUL 2: Water Limited Crop Growth. Wageningen University, Wageningen. 27.
- Penman, (1948)*: Natural evaporation from open water, bare soil and grass. Proseeding of the Royal Society of London, Series A, Mathematical and Physical Sciences, Vol. 193: 120-145.
- Penman, H.L. (1956)*: Evaporation: An Introductory Survey. Netherland Journal of Agricultural Science, 4: 9-29.
- Penman, H.L. (1963)*: Vegetation and Hyrology. Commonwealth Bureau of Soils. Harpenden. Technical Communication, No. 53. 124 oldal.
- Rosenberg, N.J.,-B.L. Blad,-S.B. Verma (1983)*: Microclimate. The Biological Environment. John Wiley & Sons, new York. 495.
- Stigter, C.J. (1980)*: Assesment of the quality on generelized wind function in Penman's equation. Journal of Hydrology, 45: 321-331.
- Supit, I., N.,-van der Groot (2013)*: Description of the WOFOST crop growth simulation model. Wageningen, 169 oldal.
- Tom, A. S.,-H.R. Oliver (1977)*: On Penman's equation for estimating regional evaporation. Quarterly Journal of Royal Meteorological Society, 103: 345-357.

Varga-Haszonits Z. (1987): Agrometeorológiai információk és hasznosításuk. Mezőgazdasági Kiadó, Budapest. 248.

Varga-Haszonits Zoltán - Tölgyesi L. (1990)a: A globálsugárzás és a fotoszintetikusan aktív sugárzás számítása rövid időszakokra. Beszámoló az 1986-ban végzett tudományos kutatásokról, OMSz, Budapest, 83-106.

Varga-Haszonits Z.,-Tölgyesi L.(1990)b: Alapvető agroklimatológiai jellemzőértékek meghatározása. Agroökológiai Információs Rendszer Program. Tanulmány. Budapest. 68.

*A szerző levélcíme – Address of the author:*

Varga-Haszonits Zoltán  
Széchenyi István Egyetem  
Mezőgazdaság- és Élelmiszertudományi Kar  
Mosonmagyaróvár, Vár tér 2.  
e-mail: varga-haszonits.zoltan@sze.hu