



A REFERENCIA EVAPOTRANSZSPIRÁCIÓ MEGHATÁROZÁSA A FAO PENMAN-MONTEITH MÓDSZERREL

VARGA-HASZONITS ZOLTÁN¹ – LANTOS ZSUZSA² – VAMOS OTÍLIA¹ –
SZALKA ÉVA¹ – KALOCSAI RENÁTÓ¹ – SZAKÁL TAMÁS¹

¹Széchenyi István Egyetem, Mezőgazdaság- és Élelmiszertudományi Kar,
Mosonmagyaróvár

²Miskolci Egyetem, Matematikai Intézet, Analízis Tanszék

ÖSSZEFOGLALÁS

A referencia evapotranszspiráció egy hipotetikus referencia felszínre vonatkozóan határozza meg az evapotranszspiráció értékét. Ez a referencia felszín minden éghajlat alatt ugyanaz. Ezért a referencia felszínre egy standardizált módszerrel meghatározott evapotranszspiráció az adott hely éghajlati viszonyainak a párolgásra gyakorolt hatását fejezi. Standardizált módszerként egy nemzetközi bizottság a fizikailag megalapozott Penman-Monteith módszert javasolta. A referencia evapotranszspiráció ezzel az eljárással történő meghatározása széleskörűen elfogadottá vált.

Ezért meghatároztuk hazánk 2 meteorológiai megfigyelőhelyére vonatkozóan a FAO Penman-Monteith formulával a referencia evapotranszspirációt, ahol Szarvason liziméterrel mért adatokkal, Mosonmagyaróváron pedig A-káddal mért adatokkal hasonlítottuk össze. A kapcsolat mind a liziméterrel mért adatokkal, mind az A-káddal mért adatokkal nagyon szoros volt. A fűfelszínre vonatkozóan a számított és mért értékek közötti hiba 10% alatt volt. A területi eloszlás azt mutatja, hogy az ország középső és déli területein a legnagyobb a párolgás évi összege, az északibb fekvésű megfigyelőhelyeken pedig a legkevesebb.

Kulcsszavak: referencia felszín, referencia evapotranszspiráció, hőmérsékleti középérték, verifikáció.

BEVEZETÉS

A referencia evapotranszspiráció a könnyen felvehető vízmennyiséggel rendelkező talajból és a talajt borító specifikus növényfelszínről történő együttes párolgás. A specifikus növényfelszín, egy hipotetikus növényi referencia felszín, amely egyenletes (12 cm) magasságú, a talajt teljesen borítja és specifikus karakterisztikákkal (az albedó = 0,23; a felszíni ellenállás = 70 s/m) rendelkezik. Erről a felszínről történő párolgás kizárólag a légkör lokális meteorológiai viszonyaitól függ. Végeredményben tehát a referencia evapotranszspiráció egy olyan éghajlati paraméter (éghajlati index), amely a légkör párologtatóképességét fejezi ki és segítségével a különböző felszínek és növények párologtatása egy koefficiens közbeiktatásával meghatározható (Walter *et al.* 2004).

A növényi referencia felszín a FAO szakbizottsága által elfogadott definíció szerint: „A hipotetikus növényi felszínről feltételezzük, hogy 12 cm magas, 70 s/m rögzített felszín-ellenállású és a 0,23 albedójú.” Ez lényegében megfelel egy egyenletes magasságú fűfelszínnek, amely teljesen leárnyékolja a talajt és a vízellátása kedvező. E referencia felszín evapotranszspirációjának (ET_{ref}) meghatározására a Penman-Monteith módszert választották ki, mert ez egyértelműen meghatározható és minden régióra és éghajlat típusra alkalmazható (Allen *et al.* 1998).

ANYAG ÉS MÓDSZER

A referencia evapotranszspiráció számítására szolgáló standardizált formula a következő formában írható (Allen *et al.* 1998):

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

ahol ET_{ref} a referencia evapotranszspiráció (mm/nap)

Δ a hőmérséklet-telítési gőznyomás görbe meredeksége (kPa/°C)

R_n a növényi felszín sugárzási egyenlege (MJ/m²/nap)

G a talajba vezetett hőmennyiség (MJ/m²/nap)

γ a pszichrometrikus konstans (kPa/°C)

T_k a napi közepes léghőmérséklet 2 m magasságban (°C)

u_2 a szélesség 2 m magasságban (m/s)

e_s a telítési gőznyomás (kPa)

e_a a tényleges gőznyomás (kPa)

A Δ értékének meghatározása

A Δ érték meghatározására a következő formulát lehet használni:

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

A sugárzási egyenleg meghatározása

Az R_n érték a következőképpen határozható meg:

$$R_n = \alpha \cdot R_{gl} - R_{hs}$$

ahol R_n a sugárzási egyenleg (MJ/m²/nap)

α a referencia felszín albedója = 0,23

R_{gl} a globálsugárzás (MJ/m²/nap)

R_{hs} a hosszuhullámú (hőmérsékleti) kisugárzás

amennyiben a globálsugárzás mért adatai nem állnak rendelkezésre, a globálsugárzás a napfénytartam adatokból számítható a következő formában:

$$R_{gl} = \left(a + b \cdot \frac{h}{H} \right) \cdot R_{max}$$

ahol a és b empirikus konstansok. Hazai adatok alapján $a = 0,24$ és $b = 050$ (Varga-Haszonits, Tölgyesi 1990). A FAO által rendszeresített formulában $a = 025$ és $b = 050$ (Jensen et al. 1990; Allen et al. 1998). A h a tényleges napfénytartam és H pedig a potenciális napfénytartam (nappalhosszúság). Az R_{max} az extraterresztriális sugárzás, – amelyet az angolnyelvű irodalomban R_a -val jelölnek, – s amelyet ugyancsak Varga-Haszonits és Tölgyesi (1990) munkája alapján határoztunk meg.

A kisugárzás számításánál szükség van a teljesen derült nap melletti besugárzásra (R_{gld}), amely az előbbi formulából adódik, amikor $h = H$:

$$R_{gld} = \left(025 + 0,50 \cdot \frac{H}{H} \right) = 0,75 \cdot R_{max}$$

Meg kell még határozni a hosszúhullámú (hőmérsékleti) kisugárzást is, amelynek meghatározására a következő formula szolgál (Allen *et al.* 1998):

$$R_{hs} = \sigma \cdot (T_k + 273,16)^4 \cdot (0,34 - 0,14 \cdot \sqrt{e_a}) \cdot \left(1,35 \cdot \frac{R_{gl}}{R_{gld}} - 0,35 \right)$$

A talajba vezetett hőenergia meghatározása

A talajba vezetett hőenergia (G) a következő formulával számítható (Campbell, Norman 1998):

$$\frac{dG}{dz} = \rho_s c_s \frac{dT}{dt}$$

ahol ρ_s a talaj sűrűsége, c_s a talaj specifikus hője, a $\rho_s c_s$ pedig a talaj hőkapacitása.

Ennek a formulának a számítására számos komplex modellt dolgoztak ki. Mivel azonban a talajba vezetett hőenergia az R_n értékhez viszonyítva kicsi érték, különösen amikor a talajt növény borítja, a talajba vezetett hőenergia számítására Allen *et al.* (1998) egy egyszerű módszer javasolt, amely a következő formában írható le:

$$G = \rho_s c_s \frac{T_i - T_{i-1}}{\Delta t} \Delta z$$

ahol $\rho_s c_s$ a talaj hőkapacitása ($\text{MJ m}^{-2} \text{ nap}^{-1}$), T_i a léghőmérséklet ($^{\circ}\text{C}$) az i -edik időpontban és T_{i-1} ($^{\circ}\text{C}$) a léghőmérséklet az $i-1$ -edik időpontban, Δt az i -edik és $i-1$ -edik időpont közötti időtartam hossza (nap) és Δz a vizsgált talajmélység (m).

Mivel a referencia felszint úgy határozták meg, hogy az egyenletes magasságú növénytakaró (füttakaró) teljes mértékben borítja a talajt, a G értéke az R_n értékéhez képest nagyságrendileg elhanyagolható, vagyis

$$G_{nap} = 0$$

Hazai adatok alapján hasonló következtetésre jutott Bacsó (1959) és Antal (1961) is.

A talajba vezetett hőmennyiség értéke a napi léptékben történő számításnál nagyságrendileg elhanyagolható. Ugyanis mind a nappali időszakban a talajba áramló hőmennyiség, mind pedig az éjszakai órákban a talajból kiáramló hő a besugárzott energiamennyiséghez képest kicsi érték, s az ellenkező előjel miatt a rendelkezésre álló

teljes napi mennyiség pedig ugyancsak kis érték lesz, ezért nagyságrendileg elhanyagolható.

Tíznapos időszakra számított referencia evapotranszpiráció esetén a G értéke nagyságrendileg hasonlóképpen elhanyagolható, mint a napra történő számítás esetén (Allen *et al.* 1998).

Egyhónapos időszakra történő számítás esetén alkalmazhatjuk az előzőekben bemutatott egyszerű formulát, amely 1 méter mélységre ($\Delta z = 1$), $2,1 \text{ MJ m}^{-2}$ konstans hőkapacitással és 30 napos hónappal számolva és az utóbbi két konstans egymással elosztva ($2,1/30 = 0,07$) a következő formulát kapjuk:

$$G_{\text{hónap}} = 0,07 \cdot (T_{i,\text{hónap}} - T_{i-1\text{hónap}})$$

Az így kapott havi G érték is nagyságrendileg kicsi és el is hanyagolható. Hasonló következtetésre jutott Bacsó (1959) hazai energiamérleg vizsgálata során.

A γ értékének meghatározása

A γ érték meghatározására a következő összefüggés használható (Allen *et al.* 1998):

$$\gamma = \frac{c_p \cdot P}{\varepsilon \cdot \lambda} = 0,665 \cdot 10^{-3} \cdot P$$

ahol γ a pszichrometrikus konstans ($\text{kPa}/^\circ\text{C}$), a c_p az állandó nyomáson vett fajhő ($1,013 \cdot 10^{-3} \text{ MJ/kg}/^\circ\text{C}$), P a légnyomás (kPa), az ε a vízgőz/száraz levegő molekula súlyának aránya, értéke 0,622, a λ a párolgás látens hője 20°C -on, értéke = $2,45 \text{ MJ/kg}$.

A pszichrometrikus konstans értéke függ a tengerszint feletti magasságtól is. Hazánk területének 68 %-a alföldi jellegű, 70 és 150 m tengerszint feletti magassággal, dombvidékeink és középhegységeink 29,5 %-a 150 és 400 m közötti tengerszint feletti magasságban fekszik, az ország területének csupán 2,5 %-a helyezkedik el 400 m és 1000 m tengerszint feletti magasságok között. Ezért a γ értéke állomásonként meghatározható az 1. táblázat alapján.

1. táblázat: A pszichrometrikus konstans értéke különböző tengerszinten.

Table 1: Psychrometric constant (γ) for different altitudes.

Tengerszint feletti magasság	Pszichrometrikus konstans
0	0,067
100	0,067
200	0,066
300	0,065
400	0,064
500	0,064
600	0,063
700	0,062
800	0,061
900	0,061
1000	0,060

A táblázat alapján hazánkban a $\gamma = 0,066$ vagy $\gamma = 0,067$ érték általános használatával nem követünk el számottevő hibát, mert a meteorológiai állomások zöme 70 és 300 méter tengerszint feletti magasságban helyezkedik el.

A gőznyomás értékek meghatározása

A telítési gőznyomás meghatározása a középhőmérsékletre épül:

$$e_s = 0,6108 \cdot \exp\left(\frac{17,27 \cdot T_k}{T_k + 237,3}\right)$$

Ismerve a telítési gőznyomás értékét a tényleges gőznyomás legegyszerűbben a mért relatív nedvesség értékéből határozhatjuk meg, ugyanis

$$RH = 100 \cdot \frac{e_a}{e_s}$$

ebből e_a számítható:

$$e_a = \frac{RH}{100} \cdot e_s$$

Az e_a értéke meghatározható még a harmatpont hőmérséklet segítségével is:

$$e_a = 0,6108 \cdot \exp\left(\frac{17,27 \cdot T_{hp}}{T_{hp} + 237,3}\right)$$

ahol T_{hp} (°C) a harmatpont hőmérséklet.

A szélesebbesség 2 m magasságban

A szélesebbességet a meteorológiai állomásokon különböző magasságokban mérik. A leggyakoribb mérési magasság a 10 m. Ezért a különböző magasságokban kapott értékeket át kell számítani 2 m magasságra, ahol a többi meteorológiai elemet is mérik. Erre a következő formulát használhatjuk:

$$u_2 = u_z \cdot \frac{4,87}{\ln(67,8 \cdot z - 5,42)} \quad (2)$$

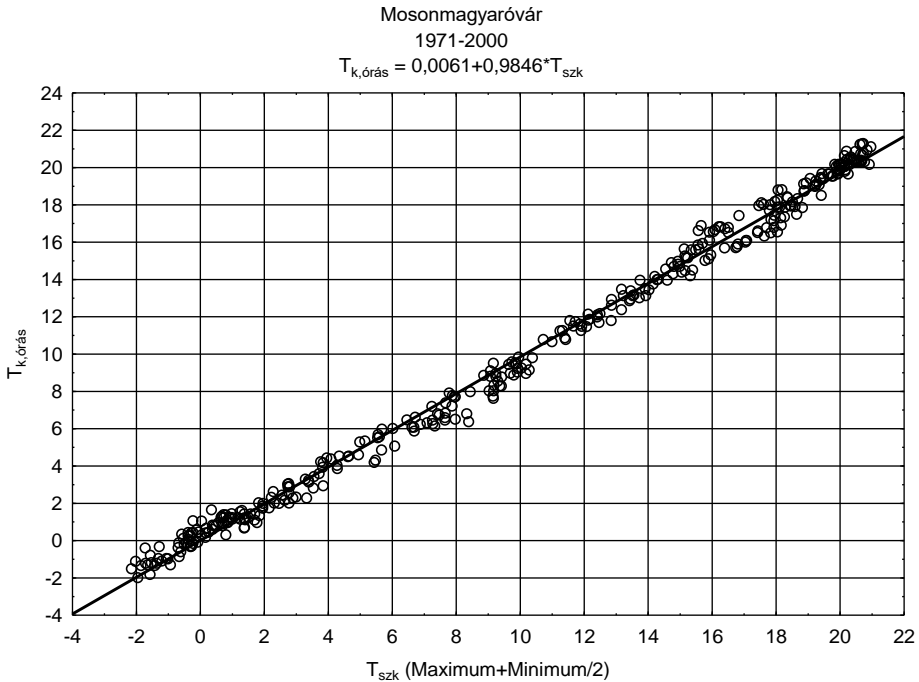
ahol u_2 a szélesebbesség 2 méterben (m/s), u_z a szélesebbesség az állomás mérési magasságában és a szélmérő talajfelszín feletti magassága.

A hőmérsékleti középérték

Az éghajlati hatást alapvetően a napsugárzás rendelkezésre álló energiája, a hőmérséklet, a légnedvesség és a szél jelenti. Meg kell jegyezni, hogy a párolgásra jelentős hatást gyakorló hőmérséklet napi középértékét, a meteorológiai megfigyelések kezdete óta különböző óras időszakokból (volt 7-14-21 órás középérték, jelenleg van 01-7-13-19 órás és 24 órás középérték) számították ki. Ezért, hogy a hőmérséklet napi középértékét minden időszakra azonos módon tudjuk meghatározni standard értéként, a meteorológiai megfigyelő-állomásokon mindenütt mért maximum (T_{max}) és minimum (T_{min}) értékekből számított középértéket (T_k) alkalmaztuk a számításokban:

$$T_k = \frac{T_{max} + T_{min}}{2}$$

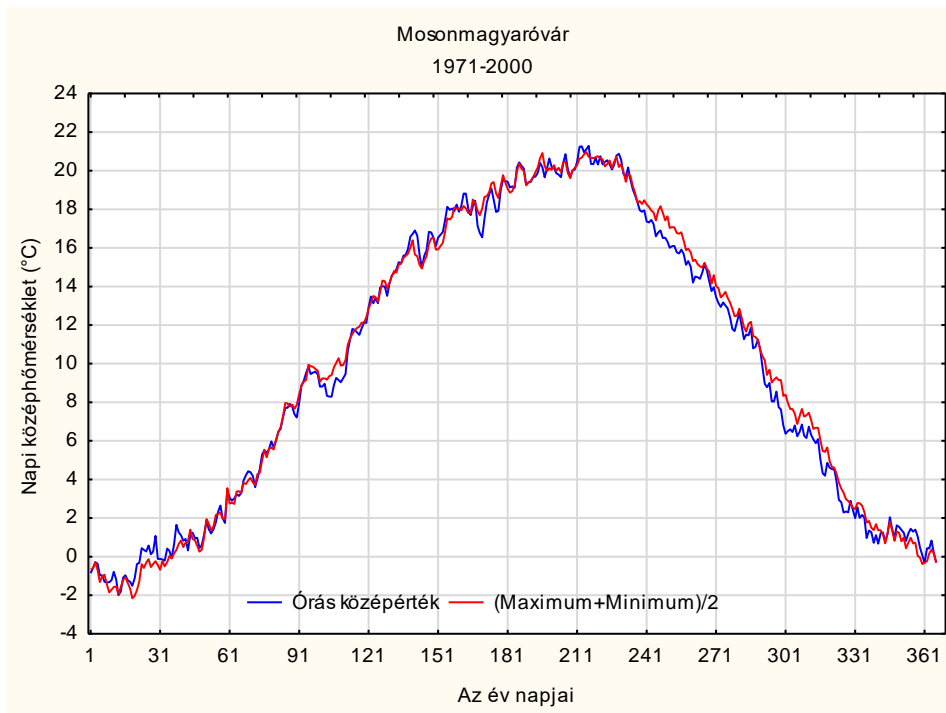
Ezzel a különböző óras időszakok átlagértékei miatti változások sem okoznak eltérést ugyanazon időszakokra vonatkozó párolgási értékekben. Az 50 évi (1951-2000) közötti óras és a szélsőértékekből számított középértékek közötti kapcsolatot mosonmagyaróvári adatok alapján az 1. ábrában láthatjuk. Ugyanezen időszak mosonmagyaróvári adataiból az óras és szélsőértékekből képzett középértékek évi menetét pedig a 2. ábrában mutatjuk be.



I. ábra: Összefüggés az órás és szélsőértékekből számított középértékek között
Figure 1: Relationship between the average of hourly temperature measurements and the mean of daily maximum and minimum temperatures.

A szélmérések ugyancsak különböző magasságokban történnek, leggyakrabban 10 méter magasságban. Agrometeorológiai szempontból azonban célszerű a standard (2 méter) mérési magasságban mért szélsőértékekkel számolni. Ezért a szélsőértékek különböző magasságokban mért értékeit a 2 méter magasságra kell átszámítani a (2) formulával.

Hazánkban a FAO-PM módszert Rácz *et al.* (2013) debreceni adatokon összehasonlító vizsgálatban etalonként alkalmazta. Varga-Haszonits *et al.* (2015) pedig mosonmagyaróvári adatokon végzett összehasonlító vizsgálatok alapján úgy találta, hogy a módszer A-kád adatokkal összehasonlítva is jól alkalmazható eredményeket ad.



2. ábra: Az órás és szélsőértékekből képzett középértékek évi menete.

Figure 2: Annual course of the average of hourly temperature measurements and the mean of daily maximum and minimum temperatures

A FAO-PM FORMULA ÉRTÉKELÉSE HAZAI ADATOKON

A FAO-PM módszer verifikálása liziméterrel mért adatokon

A FAO-PM módszer etalonként használható a referencia evapotranszpiráció számítására, mint alapvető éghajlati hatás, amelyet egy viszonylag jól meghatározható növénytakaró, mint referencia felszín alapján határozzunk meg. Célszerű azonban ezt az értéket is mért adatokkal összehasonlítani. Bár a különböző mérési módszerek is számos hibát tartalmaznak (Rana, Katerji 2015), közülük mégis a liziméterrel mért értékek tekinthetők a legmegbízhatóbbnak, ezért elsősorban a mérleges liziméterrel mért értékeket használják az összehasonlításhoz. Hazánkban azonban kompenzációs liziméterrel végzett mérések állnak csak rendelkezésre, így Antal (1968) Szarvason kompenzációs liziméterrel fűfelszínre vonatkozóan mért havi adatai alapján végeztük az összehasonlítást. Megvizsgáltuk azonban azt is, hogy másik két természetes felszínről: a vízfelszínről és a csupasz talajfelszínről történő párolgással milyen szoros a kapcsolata. Az eredményt az 2. táblázat mutatja.

2. táblázat: Összefüggés a FAO-PM módszerrel számított referencia evapotranspiráció és három természetes felszín kompenzációs liziméterrel mért párolgatása között

Table 2. Relationship between the values of FAO PM ET and values measured by compensatory lysimeters in different surface.

Felszín	Összefüggés	Determinációs együttható
Vízfelszín	$0,83 \cdot x - 0,98$	$r^2 = 0,99$
Csupasz talajfelszín	$1,12 \cdot x - 28,54$	$r^2 = 0,92$
Fűfelszín	$1,05 \cdot x - 14,77$	$r^2 = 0,91$

A bemutatott képletekkel meghatározott hibaértékeket a 3. táblázat tartalmazza.

3. táblázat: A FAO-PM módszerrel számított értékek összehasonlítása a különböző felszínek kompenzációs liziméterrel mért értékeivel. Szarvas (1965. április-szeptember)

Table 3: Comparison of values calculated by FAO PM method and data measured by lysimeter in Szarvas (April-September 1965).

Hiba	Vízfelszín	Csupasz talajfelszín	Fűfelszín
Átlagos hiba	-19,2	-14,0	-8,8
Százalékos hiba	17 %	13 %	8 %

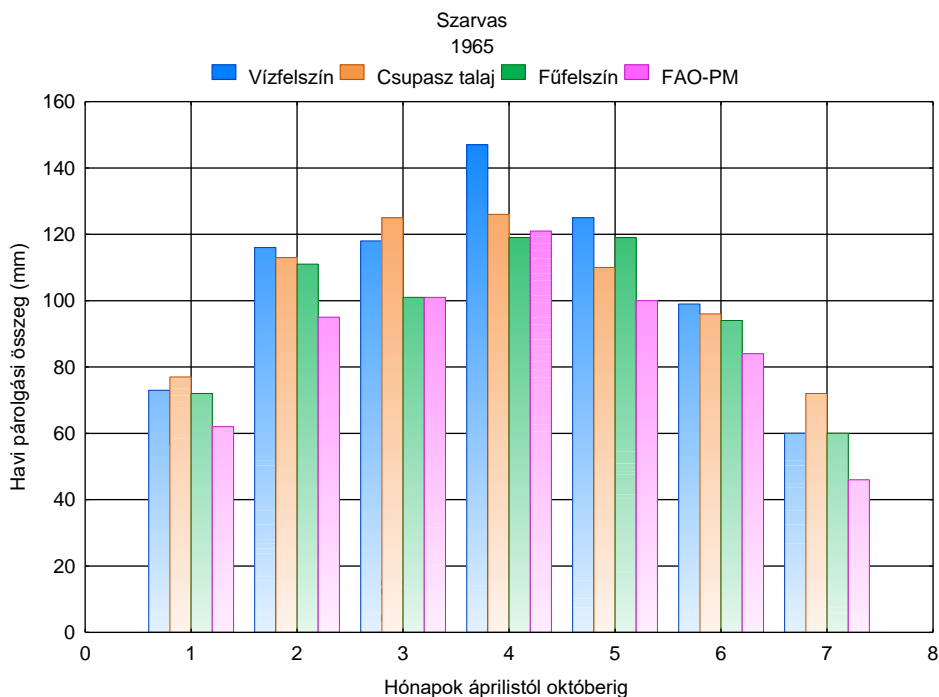
A 3. táblázatból láthatjuk, hogy a FAO-PM módszer a kompenzációs liziméterrel mért természetes felszínekről történő párolgáshoz képest alacsonyabb értékeket mutat. Érdekes módon a legszorosabb kapcsolatot mutató vízfelszinnél a legnagyobb a meghatározás hibája (17%), míg a leggyengébb korrelációval rendelkező fűfelszinnél a legkisebb (8%).

Ha a Szarvason az Antal (1966; 1968) által április és október között mért havi adatokat és ugyanezen hónapokra a FAO-PM módszerrel számított adatokat összehasonlítjuk (3.ábra), akkor nyilvánvalóvá válik, hogy párhuzamosan változnak és bizonyos arányeltolódással mutatják az évi menetet. Ez lehetővé teszi, hogy a FAO-PM módszerrel meghatározott referencia evapotranspirációt a párolgásra gyakorolt éghajlati hatás meghatározása szempontjából etalonnak tekintsük, s ezt, mint éghajlati indexet alapul véve egy arányossági együttható segítségével meghatározhatjuk a természetes felszínek párolgását is.

A meghatározás a következő összefüggés alapján történhet:

$$ET_{ref} = k \cdot ET_x \quad (3)$$

ahol ET_{ref} a referencia evapotranspiráció, k egy arányossági tényező és ET_x valamelyik természetes felszínről történő párolgás



3. ábra: A különböző felszínekről liziméterrel mért párolgás és a FAO-PM módszerrel számított referencia evapotranspiráció havi értékei.

Figure 3: Monthly values measured by compensatory lysimeters in different surfaces and monthly values calculated by FAO PM method.

A referencia evapotranspiráció verifikálása A-kád adatokon

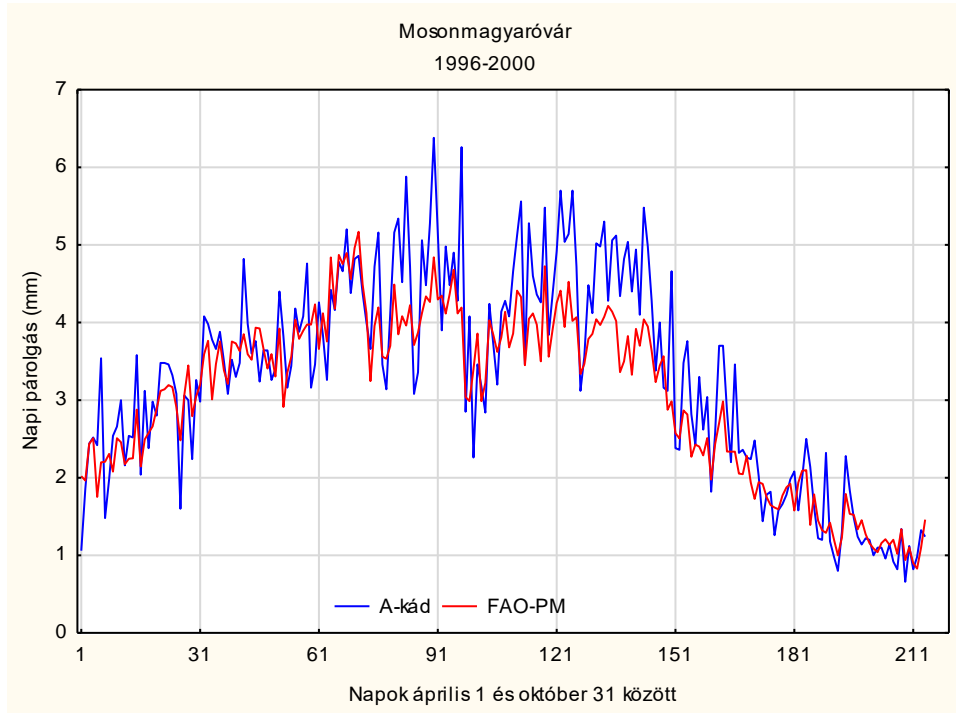
Mosonmagyaróváron az A-kád mérések esetében az 1996-2000 közötti 5 év adatait használtuk fel a mért A-kád értékek és a számított FAO-PM értékek összehasonlítására. A két adatsor közötti összefüggés lineáris regressziós módszerrel határoztuk meg:

$$ET_{A-kád} = 0,7596 * ET_{FAO-PM} + 0,5606 \quad (4)$$

Az összefüggés determinációs együtthatója: $r^2 = 0,8417$. Az A-kád párologtatásának tenyészidőszak alatti összege: 708,6 mm, a FAO-PM módszerrel számított evapotranspiráció tenyészidőszak alatti összege: 664,7 mm. A két összeg közötti különbség: 44 mm.

Az 1. táblázatból is azt láthattuk, hogy a természetes felszínek közül a vízfelszínről történő párolgás nagyon szoros kapcsolatot mutat a FAO-PM módszerrel meghatározott

referencia evapotranspirációval, ezért az evaporáció évi menetének alakulását is bemutatjuk a FAO-PM és az A-kád mosonmagyaróvári napi adatai alapján (4.ábra).



4. ábra: A FAO-PM által meghatározott referencia evapotranspiráció és az A-kádból történő párolgás napimenete az április és október közötti időszakban.

Figure 4: Annual course of daily evapotranspiration calculated by FAO PM ET and measured by A-pan during April-October period.

Láthatjuk a 4. ábrából, hogy a párolgás napi adatok alapján meghatározott évi menete ugyanazt az időbeli menetet mutatja, mint amit a havi adatok alapján tapasztaltunk. A különbség abban mutatkozik, hogy a júniusi csapadékmaximum idejének hűvösebb és nedvesebb időszaka miatti párolgáscsökkenést a napi adatok erősebben mutatják, az évi változást kísérő napi ingadozások erősen mutatkoznak.

Látható azonban az is, hogy a FAO-PM módszerrel meghatározott evapotranspiráció és az A-kádból történő párolgás szoros, párhuzamos változást mutat. Ezt a jelenséget ezért is kell hangsúlyozni, mert az adatok öt éves időszak átlagai.

A bemutatott eredmények alapján megállapíthatjuk, hogy a FAO-PM módszer alkalmazása hazánkban is lehetőséget ad arra, hogy a módszert etalonnak tekintsük és a

(3) egyenlet felhasználásával a FAO-PM értékeihez viszonyítva a különböző felszínekre vonatkozó arányossági tényezőket meghatározzuk és ez lehetőséget ad arra, hogy a természetes felszín párolgotatását is meghatározzuk a FAO-PM értékeiből.

A kapcsolat szorosságának vizsgálata mellett célszerű meghatározni a számítás pontosságát. Erre a célra kétféle vizsgálatot végzünk. Egyrészt meghatározzuk az átlagos tényleges hibát, amely jellemző a hiba nagyságára. Másrészt számítjuk a százalékos hibát is, amely a párolgás tényleges értékeinek arányában mutatja a meghatározás hibáját.

1. Az átlagos hiba MBE (Mean Bias Error) meghatározása A FAO-PM és az A-kád értékek összehasonlítása esetén a tenyészidőszak 214 napjára (április 1-október 31) vonatkozóan :

$$MBE = \frac{\sum ET_{FAO-PM} - ET_{A-kád}}{n} = \frac{664,7 - 708,6}{214} = \frac{-44,6}{214} = -0,2$$

A FAO-PM tehát átlagosan 0,2 mm-rel kisebb értéket mutat, mint az A-kád.

2. A százalékos hiba PE (Percent Error) meghatározása:

$$PE = \left(\frac{ET_{FAO-PM} - ET_{LIZ}}{ET_{LIZ}} \right) \cdot 100 = \frac{664,7 - 708,6}{708,6} \cdot 100 = -6 \%$$

A FAO-PM tenyészidőszak alatti összege ennek megfelelően 6 %-kal kisebb, mint az A-kád által elpárologtatott összeg.

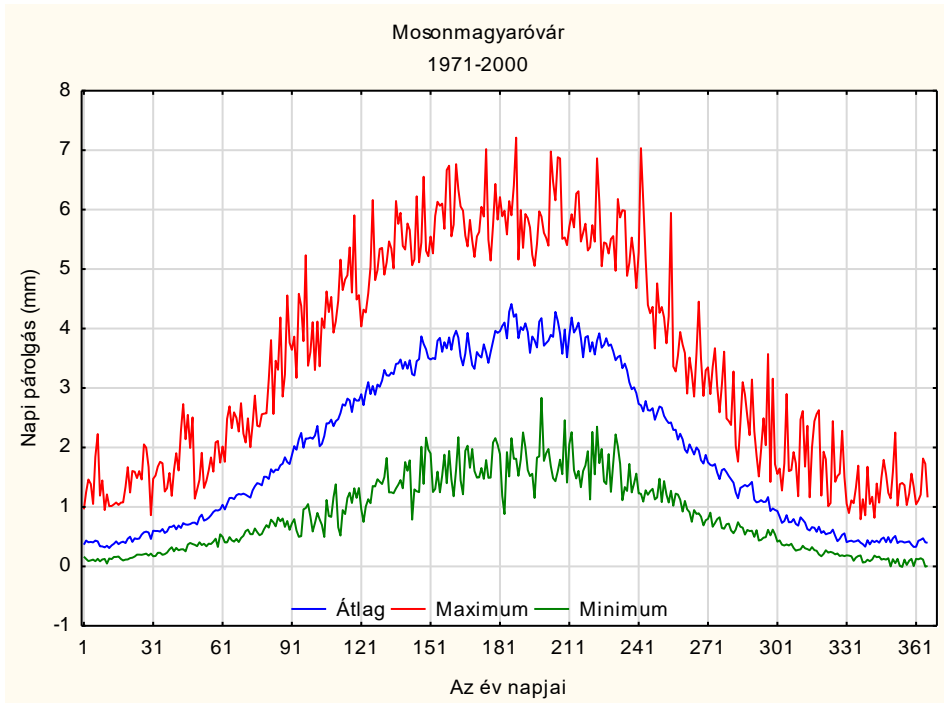
Megvizsgáltuk az 1996 és 2000 közötti időszakban azt is, hogy a két párolgási adatsor évi menete hogyan illeszkedik egymáshoz (5. ábra). Láthatjuk, hogy a szoros összefüggés azt mutatja, hogy a két adatsor párhuzamosan változik, a melegebb időszakokban azonban az A-kád párolgása meghaladja a FAO-PM referencia evapotranszpiráció értékét.

A referencia evapotranszpiráció évi menete

A referencia evapotranszpiráció lényegében az éghajlat párolgotatásra gyakorolt hatását mutatja. Mivel az éghajlati elemek az év folyamán folyamatosan változnak, a referencia evapotranszpiráció értékei is ennek megfelelően változnak. Ha meghatározzuk az 1971 és 2000 közötti 30 év legmagasabb értékeit, átlagértékeit és legalacsonyabb értékeit Mosonmagyaróvár adatain, akkor az 5. ábra szerinti évi eloszlást látjuk.

Az 5. ábrán azt látjuk, hogy a referencia evapotranszpiráció értékei a sugárzás és a hőmérséklet értékeihez hasonlóan a hideg időszakban mutatják a legkisebb értékeket és a

legkisebb ingadozást, ami november eleje és február vége között mindössze 1-2 mm. Tavasszal az ingadozás mértéke 2 mm és 5 mm közötti, a nyári időszakban pedig 5 mm feletti. Az őszi hónapokban ismét lecsökken az ingadozás napi 2 mm és 5 mm közé, majd ismét eléri a hideg időszak hónapjait, ahol a legkisebb. Látható továbbá, hogy a napi párolgási értékek maximumai ingadoznak a legjelentősebb mértékben. Május eleje és augusztus vége között pedig a párolgás maximumai napi 5 és 7 mm között változnak.



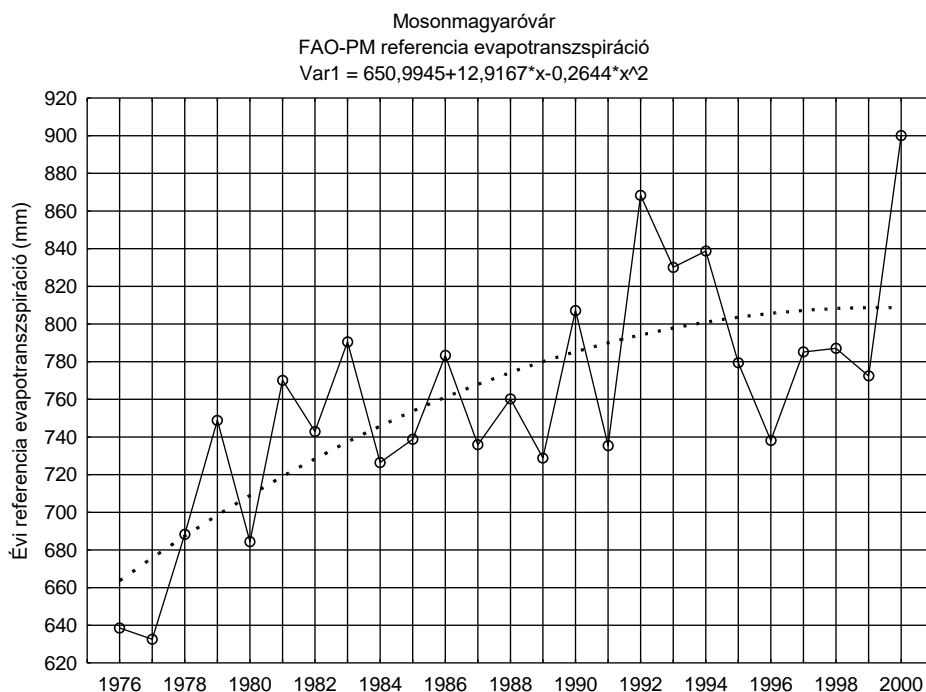
5. ábra: A FAO PM ET maximum értékeinek, középértékeinek és minimum értékeinek évi menete.

Figure 5: Annual course of maximum temperature, mean temperature and minimum temperature.

A referencia evapotranspiráció évek közötti változása

A referencia evapotranspiráció évek közötti változásait Mosonmagyaróvár 1971-2000 közötti 30 évi időszora alapján a 6. ábra mutatja. Látható a 6. ábrán, hogy 1970 után az evapotranspiráció évi mennyisége fokozatosan növekszik. A növekedés mértéke az 1990-es évekre megközelíti az évi 200 mm-t.

Az evapotranspiráció a csapadék mellett a talaj vízháztartásának egyik legváltózekonyabb összetevője, ami a növény vízellátottsága, vízigénye, az öntözővíz szükséglet meghatározása és a terméshozamra gyakorolt hatása szempontjából kiemelt fontosságú tényező. Ezért ennek ismerete és figyelemmel kísérése nemcsak hidrológiai szempontból, hanem a növénytermelés szempontjából is alapvető fontosságú.



6. ábra: A referencia evapotranspiráció évenkénti változása.

Figure 6: Changes of reference evapotranspiration from year to year.

A referencia evapotranspiráció területi eloszlása

Hazánk területén 14 meteorológiai állomásra határoztuk meg a referencia evapotranspiráció értékeit. Az 1976 és 2000 közötti 25 éves időszakra vonatkozóan kapott havi összegeket a 4. táblázatban mutatjuk be.

4. táblázat: A referencia evapotranspiráció havi és évi átlagai (1976-2000).

Table 4: Monthly and annual amounts of reference evapotranspiration.

Állomás	1	2	3	4	5	6	7	8	9	10	11	12	Év
Békéscsaba	11	20	47	77	111	123	135	119	78	45	18	11	796
Bp. Pestszentlőrinc	14	22	50	81	113	127	141	123	78	44	19	13	824
Debrecen	10	18	44	73	107	119	129	114	71	40	16	10	752
Győr	14	21	47	76	107	118	128	111	69	41	18	13	764
Kecskemét	14	21	48	78	110	127	138	119	75	43	18	12	802
Miskolc	10	17	43	71	102	112	121	107	66	35	14	8	708
Mosonmagyaróvár	14	21	44	74	105	115	127	111	67	39	18	13	748
Nyíregyháza	10	17	42	71	102	113	121	105	65	37	16	9	708
Pápa	12	18	38	61	90	100	109	94	59	34	16	11	641
Pécs	16	25	53	80	111	123	138	122	78	47	20	15	827
Szeged	14	22	50	80	114	125	139	122	79	50	21	13	827
Szolnok	11	20	46	76	109	123	136	118	74	42	17	10	782
Szombathely	13	22	46	74	100	110	124	109	67	38	18	12	733
Zalaegerszeg	11	21	46	74	105	115	126	109	67	36	16	10	735
Átlag	12	20	46	75	106	118	129	113	71	41	18	11	761
Maximum	16	25	53	81	114	127	141	123	79	50	21	15	827
Minimum	10	17	38	61	90	100	109	94	59	34	14	8	641
Területi ingás	6	8	15	20	24	27	32	29	20	16	7	7	186

A 4. táblázat adataiból látható, hogy hazánk területének középső és déli részén a legnagyobb az évi referencia evapotranspiráció. Az ország északnyugati és nyugati területein, valamint északi és északkeleti területein pedig kisebb évi mennyiségek a jellemzőek. Az évi párolgási összegek ennek megfelelően 641 mm és 847 mm között változnak. A két érték közötti különbség megközelíti a 200 mm évi összeget. Ez a térbeli különbséget gyakorlati szempontból, vagyis elsősorban a növények vízellátottsága és vízfogyasztása, valamint öntözővízszükséglete szempontjából célszerű figyelembe venni.

A havi párolgási összegekből látható, hogy a december hónapban legkisebbek a párolgási összegek, bár a decemberi és januári összegek között mindössze 1-2 mm -es eltérés tapasztalható. Februártól a havi párolgási összegek fokozatosan emelkednek egészen júliusig, amikor a havi párolgási összegek elérik a maximumot. Látható azonban, hogy a havi párolgási összegek május, június, július és augusztus hónapokban

meghaladják a 100 mm-t. Szeptembertől azután fokozatos csökkenés tapasztalható egészen a decemberi minimumig.

A havi párolgási összegek növekedésével és csökkenésével párhuzamosan növekednek és csökkennek a területi ingás értékei. A minimumok idején mindössze 6-8 mm-es ingás fordul elő, ami az április és szeptember közötti magasabb párolgású időszakban 20-35 mm közötti értékre emelkedik.

A havi adatok tehát a referencia evapotranszpiráció területi eloszlásának a jellegzetességét inkább csak az április-október időszakban mutatják. A november-március időszakban a középső és a keleti, valamint a nyugati országrészek közötti különbségek lecsökkennek.

Hazánkban tehát mind időben mind pedig térben mutatkoznak észrevehető különbségek az éghajlati tényezők által befolyásolt párolgási összegekben, amelyeket célszerű figyelembe venni.

AZ EREDMÉNYEK ÉRTÉKELÉSE, KÖVETKEZTETÉSEK

A nemzetközileg meghatározott és széleskörűen elfogadott FAO-PM referencia evapotranszpiráció alkalmas arra, hogy a párolgásra gyakorolt éghajlati hatás kifejezője legyen, amelyhez kapcsolódva a természeti felszínekről történő párolgás egy együttható segítségével megoldható.

A FAO Penman-Monteith formula ezért etalonként is alkalmazható, azaz más formulák verifikálására is használható.

A formula előnye, hogy

- 1) mindenütt azonos tulajdonságokkal rendelkező hipotetikus felszínre lett kidolgozva, ezért kizárólag az adott éghajlati viszonyoktól függ.
- 2) Nem teszi szükségessé a meglehetősen költséges párolgásmérő berendezések (pl. liziméterek) beszerzését, amelyek csak szakképzett személyzettel működtethetők.
- 3) Ezenkívül a különböző felszínek párolgásának mérésére szolgáló berendezéseknek az adott területen való elhelyezése miatt fellépő változások növelhetik a mérési hibát.

A formula hátránya, hogy

- 1) adatigénye jelentős és a meteorológiai mérőállomások egy részén nem mérik a sugárzást, a szelet és a vízgőznyomást.
- 2) A hiányzó vagy hibás adatokat vagy az adott helyen mért más elemek adataiból kell számítani vagy a FAO Penman-Monteith formulára kalibrált lokális formulát kell kidolgozni.

Összefoglalva azt mondhatjuk, hogy a FAO Penman-Monteith formula jelentős előrelépés volt a párolgási formulák kidolgozásában, s pontossága elsősorban a meteorológiai állomásokon alkalmazott műszerek mérési pontosságától függ.

A módszer, amint e munkában is bemutattuk magyarországi adatokon jó eredményeket ad.

DETERMINATION OF REFERENCE EVAPOTRANSPIRATION BY USING FAO PENMAN-MONTEITH EQUATION

ZOLTÁN VARGA-HASZONITS¹ – ZSUZSA LANTOS² – OTÍLIA VÁMOS¹ – ÉVA
SZALKA¹ – RENÁTÓ KALOCSAI¹ – TAMÁS SZAKÁL¹

¹Széchenyi University, Faculty of Agricultural and Food Sciences, Mosonmagyaróvár

²University of Miskolc, Institute of Mathematics, Miskolc

SUMMARY

Evaporation from a hypothetic reference surface is determined as reference evapotranspiration. The hypothetic reference surface is the same under different climates. Therefore, the evaporation from a hypothetic reference surface calculated by a standardized method shows the effect of climatic condition in a given place. An international comitee proposed the physically based Penman-Monteith method as standard method for calculating evapotranspiration. The calculation of reference evapotranspiration using this process became widespread accepted.

This is the reason why we determined reference evapotranspiration for two places in our country to compare measured lysimeter data in Szarvas and measured A-pan data in Mosonmagyaróvár to the values of FAO Penman-Monteith equation. The connection of values of FAO Penman-Monteith method with measured lysimeter data as well as with measured A-pan data was very close. The error between measured evapotranspiration data of grass surface and evapotranspiration data of Penman-Monteith equation was smaller

than 10 percent. Spatial distribution in our country indicates that annual amounts of evapotranspiration are the highest in the central and southern part of country and are the smallest in northern regions.

Keywords: reference surface, reference evapotranspiration, mean temperature, verification.

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.G., - Pereira, L.S., - Raes, D. - Smith, M. (1998): Crop evapotranspiration. Guidelines for computing crop water requirements. In: *FAO Irrigation and Drainage Paper* No. 56. Rome, FAO. 300 oldal.

Antal E. (1961): Energiaháztartás-mérések a Tihany félszigeten. *Időjárás*, 65: 40-46.

Antal E. (1966): Egyes növényállományok potenciális evapotranszpirációja. *Öntözéses Gazdálkodás*. Vol.1, No.1. 69-86. oldal.

Antal E. (1968): Az öntözés előrejelzése meteorológiai adatok alapján. Kandidátusi értekezés. Budapest. 165 oldal.

Bacsó N. (1959): Magyarország éghajlata. Akadémiai Kiadó, Budapest. 302 oldal.

Rácz Cs., - Nagy J., - Dobos A., - Cs. (2013): Comparison of Several Methods for Calculation of Reference Evapotranspiration. *Acta Silv. Lign. Hung.* Vol. 9: 9-24. oldal.

Smajstrla, A.G., - F.S. Zuzueta., - G.M. Schmidt (1987): Sensitivity of Potential Evapotranspiration to Four Climatic variables in Florida. *Soil of Crop Science Society of Florida*. Vol. 46: 21-26. oldal.

Varga-Haszonits Z., - Tölgyesi L. (1990): A globálsugárzás és a fotoszintetikusan aktív sugárzás számítása rövid időszakra. Beszámolók az 1986-ban végzett tudományos kutatásokról. OMSz, Budapest, 109-132. oldal.

Varga-Haszonits Z., - Tar K., - Lantos Zs., - Varga Z. (2015): Párolgási formulák összehasonlítása a mosonmagyaróvári meteorológiai állomás adatai alapján. Növénytermelés, No. 3: 77-96. oldal.

Walter, I.A., - R.G. Allen., - R. Elliott., - D Intenfishu., - P Brown., - M.E. Jensen., - B. Mecham., - T.A. Howell., - R Snyder., - S. Eching., - T. Spofford., - M. Hattendorf., - D. Martin., - R.H. Cuenca., - J.L. Wright (2004): The ASCE standardized reference evapotranspiration equation. Irrigation Association.

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