

## Egy termodinamikai alapú, rugalmas, minimális adatigényű területi párolgásbecslő módszer bemutatása a hazai vízgazdálkodás számára

Szilágyi József

Budapesti Műszaki és Gazdaságtudományi Egyetem, Vízépítési és Vízgazdálkodási Tanszék, Víz tudományi és Vízbiztonsági Nemzeti Laboratórium, 1111 Budapest, Műegyetem rkp. 3. (e-mail: szilagyi.jozsef@emk.bme.hu)

DOI:10.59258/hk.13171



### Kivonat

A szerző a területi párolgás komplementáris összefüggésén alapuló becslési módszerek szakértője. Az itt, magyar nyelven először ismertetett termodinamikai alapú, rugalmas, minimális adatigényű (lég hőmérséklet, légnedvesség, szélesebbesség, sugárzási egyenleg) becslési eljárás huszonkét év kutatási munkájának eredménye. A módszer előnye, hogy mindössze két, könnyen kalibrálható paramétert tartalmaz (és ebben a formában bonyolult és jelentős adatigényű párolgásbecslő módszereket is maga mögé utasít pontosságban), de használható kalibrációmentes verzióban is. Az egyetlen hasonló kalibrációmentes területi párolgásbecslő módszert (a Morton-féle WREVAP programot) szinte minden teljesítménymutatóban fölényesen előzi. A módszer megbízható és rugalmas becslési opciót kínál a klímaváltozást is figyelembe veendő vízgyűjtő szintű vízgazdálkodás megtámogatásához.

### Kulcsszavak

Területi párolgás, vízgyűjtő szintű vízgazdálkodás, klímaváltozás.

## A thermodynamics-based versatile evapotranspiration estimation method of minimum data requirement for water resources investigations in Hungary

### Abstract

The author is an expert of the complementary relationship of evaporation. The thermodynamics-based versatile evapotranspiration estimation method of minimum data requirement (air temperature, humidity, wind speed, net radiation), presented in Hungarian for the first time is the pinnacle of twenty-two years of his research. The advantage of the method is that it contains only two easy-to-calibrate parameters (while outperforming complex methods of large data requirement) but can be employed in a calibration-free mode as well. This latter version again substantially outperforms the only other available such method (i.e., Morton's WREVAP code) in almost every performance measure possible. All in all, it is a reliable and versatile evapotranspiration estimation approach that naturally lends itself for supporting catchment-level water management/allocation plans.

### Keywords

Evapotranspiration, catchment-level water management, climate change.

## BEVEZETÉS

Hatékony vízgyűjtő-gazdálkodás nem valósulhat meg pontos vízmérleg készítése nélkül. Ideális esetben a vízgyűjtő többéves vízmérlege a csapadék ( $P$ ), lefolyás ( $Q$ ), párolgás ( $E$ ) és a vízgyűjtőn tárolt vízmennyiség megváltozásából ( $\Delta S$ ) áll:

$$P - Q - E = \Delta S \quad (1)$$

Az oly sokszor emlegetett klímaváltozás tükrében a múlt nem határozza meg a jövőt, azaz a múltra számított sokéves mérlegek pontatlanok lehetnek a jövőre vonatkozólag a változó klíma miatt. A múltra a vízgyűjtő párolgása – ami magában foglalja a növényzet párologtatását a csapadék felszín (legyen az talaj, mesterséges burkolat vagy szabad vízfelszín stb.) párolgásával egyetemben – a csapadék ( $P$ ) és lefolyás ( $Q$ ) egyszerű különbszeteként megkapható, amennyiben  $\Delta S$  elhanyagolható. A jövőre nézve ez nem tehető meg, hiszen  $Q$  nem ismert, mivel az a csapadék és párolgás együttes függvénye. Tehát a változó jövőre csak a párolgás ismeretében készíthetünk vízmérlegeket. A lefolyás adja azt a megújuló vízmennyiséget amivel fenntarthatóan gazdálkodni lehet, anélkül, hogy a tárolt készleteket hosszú távon megcsapolnánk.

A területi párolgás becslése nem egyszerű kérdés, hiszen azt a talaj időben változó nedvességén kívül a növényzet aktív szerepe is befolyásolja a levélen elhelyezkedő gázcseré nyílások nyitása/zárása révén. Egy olyan területi párolgásbecslő eljárás, amely csak meteorológiai adatokra támaszkodik és nem igényel csapadék-információt, talajnedvesség állapotot, illetve növényjellemzőket, a vízgazdálkodási tervezés szempontjából mindenképp előnyben részesítendő.

Az itt bemutatott, a párolgás úgynevezett komplementáris összefüggésén (KÖ) alapuló becslési módszer a szerző több mint két évtizednyi, döntően angol nyelven közölt kutatómunkájának az eredménye. Jelen tanulmány célja, hogy a módszert tömören, gyakorlati alkalmazásokra készen mutassa be a hazai vízépítőmérnöki gyakorlat számára.

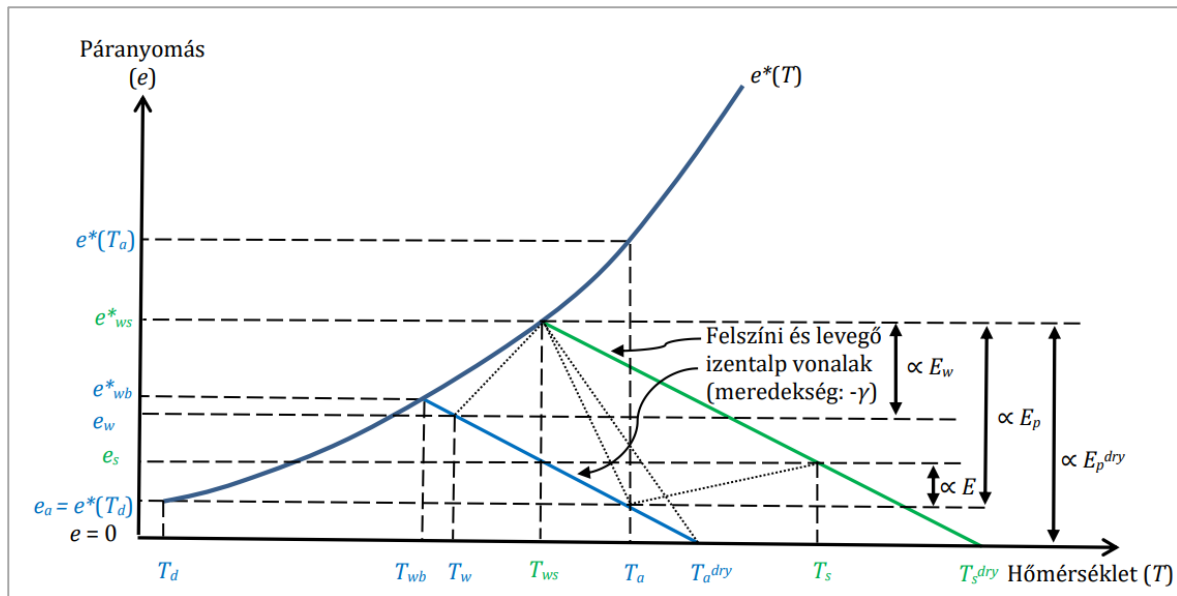
### A TERÜLETI PÁROLGÁSBECSLŐ MÓDSZER RÖVID ISMERTETÉSE

A párolgás komplementáris összefüggését először *Bouchet* (1963) írta le. Megfigyelte, hogy egy növényzettel borított, regionális kiterjedésű (1 km<sup>2</sup> feletti) terület aktuális (napi, heti, havi, illetve évi átlagban) párolgása ( $E$ ) és egy szántóföldnyi kiterjedésű nedves felszín (pl. egy bőségesen öntözött növényparcella, vagy egy vízzel bőven ellátott mo-

csaras terület) úgynevezett potenciális párolgása ( $E_p$ ) között inverz (komplementáris) kapcsolat áll fenn: amikor  $E$  csökken, akkor  $E_p$  nő és fordítva, amikor  $E_p$  csökken, akkor  $E$  növekszik. Az összefüggés termodinamikai alapú számszaki megfogalmazására azonban több mint fél évszázadot kellett várni.

A terület nedvesedése/kiszáradása során a nedves felszín, illetve a közeli levegő (pl. két méteres magasságban) hőmérséklete, valamint nedvességtartalma között egy közel lineáris kapcsolat áll fenn ideális körülmények kö-

zött. Ez utóbbi egy adiabatikus folyamatot jelent izobárikus (konstans légköri nyomáson) feltétellel. Az adiabatikus kitétel azt jelenti, hogy a rendszer – ami itt a felszín és a közeli légoszlop – és környezete közötti nettó hőcsere nulla, azaz a felszínen rendelkezésre álló, egy adott időlépcsőben (egy nap vagy hosszabb) állandónak vett  $R_n$  energia szenzibilis ( $H$ ) és látens hőáramok ( $E$  W/m<sup>2</sup>-ben kifejezve) összegeként távozik a légoszlop tetején. Az adiabatikus és egyben izobárikus változásokat a termodinamikában izentalpikus folyamatnak hívják. Az 1. ábra sematikusan mutatja a felszíni és levegő izentalpokat.



1. ábra. Telítési párányomás ( $e^*$ ) görbe, valamint a KÖ-t megalapozó levegő (kék) és felszíni (zöld) izentalp vonalak (Monteith 1981, Qualls és Crago 2020, Crago és Qualls 2021, Szilágyi 2021)

Megjegyzés: A pontozott szakaszok függőleges és vízszintes vetületei arányosak ( $\propto$ ) a különböző látens ( $E \leq E_w \leq E_p \leq E_p^{dry}$ ) és szenzibilis ( $E_p$  és  $E_p^{dry}$  esetén negatív) hőáramokkal. A hőáram pozitív ha a felszíntől a levegő felé történik.  $\gamma$  az úgynevezett pszichrometrikus konstansot, míg  $T_d$  és  $T_{wb}$  a harmatpontot, illetve a nedves hőmérsékletet jelöli. A különböző hőmérséklet, párányomás és látens hőáram definíciókért lásd a felsorolt publikációkat, illetve az alábbi ismertetőt

Figure 1. Saturation vapor pressure ( $e^*$ ) curve, air (blue) and surface (green) isenthalps yielding the complementary relationship (CR) (Monteith 1981, Qualls and Crago 2020, Crago and Qualls 2021, Szilágyi 2021)

Note: The vertical (denoted by the vertical two-way arrows) and horizontal projections of the dotted lines are proportional ( $\propto$ ) to the different latent ( $E \leq E_w \leq E_p \leq E_p^{dry}$ ) and sensible heat flux terms (the latter negative for  $E_p$  and  $E_p^{dry}$ ), all positive when directed from the surface into the air.  $\gamma$  is the psychrometric constant, while  $T_d$  and  $T_{wb}$  are the dew-point and wet-bulb temperatures, respectively. See the above publications and below for additional definitions and explanation

A telítési párányomás ( $e^*$ ) értéke (hPa) jól közelíthető a Tetens (1930) formulával:

$$e^*(T_a) = 6.108 e^{\frac{17.27T_a}{237.3+T_a}} \quad (2)$$

ahol  $T_a$  a levegő aktuális hőmérséklete a Celsius skálán mérve és a vastagon szedett „e” a természetes logaritmus alapját jelöli, megkülönböztetésképpen a párányomás ( $e$ ) változójától. Az aktuális párányomás ( $e_a$ ) számítható a (2) egyenlettel a harmatpont ( $T_d$ ) ismeretében, azaz  $e_a = e^*(T_d)$ , vagy pl. a relatív nedvesség (RH) segítségével:  $e_a = RH e^*(T_a)$ .

A felszíni és levegő állapotjelzők – azaz a ( $T_s, e_s$ ), illetve ( $T_a, e_a$ ) értékpárok, ahol az „s” index mindig felszíni értéket jelöl – konstans (a hidrológiai gyakorlatban napi, heti, havi stb. átlagban értve) felszíni energia ( $R_n > 0$ ) mellett csak a megfelelő izentalpok mentén mozdulhatnak el. Az izentalpok a ( $T - e$ ) síkban jó közelítéssel  $-\gamma$  meredekségű egyeneseket alkotnak, amennyiben eltekintünk a párolgási hő csekély mértékű hőmérséklet-függésétől. Egy

teljes kiszáradási folyamat során a felszíni értékek bejárják a felszíni izentalp teljes szakaszát, azaz a ( $T_{ws}, e_{ws}^*$ ) – ( $T_s^{dry}, 0$ ) szakaszt, míg ugyanezen idő alatt a levegő állapotjelzői a levegő ( $T_w, e_w$ ) – ( $T_a^{dry}, 0$ ) izentalp szakaszát. A változóban a „w” index a nedves környezetet jelöli, amit mondjuk egy országos többnapos, bőséges eső után figyelhetünk meg, míg a „dry” felső index a teljesen kiszáradt idealizált környezetet jelöli, amikor is mind a felszínen, mind a levegőben a párányomás nulla, hiszen nincs vízpára se a levegőben, se a felszínen. Vegyük észre, hogy a levegő izentalp leghidegebb ( $T_w$ ) pontja természetes körülmények között (napi vagy hosszabb időbeni átlagolással) nem éri el a lehetséges minimum értékét (az úgynevezett nedves hőmérsékletet,  $T_{wb}$ , ami nem összekeverendő a nedves környezet léghőmérsékletével,  $T_w$ -el), amit úgynevezett szellőztetett pszichrométerrel mérnek ki a meteorológusok rutinszerűen. Ez azért van, mert általában még óceánok felett sem teljesen telített a levegő, hiszen a turbulens légáramlatok telítetlen (a nedvességtől felhők/csapadék formájában már részben megszabadított) levegőt

kevernek be a szabad (azaz a felszín által nem befolyásolt) troposzférából a nappal növekvő úgynevezett felszíni hátrétegbe, és ezáltal csökkentik annak párányomását, vagyis  $e_w < e_{wb}^*$ .

Mivel a környezet kiszáradása során adott idő alatt a felszínen és a levegőben bejárt izentalp-szakaszok hossza különbözik, feltételezhető, hogy az izentalpok nedves pontjától bármely időpillanatban mért aktuális szakasz-hosszak is megtartják ezt az arányt (legalábbis statisztikai értelemben), és így a következő geometriai hasonlóság írható (Szilágyi 2021) fel:

$$\frac{e_a}{e_w} = \frac{e_s}{e_{ws}^*} \quad (3)$$

amiből a

$$\frac{E}{E_w} = \frac{E_p^{dry} - E_p}{E_p^{dry} - E_w} \quad (4)$$

dimenziómentes összefüggés adódik (Crago és Qualls 2021, Szilágyi 2021).  $E_w$  a nedves környezetben megfigyelt aktuális párolgás, ami a mindenkori területi párolgás maximumát jelenti ( $E \leq E_w$ ) adott  $R_n$  sugárzási egyenleg esetén. Hasonlóan,  $E_p^{dry}$  az  $E_p$  maximális értékét jelöli ( $E_p \leq E_p^{dry}$ ) amit teljesen kiszáradt környezetben figyelhetnénk meg, azaz a folyamatosan öntözött parcella vagy egy jó vízellátású kisebb mocsaras/lápos terület ilyen ütemben párologtatna egy extrém szárazság alatt.  $E_w$  nemcsak a területi párolgás maximumát jelöli, hanem  $E_p$  minimumát is, mivel nedves környezetben a nedves parcella is csak maximum  $E_w$  szintjén tud párologtatni. Ezért a négy változó között a következő összefüggés sor áll fenn bármely pillanatban:  $E \leq E_w \leq E_p \leq E_p^{dry}$ . Nedves környezetben viszont  $E = E_w = E_p \ll E_p^{dry}$  lesz érvényes.

Sajnos se a hidrológiai, se a mezőgazdasági, se a meteorológiai gyakorlatban még világszinten sem elterjedt felismerés, hogy a potenciális párolgás,  $E_p$  megadása (pl. a Penman vagy Penman-Monteith egyenlet segítségével) a vonatkozó terület méretének megnevezése nélkül (azaz szántóföldnyi vagy regionális kiterjedésről van-e szó; regionális, amennyiben a terület nagysága jóval egy négyzetkilométer felett van) aluldefiniált. Ez azzal jár, hogy a nedves környezet (pl. a Zala vízgyűjtője) párolgásának ( $E_w$ ) számítása az  $E_p$  formájában tipikusan nem nedves (azaz száradó) környezetben mért meteorológiai változók segítségével szükségszerűen túlbecsléshez, és így pontatlan vízmérlegekhez vezet. De ugyanez vonatkozik pl. sekély nagytavainkra is: az  $E_p$  szimpla alkalmazásával túlbecsülhetjük nagytavaink – Fertő-tó, Balaton, Tisza-tó, kisebb mértékben a Velencei-tó is – valódi párolgását.

Az  $E_p$  és  $E_w$  közötti párolgáskülönbség abból adódik, hogy amíg a nedves terület kiterjedése viszonylag kicsi, addig annak párolgása nem befolyásolja érezhetően a felette áthaladó levegő állapotát. Azaz a közeli meteorológiai állomáson tipikusan száradó környezeti állapotban mért levegő hőmérséklete és nedvességtartalma mérvadó az  $E_p$ , de nem az  $E_w$  számítására, ugyanis a regionális kiterjedésű felszín párolgása már jelentősen visszahat a felette áthaladó levegő hőmérsékletére és nedvességtartalmára, csökkentve így  $E_w$  értékét  $E_p$ -hez képest. Tehát az a száradó környezetben mért

hőmérséklet (és nedvességtartalom) érték, amit az  $E_p$  számításához felhasználunk nem érvényes aktuálisan nedves környezetben, amire amúgy az  $E_p$  értékét vonatkoztatjuk, hiszen az  $E_p$  klasszikus definíciója szerint azt a területi párolgásszintet jelöli, amit az adott meteorológiai jellemzők mellett kapnánk, amennyiben a terület vízellátottsága regionális léptékben tökéletes volna. Csakhogy tökéletes vízellátottság mellett nem mérhetnénk az adott meteorológiai értékeket. Ezért a nedves környezet léghőmérsékletét először meg kell becsülni a tipikusan száradó környezeti értékek segítségével, és ez az a lépés, ami kimarad minden hidrológiai munkában egészen Szilágyi és Józsa (2008) tanulmányának megjelenéséig. Abban lehet bízni, hogy a potenciális párolgás definíciója lassan majdcsak magában foglalja a vonatkozó terület kiterjedését is (azaz szántóföldnyi kiterjedésű területre a Penman,  $E_p$ , míg regionális terjedelműre a Priestley-Taylor egyenlettel meghatározott,  $E_w$  érték a mérvadó, lásd alább).

A párolgás komplementáris összefüggése éppen az  $E_p$  és  $E_w$  különbségén alapszik, azaz abból, hogy mennyire tér el a két változó értéke, pontosan lehet következtetni az aktuális párolgás,  $E$  szintjére, ahogy azt a (4) egyenlet megfogalmazza, vagyis minél nagyobb az eltérés, annál kisebb  $E$ .

A (4) egyenletben  $E_p$ -t (mm/nap) célszerű a Penman (1948) egyenlet segítségével számolni:

$$E_p = \frac{\Delta(T_a)R_n}{\Delta(T_a)+\gamma} + \frac{\gamma f_u [e^*(T_a) - e_a]}{\Delta(T_a)+\gamma} \quad (5)$$

ahol  $\Delta(T_a)$  a telítési párányomásgörbe meredeksége [=  $4098e^*/(T_a + 237.3)^2$ ]  $T_a$  (°C) hőmérsékleten.  $\gamma$  [=  $c_p p / (0,622L)$ ] a pszichrometrikus konstans, ahol  $c_p$  (= 1005 J/kg K) a száraz levegő specifikus hőkapacitása állandó nyomáson ( $p = 1000$  hPa) és  $L$  a víz párolgási hője (=  $2,5 \cdot 10^6$  J/kg).  $f_u$  [=  $0,26(1 + 0,54 u_2)$ ] az úgynevezett Római-szélfüggvény mm/nap hPa mértékegységben (Brutsaert 1982), és  $u_2$  (m/s) a 2 méteren mért szélsébség. Az  $R_n$  (5)-ben mm/nap-ban értendő, amit  $R_n$  W/m<sup>2</sup> értékéből [ $8,64 \cdot 10^7 / (L\rho_w)$ ]-val való szorzással kapunk, ahol  $\rho_w$  a víz sűrűsége ( $\approx 1000$  kg/m<sup>3</sup>). Célszerű lehet az  $u_2 / u_h = (2 / h)^{1/7}$  hatványkitevős formula (Brutsaert 1982) ismerete, hogy a  $h$  (m) magasságban mért szélsébség ( $u_h$ ) értékét a kívánt 2 m-es értékke alakítsuk, hiszen a meteorológiai állomásokon  $h > 2$  m (tipikusan 10 m). Az  $e^*(T_a) - e_a$  különbséget (5) második (úgynevezett aerodinamikai) tagjában telítési hiánynak ( $v_d$ ) nevezik (hPa).

Az  $E_p^{dry}$  értéke (4)-ben az (5) egyenlet segítségével számítható a  $T_a = T_a^{dry}$  (=  $T_a + e_a / \gamma$ ) és  $e_a = e_a^{dry} = 0$  behelyettesítéssel. A nedves környezeti párolgást a Priestley-Taylor (1972) egyenlettel számíthatjuk:

$$E_w = \alpha \frac{\Delta(T_w)R_n}{\Delta(T_w)+\gamma} \quad (6)$$

ahol  $\alpha$  (-) az úgynevezett Priestley-Taylor paraméter, az 1-1,32 intervallumból vett értékkel.  $\alpha$  azt fejezi ki, hogy az (5) egyenlet aerodinamikai tagja a szabad troposzférikus levegő hátrétegbe történő bekeveredése révén tipikusan mennyivel növeli az első, úgynevezett radiációs tag párolgási értékét nedves környezet esetén. (6)-ban a nedves környezet léghőmérséklete,  $T_w$  a nedves felszín hőmérsékletével ( $T_{ws}$ ) közelítendő a  $T_w = \min(T_a, T_{ws})$  formula szerint

(Szilágyi és Józsa 2008, Szilágyi 2014), mivel nedves felszínnek felett a levegő függőleges hőmérsékleti gradiense csekély. Míg a becsült  $T_{ws}$  lehet nagyobb, mint az aktuális  $T_a$  telítettséghez közeli levegőben,  $T_w$  nem (ezért van  $T_w$  felülről lekorlátozva  $T_a$  értékével), hiszen a párolgás hőelvonással jár.  $T_{ws}$  a következő implicit egyenletből (Szilágyi és Józsa 2008) számítható iterációval:

$$\frac{R_n - E_p}{E_p} = \gamma \frac{T_{ws} - T_a}{e^*(T_{ws}) - e_a} \quad (7)$$

ahol figyelembe vettük, hogy a felszín közelében a potenciális hőmérséklet (ami igazából a szenzibilis hőáramot hajtja) jól közelíthető a léghőmérséklettel. A (7) egyenlet nem más, mint a Bowen-hányados ( $= H / E$ ) szántóföldnyi kiterjedésű nedves felszínre felírva. A (7) egyenlet (6)-beli alkalmazhatóságához annak bizonyítása kellett, hogy a nedves felszín hőmérséklete nem változik annak térbeli kiterjedésével, azaz egy regionális nedves felszín hőmérséklete – amire (6) vonatkozik – ugyanaz, mint egy nedves szántóföldi parcelláé (Szilágyi és Schepers 2014).

Vegyük észre, hogy (4) jobb oldala egy ariditási (nedvességi) tényezőt,  $w_i [= (E_p^{dry} - E_p) (E_p^{dry} - E_w)^{-1}]$  definiál:  $w_i$  értéke nulla, teljesen száraz környezetben ( $E_p^{dry} = E_p$ ), illetve egységnyi, nedves környezetben ( $E_p = E_w$ ). Ennek segítségével (4) az  $E = w_i E_w$  alakban is írható, ami újból dimenziómentessé tehető  $E_p$ -vel való osztás után (Crago és társai 2016, Szilágyi és társai 2017), azaz:

$$y \equiv \frac{E}{E_p} = \frac{w_i E_w}{E_p} \equiv X \quad (8)$$

A (8) egyenlet alábbi alkalmazásának előnye (4) egyenlettel szemben annak megnövelt érzékenysége, mind nagyon száraz, mind nedves környezetben a Penman egyenlet aerodinamikai tagjában lévő exponenciális kifejezés miatt, ami gyorsan reagál már kis hőmérsékletváltozásra is.

Ahogy a terület egyre jobban kiszárad, már egy enyhe vízpáratranszport a környező nedvesebb területekről (nagy kiterjedésű tavak, mocsarak, a közeli tenger, vagy erdővel borított térség felől) azt okozhatja, hogy  $y$  értéke (8)-ban sokkal kevésbé változik meg, mint  $X$ -é, hiszen ahogy  $X$  tart nullához,  $E$  értéke változatlanul elenyésző maradhat annak ellenére, hogy  $E_p$  változik a beáramló nedvesség miatt. Másszóval i)  $dy / dX \rightarrow 0$ , ahogy  $X \rightarrow 0$ . A polinom, ami ezt a határfeltételt további hárommal (vagyis ii)  $y = 0 \mid X = 0$ ; iii)  $y = 1 \mid X = 1$ ; és iv)  $dy / dX = 1 \mid X = 1$ ) együtt kielégíti (Szilágyi és társai 2017, Ma és Szilágyi 2019, Szilágyi 2021) az

$$y = 2X^2 - X^3 \quad (9)$$

alakban írható.

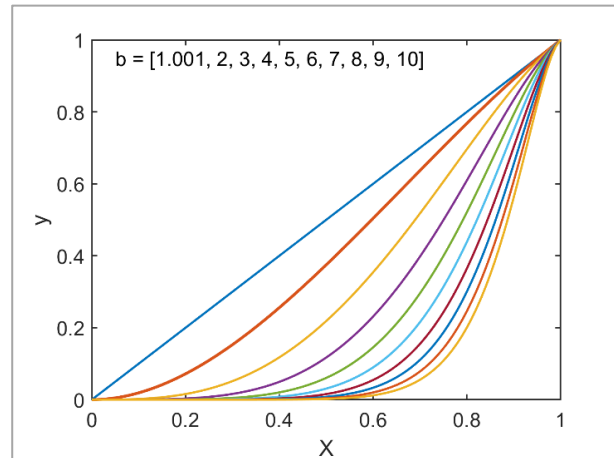
A négy határfeltétel azonban kielégíthető hatványfüggvények segítségével is (Szilágyi és társai 2022, Szilágyi és Crago 2023) a következő általános alakban:

$$y = aX^b - (a - 1)X^{(ab-1)/(a-1)} \quad a, b > 1 \quad (10)$$

A hatványfüggvény az  $a = 2, b = 1$  választással visszaadja a (8) egyenletet – igaz, az i) határfeltétel megsértésével –, míg az  $a = b = 2$  választással a (9)-et. Így célszerű az  $a$  értékét 2-ben fixálni különösebb negatív következmények nélkül (Szilágyi és társai 2022), azaz gyakorlati alkalmazásokhoz az

$$y = 2X^b - X^{2b-1} \quad b \geq 1 \quad (11)$$

egyszerűsített változat (2. ábra) ajánlott (Szilágyi és Crago 2023). A 2. ábrán a  $b = 1.001$  értékkel kapott függvény szabad szemmel megkülönböztethetetlen a (8), lineáris megoldástól ( $b = 1$ ).



2. ábra. A (11) egyenlettel meghatározott függvények növekvő  $1 < b \leq 10$  értékekre. A (9) polinomot ( $b = 2$ ) a vastagabb piros vonal jelöli

Figure 2. Graphical representation of Eq. (11) for  $1 < b \leq 10$ . The polynomial of Eq. (9) ( $b = 2$ ) is the heavier red line

Minél nagyobb  $b$  értéke, annál jelentősebb a párimport a terület fölé és annál jobban távolodnak el a görbék a lineáris, (8) megoldástól, illetve  $X$  annál nagyobb szakaszán maradnak az  $y$  értékek nullához közel, hogy aztán minél meredekebben tartsanak az  $y = 1$  érték közelében elhelyezkedő egyre rövidülő egységnyi meredekségű szakaszhoz. A 3. ábra jól illusztrálja a nagy kiterjedésű öntözött területekről (mint ami pl. az amerikai Nebraska államban található) a nem öntözött parcella felé irányuló vízpáratranszportot, ami a  $b$  paraméter magasabb kalibrált értékében tükröződik.

A (11) egyenlet két kalibrálandó paramétert tartalmaz,  $a$ -t  $E_w$ -ben és  $b$ -t. Andreas és társai (2013) az óceánok felett  $a$ -ra a következő összefüggést találták:

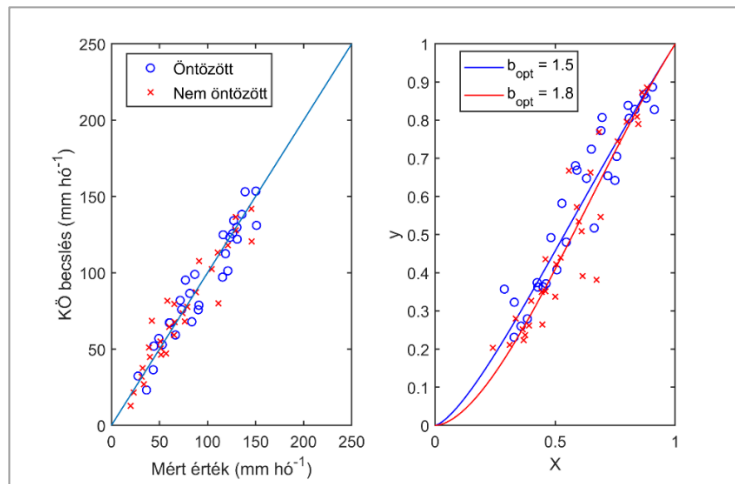
$$\alpha = \frac{\Delta(T_w) + \gamma}{\Delta(T_w) + c\gamma} \quad (12)$$

ahol  $c$  egy univerzális állandó. Szilágyi és társai (2014) globális reanalízis adatok segítségével  $\alpha$  becsléséhez nedves felszínnek felett egy harmadfokú polinomot illesztettek a  $T_w$  értékekre. A két függvény a nyári hónapokra jellemző 15-25 °C fokos tartományban (amikor is a párolgás a legintenzívebb) szinte teljesen fedi egymást (Szilágyi és Crago 2023) a  $c = 0,55$  érték választásával. A (12) egyenlet alkalmazása  $c = 0,55$ -el (11)-ben már csak egy kalibrálandó paramétert hagy,  $b$ -t. 124 FLUXNET állomás adatainak felhasználásával  $b$  kalibrált értéke 2 körülire adódik (Szilágyi és Crago 2023), így a (11) egyenlet (9)-es változata (12) (amiben  $c = 0,55$ ) segítségével egy teljesen kalibrációmentes párolgásbecslési eljárást tesz lehetővé, ami Morton (1983) KÖ-n alapuló úgynevezett WREVAP programja (Morton és társai 1985) kivételével egyedülálló a világon.

### A PÁROLGÁSBECSLŐ MÓDSZER HATÉKONYSÁGÁNAK BEMUTATÁSA ÖRVÉNYKOVARIANCIA MÉRÉSEK SEGÍTSÉGÉVEL

A (11) egyenlettel megadott párolgásbecslő módszer 124 FLUXNET állomás (4. ábra) havi adataival (Pastorello és

társai 2020) lett tesztelve. Az adatfeldolgozás és előkészítés részleteit Szilágyi és Crago (2023) közleménye tartalmazza. A havi párolgások mért értékeit örvénykovariációs mérések adják. Szintén ezen állomások tartalmazzák a (11) egyenlet bemenő adatait is, ami havi  $R_n$ ,  $T_a$ ,  $v_d$ ,  $u_h$ ,  $h$ , és  $p$  (légnyomás) értékekből áll.

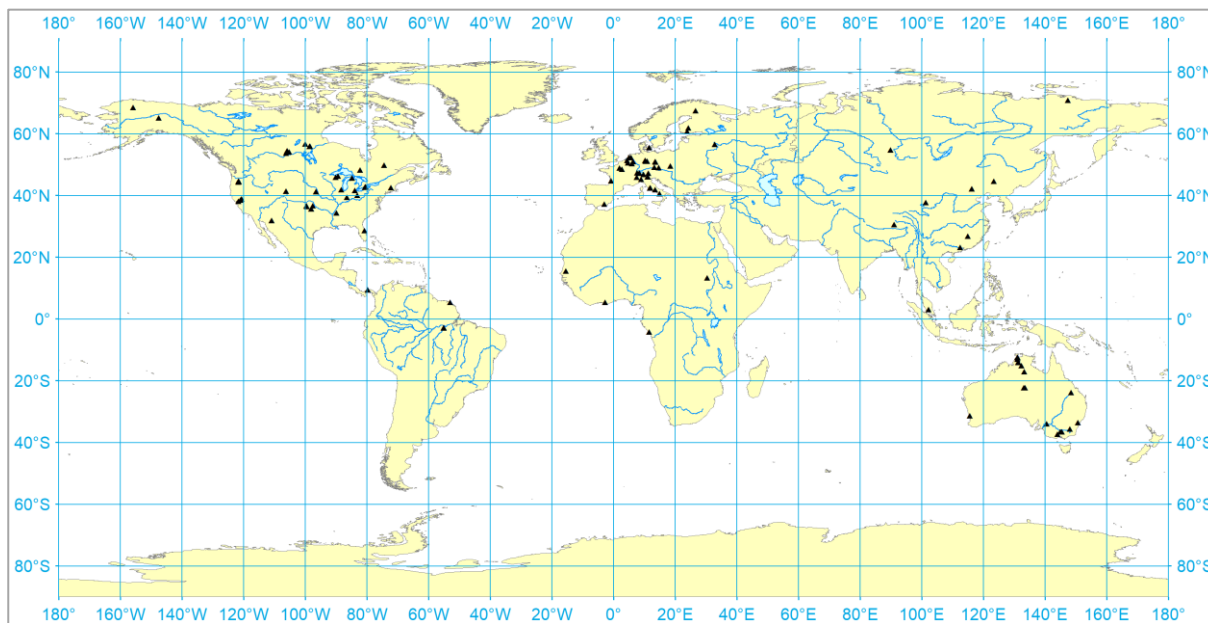


3. ábra. Örvénykovariancia módszerrel két FLUXNET állomáson mért (amikor  $T_a > 10\text{ °C}$ ) és (11)-el becsült havi párolgásértékek egy öntözött és egy nem öntözött (kukorica egyik évben, szójabab a másikban, mindkét parcellán) mezőgazdasági táblán Mead, Nebraska (USA) közelében azon hónapokra, amikor a két tábla mért E értékének különbsége az átlagnál nagyobb

Megjegyzés:  $b_{opt}$  a két táblára külön kalibrált paraméter-értéket jelöli

Figure 3. Measured (when  $T_a > 10\text{ °C}$ ) and Eq. (11) estimated monthly E rates at two FLUXNET stations over an irrigated, and a rainfed (maize in one year, soybean the other for both parcels) crop near Mead, Nebraska (USA) for months with larger than average difference in irrigated and rainfed E rates

Note: In the right panel the curves represent Eq. (11) for the two calibrated,  $b_{opt}$ , values



4. ábra. A teszteléshez felhasznált 124 FLUXNET állomás területi eloszlása

Figure 4. Spatial distribution of the 124 FLUXNET stations employed for calibration/validation

A paraméterek (nulla, egy, vagy kettő) lokálisan (állomásról állomásra), illetve globálisan is (egy darab kalibrált értéket eredményezve) kalibrálva lettek a legkisebb négyzetek elve szerint. A kalibráció eredményét az 1. táblázat tar-

talmazza a kalibrálandó paraméterek száma, illetve a kalibráció módja (lokális vagy globális) szerint. Nem meglepő módon, a legpontosabb modellváltozatot a két-paraméteres lokális kalibráció eredményezi (1. táblázat, 5. ábra).

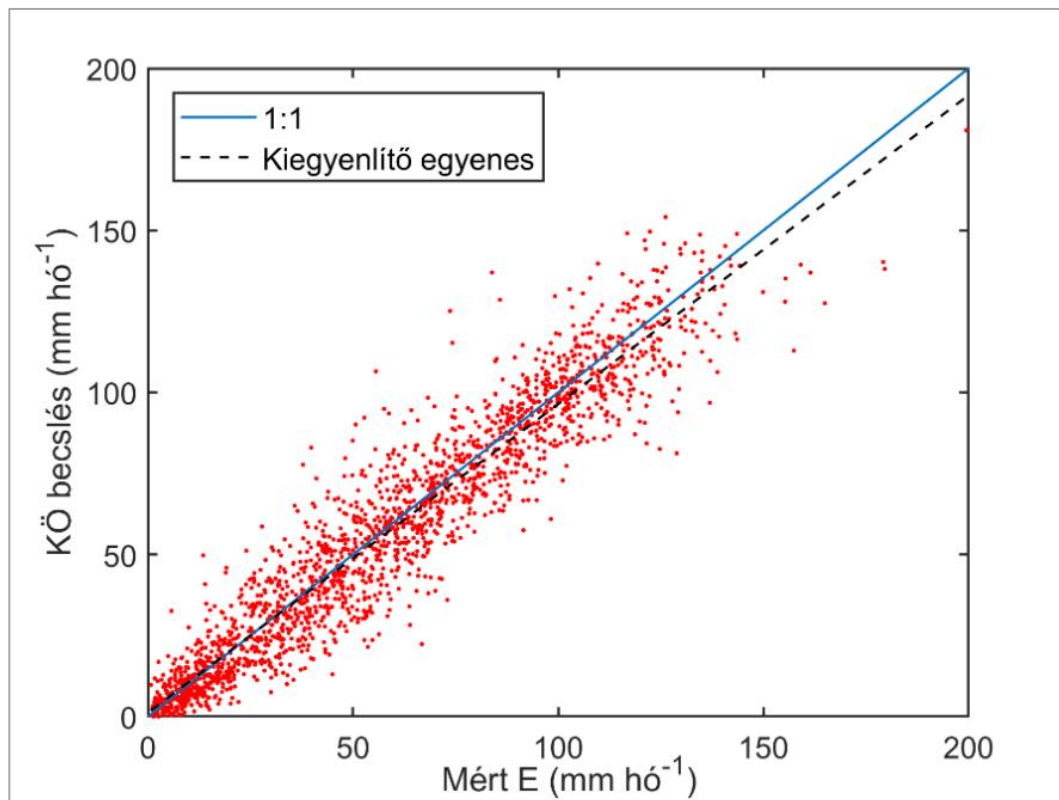
1. táblázat. A (11) egyenlet havi becsléseinek hatékonysági mutatói

Megjegyzés: R: lineáris korrelációs együttható; R<sup>2</sup>: a mért értékek modell által megmagyarázott szórása; RMSE: négyzetes középhiba; NSE: Nash-Sutcliffe féle modell hatékonysági mutató. A kapcsos zárójel az állomásonként (lokálisan) kalibrált (n = 124) modellparaméter számtani átlagát jelöli

Table 1. Performance statistics of Eq. (11) with different parameter-calibration choices

Note: R: linear correlation coefficient between measured and estimated monthly E values; R<sup>2</sup>: explained variance; RMSE: root-mean-squared-error; NSE: Nash-Sutcliffe model efficiency. (...) denotes the mean (n = 124) of the locally calibrated parameter value specified

Egy, illetve két paraméter lokális kalibrációja	R	R <sup>2</sup> (%)	RMSE (mm/hó)	NSE (%)	Kiegyenlítő vonal meredeksége
5. ábra ⟨a <sub>opt</sub> ⟩ = 1,15 ⟨b <sub>opt</sub> ⟩ = 1,75	0,953	90,91	11,61	90,53	0,953
6. ábra ⟨a <sub>opt</sub> ⟩ = 1,18 b ≡ 2	0,941	88,64	13,53	87,13	0,977
<b>Egy, illetve két paraméter globális kalibrációja</b>					
7. ábra a <sub>opt</sub> = 1,09 b <sub>opt</sub> = 1,4	0,904	81,67	16,4	81,09	0,875
8. ábra a <sub>opt</sub> = 1,15 b ≡ 2	0,902	81,28	18,06	77,07	0,982
<b>Kalibrációmentes eset</b>					
9. ábra α = f(T <sub>w</sub> ) b ≡ 2	0,896	80,37	17,76	77,82	0,946



5. ábra. A mért havi és a lokálisan kalibrált két-paraméteres KÖ modell párolgásbecsléseinek összetartozó értékpárjai

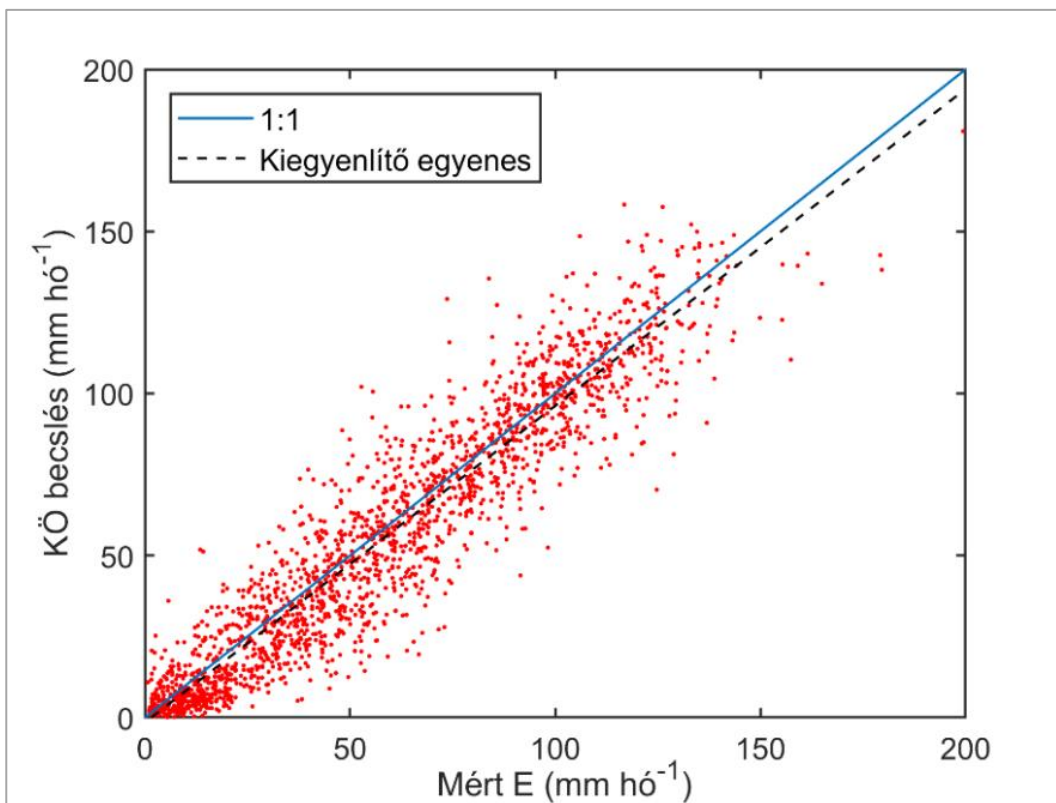
Megjegyzés: A négyzetes átlaghiba mindössze 11,61 mm/hó, 90%-ot meghaladó modellhatékonyság mellett (1. táblázat)

Figure 5. Regression plot of the measured and CR-estimated monthly values after local (station-by-station) calibration of the two parameters

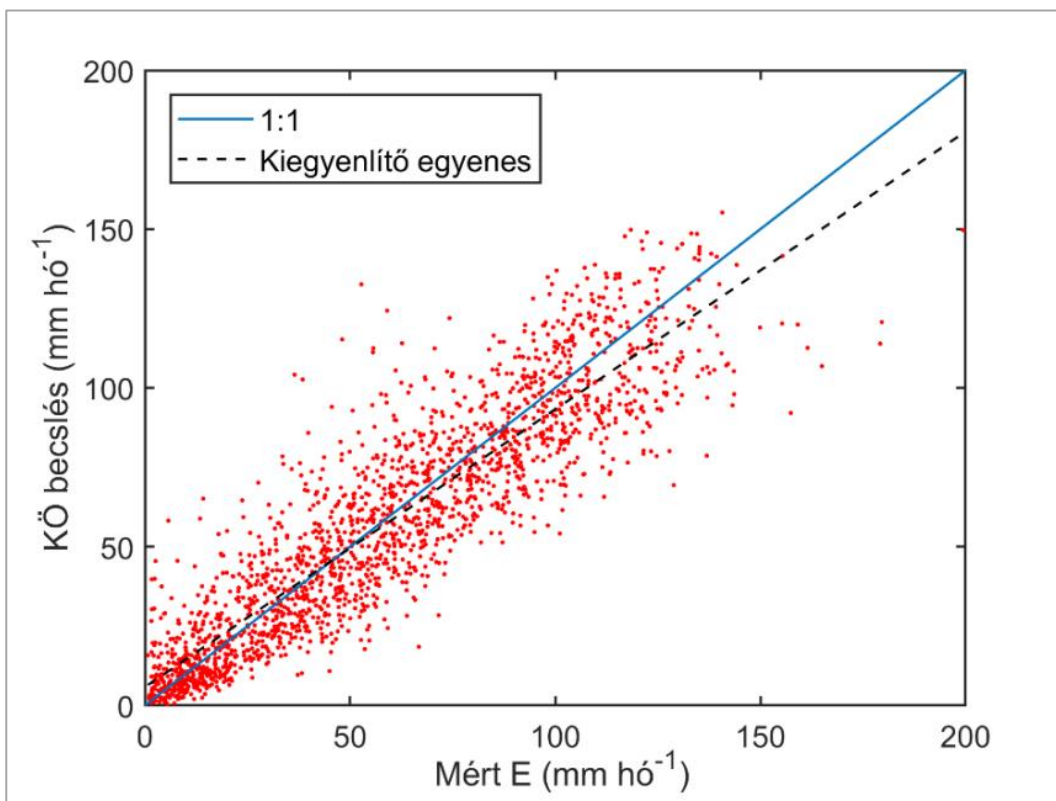
Note: RMSE (root-mean-squared-error) is 11.61 mm/mo, with a Nash-Sutcliffe model efficiency (NSE) in excess of 90% (Table 1.)

A polinomiális verzió ( $b = 2$ ) modellhatékonysága a vártnak megfelelően (hiszen csak egy kalibrálandó paraméter maradt) valamelyest kisebb, míg a kiegyenlítő vonal meredeksége kis javulást is mutat (1. táblázat, 6. ábra).

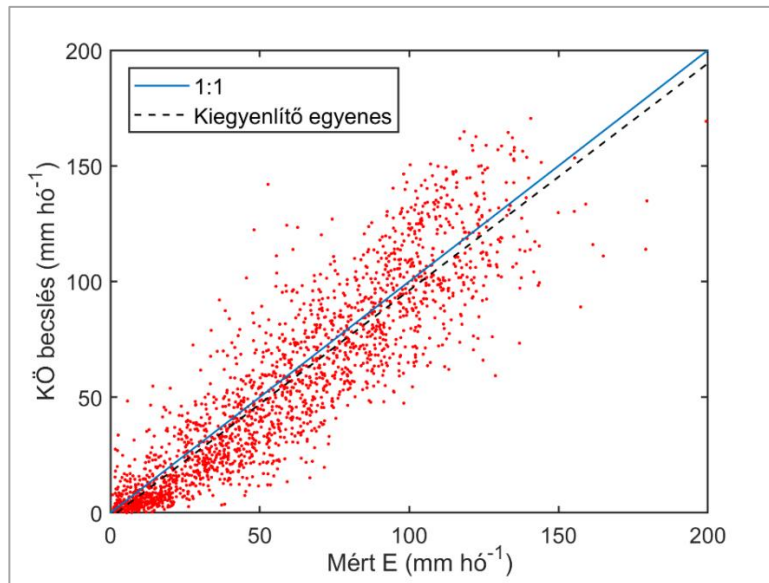
A globális kalibrálásra váltás nagyjából további 10%-os modellhatékonyság-romlást eredményez a két-paraméteres változatban (7. ábra, 1. táblázat), míg az egy-paraméteresre váltás már csupán további 4%-ot ront (8. ábra, 1. táblázat), viszont a kiegyenlítő egyenes meredekségében jelentős javulással jár.



6. ábra. A mért havi és a lokálisan kalibrált egy-paraméteres KÖ modell párolgásbecsléseinek összetartozó értékpárjai  
 Megjegyzés: A négyzetes átlaghiba 13,53 mm/hó, 87%-os modellhatékonyság mellett (1. táblázat)  
 Figure 6. Regression plot of the measured and CR-estimated monthly E values after local (station-by-station) calibration of the single parameter ( $\alpha$ )  
 Note: RMSE is 13.53 mm/mo, NSE is about 87% (Table 1)



7. ábra. A mért havi és a globálisan kalibrált két-paraméteres KÖ modell párolgásbecsléseinek összetartozó értékpárjai  
 Megjegyzés: A négyzetes átlaghiba 16,4 mm/hó, 81%-os modellhatékonyság mellett (1. táblázat)  
 Figure 7. Regression plot of the measured and CR-estimated monthly E values after global calibration of the two parameters  
 Note: RMSE is 16.4 mm/mo, NSE is about 81% (Table 1)

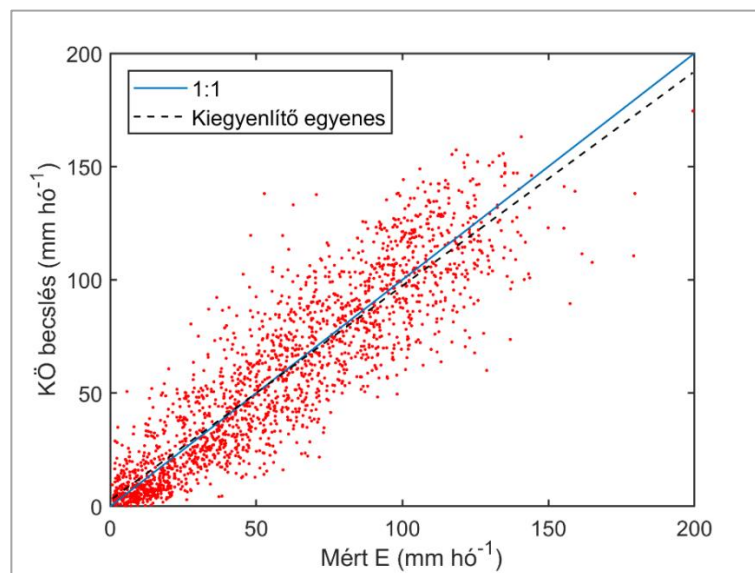


8. ábra. A mért havi és a globálisan kalibrált egy-paraméteres KÖ modell párolgásbecsléseinek összetartozó értékpárjai  
Megjegyzés: A négyzetes átlaghiba 18,06 mm/hó, 77%-os modellhatékonyság mellett (1. táblázat)

Figure 8. Regression plot of the measured and CR-estimated monthly E values after global calibration of the single parameter ( $\alpha$ )  
Note: RMSE is 18.06 mm/mo, NSE is about 77% (Table 1.)

Végezetül a kalibrációmentes KÖ modellváltozat a hőmérsékletfüggő Priestley-Taylor paraméter bevezetésével kismértékben javít is mind a négyzetes átlaghiban, mind a modellhatékonyságon (9. ábra, 1. táblázat) az egy-paraméteres globálisan kalibrált modellel (8. ábra, 1. táblázat) összehasonlítva. A kalibrációmentes KÖ változatot úgy szintén, szinte minden teljesítménymutatójában jelentősen javít Morton WREVP programjának (Morton és társai

1985) hasonló értékein (Szilágyi és Crago 2023). Ez azért lehetséges, mert a párolgás korábban heurisztikus megközelítésén alapuló komplementáris összefüggése végre szilárd termodinamikai alapokra lett helyezve az elmúlt évtizedek intenzív kutatómunkájának köszönhetően (Szilágyi és Józsa 2008, Szilágyi 2015, 2018, Szilágyi és társai 2014, 2017, 2022, Brutsaert 2015, Crago és társai 2016, Crago és Qualls 2021, Szilágyi és Crago 2023).



9. ábra. A mért havi és a kalibrációmentes KÖ modell párolgásbecsléseinek összetartozó értékpárjai  
Megjegyzés: A négyzetes átlaghiba 17,76 mm/hó, közel 78%-os modellhatékonyság mellett (1. táblázat)

Figure 9. Regression plot of the measured and estimated E values of the calibration-free CR model  
Note: RMSE is 17.76 mm/mo, with an NSE value close to 78% (Table 1)

## ÖSSZEGZÉS

A területi párolgás heti, havi, éves értékei jól becsülhetők a komplementáris összefüggés (11)-ben megadott hatványkitevős formulájával, minimális számú és egyszerű meteorológiai változó megadásával. A módszer nagy előnye, hogy nem igényel se csapadékadatot (ami térben a legváltozékonyabb meteorológiai tényező, így csekély

számú pontszerű mért értékei rosszul reprezentálják a kívánt területi átlagot, ráadásul maguk a pontszerű mérések is jelentős alulbecsléssel bírhatnak), se talajnedvesség, növénytakaró, földhasználat stb. információt. (11) a területi párolgást a potenciális és nedves környezeti párolgás különbségére vezeti vissza, aminek nagy előnye, hogy mindkét változó már csak meteorológiai tényezők függvénye.



(11) a komplementáris összefüggést termodinamikai alapokra helyezi a korábban alkalmazott heurisztikus megközelítésekkel szemben, ami a KÖ pontosságát/megbízhatóságát (*Ma és Szilágyi 2019, Ma és társai 2015, 2019, 2020, 2021, Szilágyi és társai 2022*) nagyban növeli. A módszer két paramétert tartalmaz, de a polinomiális változata már csupán egyet, a Priestley-Taylor  $\alpha$ -t, amit viszont a nedves környezeti hőmérséklet egyszerű függvényeként lehet megadni (*Andreas és társai 2013, Szilágyi és társai 2014*), és így a KÖ-t kalibrációmentes alakra hozni. A kalibrációmentes változat nagy szolgálatot tehet olyan esetekben, amikor nem állnak rendelkezésre mért vagy vízmérlegekből levezethető párolgásértékek.

A módszer maximum két paramétere könnyen kalibrálható az 1-1,32 ( $\alpha$ ), illetve 1-10 ( $b$ ) intervallumokon, pl. a legegyszerűbb úgynevezett „trial-and-error” módszerrel, ami a két paraméter-intervallum diszkrét felbontását és az így kapott paraméter-érték párok szisztematikus kipróbálását jelenti pl. a négyzetes középhiba számításának segítségével. A (7) egyenlet iterációt igénylő megoldása megkapható pl. az Excelben megtalálható beépített gyökkereső algoritmusok igénybevételével.

A komplementáris összefüggés alkalmazása nem javasolt öt napnál rövidebb időlépcsőben (*Morton 1983*), mivel a felszín és a felette elhelyezkedő levegő közti dinamikus egyensúly beálltához némi idő szükséges. A módszer nem javasolt olyan meleg száraz/félszáraz éghajlatú földrajzi helyeken (pl. mediterrán, illetve forró sivatagi klímájú partvidékek), ahol a tenger felől érkező nedves légtömegek nagyban akadályozhatják a felszín-levegő rendszer dinamikus egyensúlyi állapotának kialakulását.

Egyszerűsége, rugalmassága, minimális adatigénye és pontossága miatt (11) remélhetőleg széles alkalmazást nyer majd a hazai vízgazdálkodási/tájökológiai/hidrometeorológiai célú számításokban a területi párolgás megbízható becslésére. A regionális klímamodellek szolgáltatotta bemenő változók (lég hőmérséklet, légnedvesség, sugárzási egyenleg, szélsébség) segítségével a területi párolgás jövőbeni értékei ma már könnyen számolhatók pl. nagyjából 10x10 km-es térbeli felbontásban Magyarországon bármely területére. A minimális számú, egyszerű meteorológiai adatigény azt is lehetővé teszi, hogy a területi párolgás – pl. a Zala vízgyűjtőjén – sok évtizedes múlt és jövőbeni trendjeit is vizsgálhassuk, ami a hosszútávú vízgazdálkodási tervezésekben – különösen a jelenleg zajló klímaváltozás tükrében – fontos szerepet kaphat.

## KÖSZÖNETNYILVÁNÍTÁS

A közlemény a Kulturális és Innovációs Minisztérium Nemzeti Kutatási Fejlesztési és Innovációs Alap TKP-6-6/PALY-2021 számú projekt; a TKP2021-NVA pályázati program, valamint a Széchenyi Terv Plusz program keretében az RRF-2.3.1-21-2022-00008 számú projekt támogatásával valósult meg. Köszönet a bírálóknak konstruktív javaslataikért. Richard Crago segítsége a FLUXNET adatok feldolgozásában külön említésre méltó.

## IRODALOMJEGYZÉK

*Andreas, E.L., Jordan, R.E., Mahrt, L., Vickers, D.* (2013). Estimating the Bowen ratio over the open and ice-covered ocean. *Journal of Geophysical Research: Oceans*, 118. pp. 4334-4345. <https://doi.org/10.1002/jgrc.20295>

*Bouchet, R.* (1963). Evapotranspiration réelle et potentielle, signification climatique. *International Association of Hydrological Sciences Publications*, 62. pp. 134-142.

*Brutsaert, W.* (1982). *Evaporation into the atmosphere: Theory, history, and applications*, Dordrecht. Holland: D. Reidel. <https://doi.org/10.1007/978-94-017-1497-6>

*Brutsaert, W.* (2015). A generalized complementary principle with physical constraints for land-surface evaporation. *Water Resources Research*, 51(10). pp. 8087-8093. <https://doi.org/10.1002/2015WR017720>

*Crago, R., Szilágyi, J., Qualls, R., Huntington, J.* (2016). Rescaling the complementary relationship for land surface evaporation. *Water Resources Research*, 52(11). pp. 8461-8471. <https://doi.org/10.1002/2016WR019753>

*Crago, R., Qualls, R.* (2021). A graphical interpretation of the rescaled complementary relationship for evapotranspiration. *Water Resources Research*, 57(8). <https://doi.org/10.1029/2020WR028299>

*Ma, N., Zhang, Y., Szilágyi, J., Guo, Y., Zhai, J., Gao, H.* (2015). Evaluating the complementary relationship of evapotranspiration in the alpine steppe of the Tibetan Plateau. *Water Resources Research*, 51. pp. 1069-1083. <https://doi.org/10.1002/2014WR015493>

*Ma, N., Szilágyi, J.* (2019). The CR of evaporation: a calibration-free diagnostic and benchmarking tool for large-scale terrestrial evapotranspiration modeling. *Water Resources Research*, 55. <https://doi.org/10.1029/2019WR024867>

*Ma, N., Szilágyi, J., Zhang, Y., Liu, W.* (2019). Complementary-relationship-based modeling of terrestrial evapotranspiration across China during 1982-2012: Validations and spatiotemporal analyses. *Journal of Geophysical Research: Atmospheres*, 124. <https://doi.org/10.1029/2018JD029850>

*Ma, N., Szilágyi, J., Józsa, J.* (2020). Benchmarking large-scale evapotranspiration estimates: A perspective from a calibration-free complementary relationship approach and FLUXCOM. *Journal of Hydrology*, 590. <https://doi.org/10.1016/j.jhydrol.2020.125221>

*Ma, N., Szilágyi, J., Zhang, Y.* (2021). Calibration-free complementary relationship estimates terrestrial evapotranspiration globally. *Water Resources Research*, 57. e2021WR029691. <https://doi.org/10.1029/2021WR029691>

*Monteith, J.L.* (1981). Evaporation and surface temperature. *Quarterly Journal of the Royal Meteorological Society*, 107(451). pp. 1-27. <https://doi.org/10.1002/qj.49710745102>

*Morton, F.I.* (1983). Operational estimates of areal evapotranspiration and their significance to the science and practice of hydrology. *Journal of Hydrology*, 66. pp. 1-76.

*Morton, F.I., Ricard, F., Fogarasi, F.* (1985). Operational estimates of areal evapotranspiration and lake evaporation – Program WREVAP. NHRI Paper 24, National Hydrologic Research Institute, Saskatoon, Canada.

Pastorello, G., Trotta, C., Canfora, E., Chu, H., Christianson, D., Cheah, Y.W., Poindexter, C., Chen, J., Elbashandy, A., Humphrey, M., Isaac, P. (2020). The FLUXNET2015 dataset and the ONEFlux processing pipeline for eddy covariance data. *Scientific Data*, 7(1). p. 225. <https://doi.org/10.1038/s41597-020-0534-3>

Penman, H.L. (1948). Natural evaporation from open water, bare soil and grass. *Proceedings of the Royal Society A: Mathematical, Physical and Engineering Sciences*, 193, pp. 120-145. <https://doi.org/10.1098/rspa.1948.0037>

Priestley, C.H.B., Taylor, R.J. (1972). On the assessment of surface heat flux and evaporation using large-scale parameters. *Monthly Weather Review*, 100(2). pp. 81-92. [https://doi.org/10.1175/1520-0493\(1972\)100<0081:OTAOSH>2.3.CO;2](https://doi.org/10.1175/1520-0493(1972)100<0081:OTAOSH>2.3.CO;2)

Qualls, R.J., Crago, R.D. (2020). Graphical interpretation of wet surface evaporation equations. *Water Resources Research*, 56, e2019WR026766. <https://doi.org/10.1029/2019WR026766>

Szilágyi J. (2014). Temperature corrections in the Priestley-Taylor equation of evaporation. *Journal of Hydrology*, 519, pp. 455-464. <https://doi.org/10.1016/j.jhydrol.2014.07.040>

Szilágyi J. (2015). Complementary relationship-based 30-year normals (1981-2010) of monthly latent heat fluxes across the contiguous United States, *Water Resources Research*, 51, pp. 9367-9377, <https://doi.org/10.1002/2015WR017693>

Szilágyi J. (2018). A calibration-free, robust estimation of monthly land surface evapotranspiration rates for continental-scale hydrology. *Hydrology Research*, 49. <https://doi.org/10.2166/nh.2017.078>

Szilágyi J. (2021). On the thermodynamic foundations of the complementary relationship of evaporation. *Journal of Hydrology*, 593. 125916. <https://doi.org/10.1016/j.jhydrol.2020.125916>

Szilágyi J., Józsa J. (2008). New findings about the complementary relationship-based estimation methods. *Journal of Hydrology*, 354(1-4). pp. 171-186. <https://doi.org/10.1016/j.jhydrol.2008.03.008>

Szilágyi, J., Schepers, A. (2014). Coupled heat and vapor transport: The thermostat effect of a freely evaporating land surface. *Geophysical Research Letters*, 41, <https://doi.org/10.1002/2013GL058979>

Szilágyi, J., Crago, R.D. (2023). A thermodynamics-based versatile evapotranspiration estimation method of minimum data requirement for water resources investigations. *Journal of Hydrology*, 624, 129917. <https://doi.org/10.1016/j.jhydrol.2023.129917>

Szilágyi, J., Parlange, M.B., Katul, G.G. (2014). Assessment of the Priestley-Taylor parameter value from ERA-Interim global reanalysis data. *Journal of Hydrology and Environmental Research*, 2(1). pp. 1-7. [https://snr.unl.edu/szilagy/Szilagyietal\\_offprint.pdf](https://snr.unl.edu/szilagy/Szilagyietal_offprint.pdf)

Szilágyi, J., Crago, R., Qualls, R. (2017). A calibration-free formulation of the complementary relationship of evaporation for continental-scale hydrology. *Journal of Geophysical Research: Atmospheres*, 122(1). pp. 264-278. <https://doi.org/10.1002/2016JD025611>

Szilágyi, J., Ma, N., Crago, R.D., Qualls, R.J. (2022). Power-function expansion of the polynomial complementary relationship of evaporation. *Water Resources Research*, 58(11). e2022WR033095. <https://doi.org/10.1029/2022WR033095>

Tetens, O. (1930). Über einige meteorologische Begriffe. *Zeitschrift für Geophysik*, 6. pp. 297-309.

## A SZERZŐ



**SZILÁGYI JÓZSEF** hidrológiai szakágazattal kiegészített okleveles meteorológus diplomáját az ELTE Földtudományi Karán szerzi meg 1989-ben. 1992-ig a VITUKI Országos Vízjelző Szolgálatának operatív hidrometeorológusa. 1994-ben a New Hampshire-i (USA) Egyetemen hidrológiai MSc, majd 1997-ben a Kaliforniai Egyetemen (Davis) PhD fokozatot kap. 2005-ig a Nebraskai Egyetem (Lincoln) kutatója, majd a Budapesti Műszaki és Gazdaságtudományi Egyetem docense, illetve 2009-től egyetemi tanára. 2005-ben MTA doktora címet szerez. Jelenleg a Vízgazdálkodástudományi Bizottság elnöke, a *Journal of Hydrology* szerkesztőbizottsági tagja. 2022-ben Vásárhelyi Pál díjazott.