

# Az intercepció és az infiltráció hatásának vizsgálata talajnedvesség modellben

SZAKDOLGOZAT  
FÖLDTUDOMÁNYI ALAPSZAK  
METEOROLÓGUS SZAKIRÁNY



Készítette:

**Németh Rita**

Témavezető:

**dr. Breuer Hajnalka**

egyetemi adjunktus

ELTE TTK, Meteorológiai Tanszék

Eötvös Loránd Tudományegyetem  
Földrajz- és Földtudományi Intézet  
Meteorológiai Tanszék

Budapest, 2016

# Tartalomjegyzék

<b>1. Bevezetés</b> .....	3
<b>2. Irodalmi áttekintés</b> .....	5
<b>3. Modell leírás</b> .....	8
3.1 Intercepció .....	8
3.2 Infiltráció és lefolyás .....	11
3.3 Evapotranszspiráció .....	13
<b>4. Adatok</b> .....	17
4.1 Mért talajnedvességi és meteorológiai adatok .....	17
4.2 Felszíni és talajadatok .....	19
<b>5. Eredmények</b> .....	22
5.1 Változtatások hatásai .....	22
5.2 Modellezett talajnedvesség értékek .....	26
5.3 Modellezett evapotranszspiráció értékek .....	29
<b>6. Összefoglalás</b> .....	32
<b>7. Köszönetnyilvánítás</b> .....	33
<b>8. Irodalomjegyzék</b> .....	34

# 1. Bevezetés

A meteorológiai rendszermodellekbe a talajban zajló folyamatok beépítése elengedhetetlen, hiszen a felszín és a légkör között jelentős visszacsatolási mechanizmusok történnek. A legfontosabb a talajnedvesség és a csapadék kölcsönhatása, mert a talajnedvesség határozza meg a szárazföldi párolgás mértékét (MINTZ & WALKER, 1993), és az evapotranszpiráció során a légkörbe kerülő vízgőz módosíthatja a felhő- és csapadékképződést. Tehát a csapadék becsléséhez elengedhetetlen a talajnedvesség ismerete (ZHANG et al., 2016). Nem csak víz, hanem hőtranszport is történik a felszín-légkör kölcsönhatások során. Ha az átadott hő mennyisége csekély mértékben is módosulna, jelentős éghajlati változások lennének megfigyelhetők (BUDYKO, 1969). Így a talajmodellek leggyakrabban csatolt modellként használhatók, hiszen a numerikus előrejelző modellekben a planetáris határréteg változásainak becsléséhez létfontosságú a rendelkezésre álló energia és a felszíni látens hőáram ismerete. Ez pedig függ a talaj hőmérsékletétől, nedvességétől, fizikai tulajdonságaitól, illetve a felszín borítottságától. Tehát a talajnedvesség változása hatással van a planetáris határrétegen belül zajló folyamatokra (CHEN & DUDHIA, 2001; DICKINSON, 1984).

A talajnedvesség mennyisége és területi eloszlása jelentősen függ a felszín vegetációval való borítottságától és a talaj tulajdonságaitól. A számításokhoz szükséges növényzettől és felszínborítottságtól függő paraméterek például az albedó, az érdességi magasság vagy a felszíni ellenállás, a talajtextúrától függő pedig többek között a szivárgási együttható, a szabadföldi vízkapacitás és a hervadáspont. A sok változó miatt a talajnedvesség modellek rendkívül sokszínűek. Egy modell összetettsége a létrejöttének céljától függ, de egy talajmodell számítási igénye mindenképp kisebb, mint egy rendszermodellé, így kisebb teljesítményű számítógépen is futtatható. A talaj vízháztartását vagy a kicserélődési folyamatokat írja le.

A dolgozat célja a BREUER (2012) által leírt talajnedvesség modell vizsgálata, a benne szereplő számítások pontosítása és így a modell jóságának javítása. Egy pár hónapos időszakra vonatkozó, Szeged környéki adatsorra történő átírása után azon az adatsoron újból verifikáljuk. Vizsgáljuk a vízmérleg összetevők változásait az időszak során, figyelembe véve a meteorológiától, a talajtextúrától és a felszínborítottságtól való függésüket.

A dolgozatban először bemutatjuk a talajnedvesség modellezésének fontosságát, legfontosabb elemeit és a különböző modell típusokat. Ezt követően a használt talajnedvesség modell lehetséges változtatásainak vizsgálata kerül sorra, az intercepcióra, az infiltrációra és az evapotranszpirációra kitérve, ahol különböző kutatások becslő egyenleteit ismertetjük az egyes folyamatokra vonatkozóan. Ezek közül választottuk ki a számunkra legmegfelelőbbet, és építettük be a vizsgált modellbe. A felhasznált mért talajnedvességi és meteorológiai adatok, illetve a felszín és a talaj jellemzőinek bemutatása után térünk rá a modelleredmények prezentálására. Először az egyes változtatások modellezés folyamatába történt beiktatásának hatásait ismertetjük. Ezt követően az átalakított modell eltérő talajokra történt futásait mutatjuk be. A talajnedvességen kívül az evapotranszpiráció szimulált értékeit analizáljuk, mérési adatok híján a különböző modellfutásokat összehasonlítva. Végül összefoglaljuk az eredményeket.

## 2. Irodalmi áttekintés

A víz kölcsönhatásai mindenütt jelen vannak, megértésük elengedhetetlen a klímaváltozás vizsgálatához. Viszont a hidrometeorológia túl összetett ahhoz, hogy durva közelítésekkel írjuk le a folyamatokat (BETTS, 2004). Így a hidrometeorológiai modellek fejlesztése, fejlődése szinte követelmény. Egy viszonylag összetett modell 10–15 paraméterrel kalkulál, míg a legegyszerűbb 2–5 változót használ csak fel (XU & SINGH, 1998). Így nagyon különböző vízmérleg modellek születnek, összehasonlításukból viszont látható, hogy az eredmények nem feltétlenül eltérőek (XU & CHEN, 2005). A talajnedvesség mennyiségének időbeli változása viszonylag lassú. Mérésére in-situ és távérzékelési módszerek is rendelkezésre állnak, például az egyre népszerűbb eddy-kovariancia módszer (SZILÁGYI & KOVÁCS, 2010; ZHANG et al., 2016).

A talajnedvesség modellezéséhez legfontosabb mennyiségek a csapadék és az evapotranszpiráció, legegyszerűbb közelítésként a kettő különbségével becsülhetjük a változását. A csapadék mennyisége leginkább bemenő paraméterként szerepel a modellekben, melyek vagy mérésenként, vagy egy másik modell eredményeként állnak rendelkezésre (pl. BERTOL et al, 2015; BETTS, 2004). A csapadékeloszlás döntő szerepet játszik a talajnedvesség időbeli változásában (ERDŐS & MORVAY, 1961). Az evapotranszpiráció számítását az összetettebb talajnedvesség modellek komponensenként végzik. Három összetevőre bontható fel, a talaj vékony felső rétegének a direkt evaporációjára, az interceptált csapadékvíz párolgására a növény felszínéről, és a növény gyökerein keresztül történő transzpirációra (CHEN & DUDHIA, 2001; ZHANG et al., 2016). A párolgás eloszlása heterogén, függ az időjárástól, a talaj és a felszín tulajdonságaitól és a talajnedvességtől (BREUER, 2012). Mértékét leginkább a relatív hasznosítható vízkészlet határozza meg, mely felírható a szabadföldi vízkapacitáshoz ( $\Theta_f$  [ $\text{m}^3 \text{m}^{-3}$ ]) és a hervadásponthoz tartozó vízkészlet ( $\Theta_w$  [ $\text{m}^3 \text{m}^{-3}$ ]) függvényeként (CHEN & DUDHIA, 2001):

$$RHV_k = \frac{\Theta - \Theta_w}{\Theta_f - \Theta_w} \quad [\text{mértékegység nélküli: -}], \quad (1)$$

ahol  $\Theta$  a talajnedvesség [ $\text{m}^3 \text{m}^{-3}$ ]. A talajnak ez a két meghatározó hidrofizikai jellemzője, a  $\Theta_f$  és a  $\Theta_w$  nem csak a talajtípustól függ, hanem a talajnedvesség inhomogén területi eloszlásától is (ÁCS, 2004). Az  $RHV_k$  így függ a talaj hidraulikus tulajdonságaitól, a talajparaméterek megállapításából eredő szórástól, a tényleges talajnedvességtől és a talaj tulajdonságok térbeli eloszlásától (BREUER, 2012).

Az evapotranszspiráció becslésére három különböző típusú módszer használatos. Vannak modellek, melyek először a potenciális párolgás értékét számítják ki, vagyis hogy a felszín az adott időszakban maximálisan mennyit képes párologtatni, majd ebből kiindulva becsülnek (pl. BREUER, 2012; CHEN & DUDHIA, 2001; MINTZ & WALKER, 1993). Másik modelltípus a párolgást a felszín vízellátottsága és a felszín feletti levegő párologtató képessége alapján becsüli (pl. MONTEITH, 1995; SELLERS et al., 1986). A harmadik típus a felszín párologtatásával szemben kifejtett felszíni ellenállást számítja, és ennek függvényében határozza meg az evapotranszspiráció mennyiségét (pl. MONTEITH, 1965). Ezek a modellek a legelterjedtebbek (ÁCS et al., 2007). A különbségek ellenére a becsléshez mindenképp szükséges a talajnedvesség mennyiségének ismerete, a felszínre érkező sugárzás vagy a felszínközeli hőmérséklet, és a növényzet párolgást módosító képessége (BREUER, 2012).

Az infiltráció a térben és időben leginkább változó tagja a vízháztartási egyenletnek (STELCZER, 2000). A beszivárgást leginkább befolyásoló tényezők a talajtípus (BERTOL et al., 2015; HORTON, 1940; PHILIP, 1957) és a földművelés módja (BERTOL et al., 2015), hiszen a talaj átmozgatásával változik a talajnedvesség vertikális eloszlása. Mély talajban tovább tart a lefolyás stabilizálódása, mint sekély talajban, illetve homokos talajban gyorsabb, mint agyagos talajban (HORTON, 1940, PHILIP, 1957). BERTOL et al. (2015) infiltráció modellje figyelembe veszi a földművelési tényezőt is, és a kutatás bizonyítja, hogy a talajgazdálkodás valóban szignifikáns változásokat okoz a lefolyásban. Ettől eltekintve a mélységbeli talajnedvesség-eloszlás kifejezetten a talaj szöveti és szerkezeti tulajdonságaitól függ (ERDŐS & MORVAY, 1961). Előfordul, hogy a csapadék mértéke meghaladja a talaj infiltrációs kapacitását. Ekkor a beszivárgás első szakaszában a kapilláris potenciálnak van a legnagyobb befolyásoló hatása (BEVEN, 1984).

A talaj nedvességére hatással van az intercepció mennyisége is, ezen múlik, hogy a csapadékból mennyi az a tényleges mennyiség, ami a talajt éri és vízutánpótlást biztosít. A növényi felszín morfológiai és szerkezeti jellemzői befolyásolják a felület víztározó kapacitását és a növény felületének vízvezető képességét (DOMINGO et al., 1998). Az intercepcióval foglalkozó kutatások többsége szerint ez a két legfontosabb változó az intercepció meghatározásához (pl. DOMINGO et al., 1998; GASH et al., 1995; RUTTER et al., 1971). Egy erdőben az intercepció – vagyis amit levelek és törzsek felszíne felfog és onnan elpárolog – aránya 20–40% az éves csapadékmennyiségből túlevelű erdőben, illetve 10–20% keményfa erdőben (ZINKE, 1967). A teljes evaporációból az interceptált víz

evaporációja jelentős hányadot tesz ki, nem elhanyagolható. A legegyszerűbb módszer a meghatározására, ha felhasználjuk a kapcsolatot a csapadék és az intercepció között, akár százalékos arány, akár regresszió formájában (RUTTER et al.,1971). Gyakran feltűnően konstans ez az érték, például Kelet-Egyesült Államok keményfa erdeiben (HELVEY & PATRIC, 1965). Abszolút mennyiségként és a csapadék tömegszázalékaként is az intercepció változik az éghajlattal és a csapadékhullás idejével és intenzitásával (ZINKE, 1967). Ennek számítására RUTTER fejlesztett ki egy modellt (RUTTER et al.,1971, 1975; RUTTER & MORTON, 1977), ami órás meteorológiai adatokkal számol. Szükségesek hozzá az evaporációt irányító változók, például a szélesebbesség, a hőmérséklet és a parciális vízgőznyomás. GASH (1979) ezt a formulát egyszerűsítette le olyan félempirikus alakúra, amely napi egy viharral számol, így már napi adatokkal is használható. Ezek a modellek eredeti formájukban erdős területre alkalmazhatóak, de készült egy átalakítás félsivatagos területre is, ahol a vegetációt főként fűfélék és cserjék alkotják (DOMINGO et al., 1998).

A talajnedvesség változásai nem csak a légköri víztartalomra, ez által a konvektív csapadékképződésre (BREUER, 2012) vannak hatással, hanem például a növényi sztómák ózon fluxusára is (MÉSZÁROS et al., 2009). Így nagyon sokféle modellt lehet megkülönböztetni a készítésének célja alapján (RAJKAI, 2001). A modelleket két fő csoportra oszthatjuk, analitikus és numerikus modellekre. Szerkezeti felépítése alapján lehet funkcionális, ekkor egyszerűsítik a folyamatokat közelítő módszerekkel, vagy lehet mechanisztikus, ha minden ismert részfolyamatot figyelembe vesznek (RAJKAI, 2001). Utóbbiak általában csak numerikus iterációval oldhatók meg. Az időlépték a részletes talajmodellekben többnyire a havi léptéknél kisebb, napi, órás vagy félórás. Bármilyen sok modell is áll rendelkezésre, feljavításukra és gyakorlati feltételekkel szembeni tesztelésükre folyamatosan szükség van (XU & SINGH, 1998).

### 3. Modell leírás

Egy meteorológiai modell létrehozásakor az első lépés meghatározni, hogy milyen skálán dolgozzon a modell, mekkora területre végezzen számításokat. A cellák méretének megállapítása után parametrizáció segítségével lehet beépíteni a kapcsolódó folyamatokat, a valódi fizikai törvények egyszerűsítéseit. Ha modell elkészült, a validáció következik. A szimulációt egy múltbéli időszakra alkalmazva, a számítások és mért értékek összehasonlításából képet kaphatunk a modell beválásáról. Ha a múltra kellően pontos, akkor elkezdődhet a jövőre vonatkozó előrejelzések készítése. A vizsgált talajnedvesség modell félórás időlépcsővel dolgozik, a rácshálózat pedig a szimuláció jellegéből adódóan nincs. Vertikálisan három rétegben történnek a számítások. Az explicit, időben előre haladó numerikus modelleknél a rácshálózat meghatározásakor teljesülnie kell a CFL-kritériumnak. Ez azt mondja ki, hogy a modell mind horizontális, mind vertikális rácsfelbontásának és az alkalmazott időlépcső hányadosának nagyobbak kell lennie, mint az adott irányban leggyorsabban terjedő hullám sebességének (COURANT et al., 1928). Vertikálisan a legkisebb rácstávolság 10 centiméter, az időlépcső 1800 másodperc. Ez eleget tesz a feltételnek, hiszen hányadosuk nagyobb, mint a leggyorsabb vertikális irányú mozgás, a telítési vízvezető képesség, ami  $10^{-4}$  cm s<sup>-1</sup> nagyságrendű (4.2 fejezet).

Ebben a fejezetben a talajnedvesség modellezésének egyes komponenseit tárgyaljuk. A lehetséges formulák közül a legpraktikusabbat választottuk ki és építettük be a vizsgált, Fortran programnyelvű talajnedvesség modellbe. Nem ismertetjük a modell működésének összes lépését, csak a legfontosabb alkotórészeit.

#### 3.1 Intercepció

Az intercepció a növényzet vízfelfogó képességét jelenti, a csapadéknak az a része, ami a vegetáció benedvesítésére használódik fel. A légkörből kihullott csapadék egy része nem éri el a talajt, mert a lombkorona, a lágyszárú növények, vagy az avar nem engedi át. A növényzetnek fontos szerepe van az árvizek megakadályozásában, hiszen egy erdőirtást elszenvedett területről eltűnik az intercepció, a csapadék közvetlenül a talajfelszínnel találkozik először, növelve a talajeróziót és a kimosódást. A növénytakaró jelentős párologtató felület is, így vegetáció nélkül az árvízjárok komolyabbak (ZAGYVAINÉ, 2012).



Az intercepció mennyiségének meghatározására kifejlesztett Rutter-féle modell (RUTTER et al., 1971, 1975; RUTTER & MORTON, 1977) a növényi felszínét úgy tekinti, hogy képes vizet a felszínén tárolni, ami a csapadéktól telítődik, valamint evaporációval és a növénytörzsön lefolyással kiürül. Feltételezi, hogy van egy olyan minimum vízmennyiség ( $S$  [mm]), ami ahhoz kell, hogy a teljes növényi felszín nedves legyen. Amikor ez teljesül, akkor érvényes a potenciális evaporáció ( $E_p$  [mm h<sup>-1</sup>]), aminek az értéke nyáron körülbelül 0,8 mm h<sup>-1</sup>, télen 0,4 mm h<sup>-1</sup>. A növényi felszínen tárolt vízmennyiség ( $C$  [mm]) változása leírható

$$-\frac{dC}{dt} = E_p \cdot \frac{C}{S} \quad [\text{mm h}^{-1}]. \quad (2)$$

egyenlettel. Legyen  $S=1$  mm, ekkor csapadék után nyáron 6, télen 12 óra alatt  $S$ -nek az 1%-ára csökken a felszínen tárolt víz mennyisége. Fontos jellemző még a növénytörzsön való lefolyás mennyisége ( $D$  [mm min<sup>-1</sup>]), ami logaritmikus skálán lineárisan függ össze a növényi felszínen tárolt víz mennyiségével. Ez a kapcsolat felírható:

$$D = e^{a+bC} \quad [\text{mm min}^{-1}], \quad (3)$$

ahol  $b$  a növénytörzsön való lefolyási együttható [-], melynek értéke 3,0 és 4,6 között változik, az  $a$  állandó [-] pedig  $b$  függvényében adható meg (RUTTER et al., 1971). Legyen  $K = \exp(a)$ , ekkor  $K$  [-] és  $b$  segítségével felírható a növényi felszínen tárolt víz mennyisége minden időpontra ( $C_t$  [mm]) a

$$C_t = \frac{\ln[tbK + e^{-bC_0}]}{-b} \quad [\text{mm}] \quad (4)$$

egyenlettel, ahol  $C_0$  a kezdeti időpontban a növényi felszínen tárolt víz mennyisége [mm] (RUTTER et al., 1971).

A modell Domingo-féle átalakítása (DOMINGO et al., 1998) ezt úgy adja meg, hogy

$$C_{t+dt} = C_t + Q_t - D_t - E_t \quad [\text{mm}], \quad (5)$$

ahol  $Q_t$  a növényi felszínre érő víz mennyisége [mm],  $D_t$  a víz lefolyása a növénytörzsön a talajra [mm],  $E_t$  pedig a  $t$  és  $t + dt$  időlépcsők között történt evaporáció [mm]. További kutatás (SELLERS et al., 1986) modellje exponenciális tag segítségével becsüli az intercepció sebességét a sugárzási extinkcióhoz hasonlóan:

$$P_t = P(1 - e^{-K_c LAI})V_c \quad [\text{m s}^{-1}], \quad (6)$$

ahol  $K_c$  az intercepció mértékét meghatározó gyengülési együttható fekete levelekre [-],  $LAI$  a levélfelületi index [ $m^2 m^{-2}$ ],  $P$  a csapadék intenzitása a növényi felszín felett [ $m s^{-1}$ ],  $V_c$  pedig a terület növényi felszínnel borított hányada [-].

A növényzet felületén visszatartott vízmennyiséget, vagyis az intercepciót úgy tekintjük, hogy idővel mind el is párolog. Épp ezért az intercepció és a növény által interceptált víz növényi felszínről történő párolgása azonos mennyiséget takar. Az ezt meghatározó legegyszerűbb lineáris modell (HORTON, 1919) kultúrnövényekre vonatkoztatva

$$C = c \cdot (a + bP) \quad [\text{mm}], \quad (7)$$

ahol  $a, b$  és  $c$  együtthatók függenek a növény fajtától és magasságától [-],  $P$  pedig a csapadék [mm]. A felhasznált együtthatók az 1. táblázatban olvashatóak HORTON (1919) alapján, ahol  $h$  [m] a növény magasságát jelöli méterben kifejezve.

**1. táblázat: A vizsgálat során előforduló kultúrnövényekre vonatkozó intercepciós együtthatók HORTON (1919) alapján**

Növény	$a$	$b$	$c$
<b>Kukorica</b>	0,023 $h$	0,020 $h$	3,28 $h$
<b>Lucerna</b>	0,033 $h$	0,328 $h$	3,28 $h$
<b>Napraforgó</b>	0,065 $h$	0,492 $h$	0,82 $h$
<b>Rét</b>	0,016 $h$	0,262 $h$	3,28 $h$
<b>Zab</b>	0,016 $h$	0,164 $h$	3,28 $h$

Az általunk használt eredeti talajnedvesség modellbe nem volt beépítve az intercepció, úgy számolt, mintha az összes csapadék akadálytalanul a felszínre jutna. Mi a növényzetnek ezt a tulajdonságát is figyelembe akartuk venni. A rendelkezésre álló adatok és a vizsgált terület vegetációja miatt a fenti, kultúrnövényekre vonatkoztatott Horton-modellt alkalmaztuk. A felszínt borító növényzet fajtája ismert, magasságának körülbelüli értéke az évszakot figyelembe véve becsülhető. A meghatározott intercepcióértéket a csapadékból levonva már pontosabb a felszínt érő csapadék mennyisége.

### 3.2 Infiltráció és lefolyás

Az a csapadékmennyiség, ami az intercepciót követően a talajfelszínre ér, vagy lefolyik, vagy beszivárog, esetleg szabad vízfelszínként elpárolog. Az Online Vízügyi Szótár [1 – gwpszotar.hu] szerint a beszivárgás, vagyis az infiltráció a víz behatolása a földfelszínről a gravitáció hatására a talajba, mértékegysége a milliméter. A felszíni lefolyás pedig a víz mozgása a felszínen a víz természetes körforgásában. A vizsgált talajnedvesség modell eredeti verziója rosszul kezeli a csapadékos időszakokat, mert a felszínre érkezett vízmennyiség túl gyorsan lefolyik, így a valós felszíni beszivárgásnál kevesebb a modell által számolt infiltráció. A beszivárgás függőleges irányú, és intenzitása időben csökken. Ha az infiltráció nagyobb, mint a csapadékhullás intenzitása, akkor az összes víz beszivárog a talajfelszínről, és nem történik lefolyás. Ha a beszivárgás intenzitása a kisebb, akkor marad csapadékvíz a felszínen, ami részben lefolyással, részben párolgással távozik (STELCZER, 2000). Többféle módszerrel is meghatározható az infiltráció értéke. Az eredeti vizsgált modell alapján a beszivárgás csak a talajtextúrától függ. A különféle talajok telítési vízvezető képességeinek segítségével kapjuk meg, hogy mennyi víz képes beszivárogni a beérkező csapadékból. Ha a talaj nem képes mindet befogadni, a maradék képezi a lefolyást. A modell ezt az értéket minden fél órára kiszámolja. Valójában az infiltráció a talaj vízáteresztő képességén túl erősen függ a csapadékesemény időtartamától, a lejtési viszonyoktól, a vegetációtól és a földműveléstől is (BERTOL et al., 2015). Nem számol a modell a felszínen maradt vízzel sem. Ha a talaj telített lett, a fennmaradó vízmennyiség nem feltétlenül folyik el mind, akár jelentős része is ott maradhat víztartalékokat képezve a felszín formai adottságaitól függően. Ez a szabad vízfelület is párolog, de a csapadékhullás ideje alatti a magas páratartalom miatt a párolgás elhanyagolható. Viszont amikor a talaj újra telítetlen lesz, a víztartalék lassan beszivárog. Csapadékhullás közben a beszivárgás intenzitásának ( $I_i$  [ $\text{mm h}^{-1}$ ]) és mennyiségének ( $I$  [mm]) számítására több módszer is létezik. A Kosztjakov-féle modell (STELCZER, 2000) empirikus, dimenzió nélküli állandók segítségével határozza meg ezeket az értékeket. A beszivárgás intenzitását és mennyiségét az

$$I_i = c \cdot n \cdot t^{n-1} \quad [\text{mm h}^{-1}], \quad (8)$$

$$I = c \cdot t^n \quad [\text{mm}] \quad (9)$$

összefüggésekkel adja meg, ahol  $c$  és  $n$  vizsgálatokkal megállapított állandók [-],  $t$  pedig a csapadékhullás időtartama [ $\text{h}^{-1}$ ]. A Horton-féle módszer (HORTON, 1940) exponenciális kapcsolatot feltételez a beszivárgás és a csapadékhullás ideje között. A formulák

$$I_i = k_D + (I_{i,0} - k_D) \cdot e^{-at} \quad [\text{mm h}^{-1}], \quad (10)$$

$$I = k_D \cdot t + \frac{1}{\alpha} \cdot (I_{i,0} - k_D) \cdot (1 - e^{-at}) \quad [\text{mm}], \quad (11)$$

ahol  $k_D$  a Darcy-féle függőleges szivárgási együttható (DARCY, 1856), vagyis az állandósult beszivárgás [ $\text{mm h}^{-1}$ ],  $I_{i,0}$  a legnagyobb beszivárgási intenzitás [ $\text{mm h}^{-1}$ ]. Az exponenciális szorzótényező a talajtelítődés időbeli folyamatát írja le,  $\alpha$  a talaj beszivárgási intenzitását jellemző állandó [ $\text{h}^{-1}$ ],  $t$  pedig a csapadékhullás ideje órában [h]. A Sozykin-modell csak száraz, a Befani-modell csak nedves talajra alkalmazható (STELZER, 2000), de mindkettő hiperbolikus kapcsolatot feltételez. Ily módon száraz talaj esetén érvényes az

$$I_i = k_D + \frac{I_{i,0}}{t^\beta} \quad [\text{mm h}^{-1}] \quad (12)$$

egyenlet, míg nedves talajt vizsgálva

$$I_i = \frac{I_{i,0}}{(t_k + t)^\beta} \quad [\text{mm h}^{-1}] \quad (13)$$

a beszivárgás intenzitása, ahol  $t_k$  a telítődés eléréséhez szükséges idő [h],  $\beta$  pedig a talajtól függő kitevő [-]. Teljesen száraz talajra  $\beta$  értéke 1, de általában 0,65 és 0,70 között változik. PHILIP (1957) szerint a beszivárgás intenzitása és mennyisége a csapadékhullás idején ( $t$  [h]) kívül csak a talaj abszorpciós képességétől és a kiindulási víztartalmától függ egy állandón ( $s$  [ $\text{mm h}^{-0,5}$ ]) keresztül. Képlettel leírva:

$$I_i = 30 \cdot \frac{s}{t^{\frac{1}{2}}} + k_D \quad [\text{mm h}^{-1}], \quad (14)$$

$$I = 60 \cdot s \cdot t^{\frac{1}{2}} + k_D \cdot t \quad [\text{mm}]. \quad (15)$$

A számításokban felhasznált  $k_D$  [ $\text{m s}^{-1}$ ] szivárgási együttható fogalmát DARCY (1856) vezette be. Az együttható felírható

$$k_D = K \cdot \frac{g}{v} = 0,20 \cdot \frac{g}{v} \cdot \frac{n^3}{(1-n)^2} \cdot \left(\frac{D_{eff}}{\alpha}\right)^2 \quad [\text{m s}^{-1}], \quad (16)$$

ahol  $g$  a nehézségi gyorsulás [ $\text{m s}^{-2}$ ],  $\nu$  a kinematikai viszkozitás [ $\text{m}^2 \text{s}^{-1}$ ],  $K$  az áteresztőképességi együttható [ $\text{m}^3 \text{s}^{-1}$ ],  $n$  a hézagtérfogat,  $D_{eff}$  a KOŽENY-féle (1953) hatékony szemátmérő [ $\text{mm}$ ],  $\alpha$  pedig az alaki tényező [-], ami a szemcse felületétől és térfogatától függ. Tehát az anyag vízáteresztő képessége a pórusoktól függ. Magyarországra vonatkozó laboratóriumi és helyszíni mérések segítségével UGRON (1959) határozta meg az alábbi összefüggést:

$$k_D = 0,01 \cdot e^{0,174 - 0,167 U_{mol,max}} \quad [\text{m s}^{-1}], \quad (17)$$

ahol  $U_{mol,max}$  a maximális molekuláris nedvességtartalom és meghatározható:

$$U_{mol,max} = 1,7 \cdot Hy + 4 \quad [\text{kg m}^{-3}], \quad (18)$$

melyben  $Hy$  a Mitscherlich-féle higroszkóposság [% vagy  $\text{kg m}^{-3}$ ]. Utóbbi a TAKI mérésekben rendelkezésre állt. Ezzel a módszerrel számítottuk a szivárgási együtthatót a talajnedvesség modellben, és ezt felhasználva a HORTON (1940) módszert alkalmaztuk a beszivárgás mennyiségének meghatározására. Az infiltrációs képletben szereplő  $\alpha$  állandó értékét  $1,4 \text{ h}^{-1}$ -nak vettük és a legnagyobb beszivárgási intenzitást ( $I_{i,0}$ )  $27 \text{ mm h}^{-1}$ -nak, mely értékek Magyarországon végzett infiltróméteres mérések alapján lettek meghatározva (KONTUR et al., 1993). Az a vízmennyiség, ami a csapadékból nem képes beszivárogni, a lefolyást képezi a modellben.

### 3.3 Evapotranszpiráció

A hidrológiai ciklus két legjelentősebb alkotóeleme a csapadék és a párolgás. Definíció szerint a párolgás, vagyis az evaporáció az a folyamat, amely során a víz folyékony halmazállapotból légnemű halmazállapotba megy át. A potenciális evaporáció a szabadföldi vízkapacitás és a hervadásponthoz függvénye (MAHRT & EK, 1984). A tényleges evaporáció sebessége közvetlenül a talajfelszínről ( $E_s$  [ $\text{m s}^{-1}$ ]) SELLERS et al. (1986) szerint az alábbi összefüggéssel számítható:

$$\lambda E_s = \frac{[f_h e_*(T_{gs}) - e_a]}{r_{surf} + r_d} \cdot \frac{\rho c_p}{\gamma} \cdot (1 - V_g) \quad [\text{W m}^{-2}], \quad (19)$$

ahol  $\lambda$  a párolgás látens hője [ $\text{J kg}^{-1}$ ] és a  $\lambda E_s$  szorzat egységnyi teljesítményként fogható fel. A képletben  $e_*(T_{gs})$  a telítési vízgőznyomást jelöli a felszín hőmérsékletén [ $\text{mb}$ ],  $f_h$  a levegő relatív páratartalma a talajfelszín felett [-],  $\gamma$  pszichrometrikus állandó [ $\text{mb K}^{-1}$ ].

Továbbá  $\rho$  a levegő sűrűsége [ $\text{kg m}^{-3}$ ],  $c_p$  a levegő fajhője [ $\text{J kg}^{-1} \text{K}^{-1}$ ],  $e_a$  a vízgőznyomás a növényi felszín felett [mb],  $V_g$  a felszín vegetációval borított hányada [-],  $r_a$  az aerodinamikai ellenállás a növényi felszín és a referencia magasság között [ $\text{s m}^{-1}$ ],  $r_{surf}$  pedig a talajfelszín ellenállása [ $\text{s m}^{-1}$ ]. SUN (1982) szerint az utóbbi felírható

$$r_{surf} = d_1 + d_2(W_1)^{-d_3} \quad [\text{s m}^{-1}], \quad (20)$$

ahol  $d_1, d_2$  és  $d_3$  empirikus állandók [ $\text{s m}^{-1}$ ],  $W_1$  pedig a felszíni réteg telítési és tényleges talajnedvességének hányadosa [-].

A talaj párolgásának számítása nem elég. A felszínt növényzet borítja, ami szintén fontos szerepet játszik a vízháztartásban. A növényzet párologtatását nevezik transzspirációnak. A teljes evapotranszpiráció a már említett három komponens összege, melyek a talaj vékony felső rétegének az evaporációja, a transzspiráció a gyökereken és a növényi felszínen keresztül, és a növényi felszín által interceptált csapadékvíz evaporációja. Az utóbbi függ az interceptált vízmennyiség és a növényi felszínen maximálisan tárolható vízmennyiség arányától, illetve a növényi felszín ellenállásától, valamint a potenciális evaporációtól (CHEN & DUDHIA, 2001). Úgy tekintjük, hogy az összes csapadékból interceptált víz idővel elpárolog (HORTON, 1919), így ez a talajnedvesség változásában nem játszik szerepet. Tehát a teljes evapotranszpirációt számolhatjuk két érték összegeként, melyek a felszín párolgása és a növényzet által a talajból felvett, majd elpárologtatott vízmennyiség.

A vizsgált talajnedvesség modell azt az evapotranszpirációt számító módszert követi, mely szerint először a potenciális evapotranszpiráció ( $ET_{pot}$  [ $\text{mm d}^{-1}$ ]) meghatározása a cél, majd annak a megállapítása következik, hogy a lehetséges értéknek mekkora része a tényleges evapotranszpiráció ( $ET$  [ $\text{mm d}^{-1}$ ]). A potenciális párolgás értékét PRIESTLEY & TAYLOR (1972) képletével számoljuk:

$$ET_{pot}(t) = \alpha_{PT} \cdot \frac{\Delta}{\lambda \cdot (\Delta + \gamma)} \cdot (R_n - G) \quad [\text{mm d}^{-1}] \quad (21)$$

ahol  $\alpha_{PT}$  a Priestley–Taylor-együttható [-], melynek értéke 1,25 vagy 1,75 a relatív nedvességtől függően,  $\lambda$  a párolgási hő [ $\text{J kg}^{-1}$ ],  $R_n$  a nettó sugárzási (hosszú- és rövidhullámú) egyenleg [ $\text{J m}^{-2} \text{s}^{-1}$ ],  $G$  a talajhőáram [ $\text{J m}^{-2} \text{s}^{-1}$ ],  $\gamma$  a pszichrometrikus állandó [ $\text{hPa K}^{-1}$ ],  $\Delta$  pedig a telítési vízgőznyomás görbe hajlata [ $\text{hPa K}^{-1}$ ].

A tényleges evapotranspiráció napi értékeinek becslése egy félempirikus együttható segítségével történik a potenciális értékből az alábbi kapcsolat fennállásával:

$$ET = \alpha \cdot (ET)_{pot} \quad [\text{mm d}^{-1}], \quad (22)$$

melyben  $\alpha$  a limitáló tényező [-], értéke 0 és 1 közötti. Becslésére ANTAL (1968) a következő módszert dolgozta ki:

$$\alpha = \frac{\sigma + \beta}{1 + \beta} \cdot \sigma \quad [-], \quad (23)$$

ahol

$$\sigma = \frac{U_V - U_{V,min}}{n - U_{V,min}} \quad [-], \quad (24)$$

melyben  $\beta$  a növényi állandó [-] (ANTAL & POSZA, 1970),  $U_V$  a relatív talajnedvesség térfogatszázalékban [%],  $U_{V,min}$  a minimális talajnedvesség térfogatszázalékban [%] és  $n$  a fedőréteg porozitása [-]. A modellben viszont az  $\alpha$  együttható nem a fent ismertetett ANTAL (1968) módszerrel kerül meghatározásra a számításokban, hanem a szabadföldi vízkapacitáshoz ( $\Theta_f$  [ $\text{m}^3 \text{m}^{-3}$ ]) és a hervadásponthoz tartozó vízkészlet ( $\Theta_w$  [ $\text{m}^3 \text{m}^{-3}$ ]) függvényeként. BREUER (2012) alapján az  $\alpha$  becslése

$$\alpha = \begin{cases} 1 & , ha \quad \Theta \geq \Theta_f, \\ \max(\beta, \Omega, 0, 1) & , ha \quad \Theta_f \geq \Theta \geq \Theta_w, \\ 0, 1 & , ha \quad \Theta \leq \Theta_w \end{cases} \quad [-] \quad (25)$$

szerint történik. Ha a talajnedvesség értéke  $\Theta_f$  és  $\Theta_w$  között van,  $\beta$ -val és  $\Omega$ -val is becsüljük. A hasznos vízkészlet relatív értékét jelöli  $\beta$  [-], ez többek között HILLEL (1971) munkásságában kerül elő, meghatározása:

$$\beta = \frac{\Theta - \Theta_w}{\Theta_f - \Theta_w} \quad [-]. \quad (26)$$

A növényzet és légkör közötti kapcsolat erősségét ( $\Omega$  [-]) MCNAUGHTON & JARVIS (1983) definiálta

$$\Omega = \frac{\frac{\Delta + 1}{\gamma + 1} r_f}{\frac{\Delta + 1}{\gamma + 1} + r_a} \quad [-] \quad (27)$$

formában, ahol  $r_f$  a sztómaellenállás [ $\text{s m}^{-1}$ ],  $r_a$  az aerodinamikai ellenállás [ $\text{s m}^{-1}$ ],  $\gamma$  a pszichrometrikus állandó [ $\text{hPa K}^{-1}$ ] és  $\Delta$  a telítési vízgőznyomás görbe hajlata [ $\text{hPa K}^{-1}$ ].

Az aerodinamikai ellenállás becslése erdőkre ROBINS (1969) empirikus relációjával egyszerűen kifejezhető az alábbi módon:

$$r_a = \frac{f}{u} \quad [\text{s cm}^{-1}], \quad (28)$$

ahol  $f$  [-] értéke 9,2 és  $u$  a növényzet fölötti szélesség  $[\text{cm s}^{-1}]$ . Ez a nagyon egyszerű becslés erdőkre alkalmazható jól, az általunk használt területeken azonban érdemesebb MONTEITH (1965) módszerét felhasználnunk, mely szerint:

$$r_a = \frac{1}{k^2 u} \left[ \ln \left( \frac{z-d}{z_0} \right) \right]^2 \quad [\text{s cm}^{-1}], \quad (29)$$

ahol  $k$  a Kármán állandó [-], értéke 0,4,  $z$  azt a magasságot jelöli, amelyre a szélesség érték vonatkozik, vagyis a növény magasságánál két méterrel többet  $[\text{cm}]$ ,  $z_0$  az érdességi magasság, melyet a növény magasságának 10 százalékával becsülhetünk  $[\text{cm}]$ , míg  $d$  a növény magasságának 75 százalékaként az érdességi rétegvastagság  $[\text{cm}]$ . A módosított modellbe ez a számítás került beépítésre beolvasott széladatok felhasználásával.



## 4. Adatok

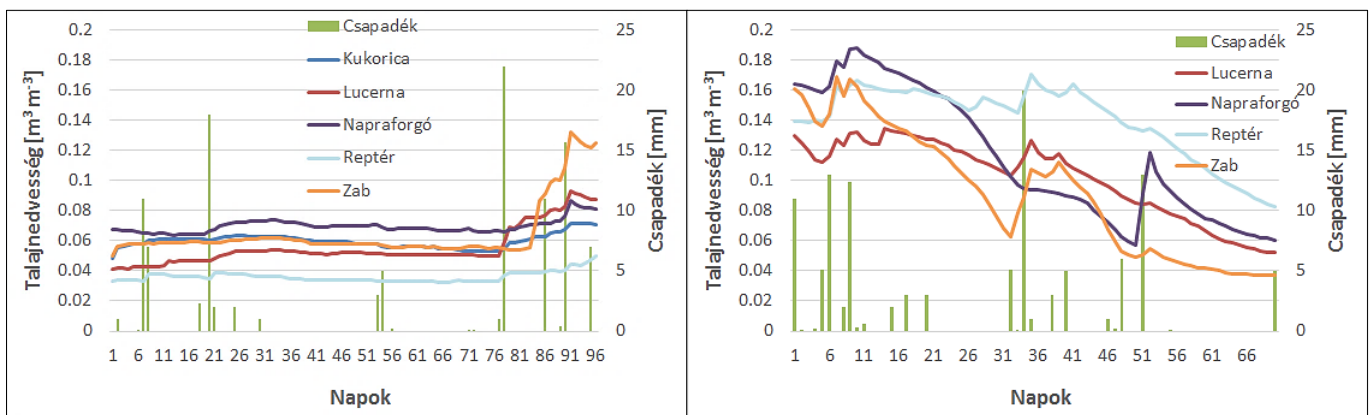
### 4.1 Mért talajnedvességi és meteorológiai adatok

Szeged környéki talajnedvesség mérések értékei állnak rendelkezésünkre, amelyek a reptértől néhány kilométernyi távolságban készültek. A folyamatos talajnedvességtartalom-méréseket a Magyar Tudományos Akadémia Talajtani és Agrokémiai Intézete (TAKI) készítette OTKA kutatási pályázat keretében. Különböző mezőgazdasági kultúrák talajába CS616-os típusú nedvességmérőket temettek, melyek segítségével 10–40 és 40–70 cm-es mélységre vonatkozóan végeztek méréseket. Ezek az in-situ mérések megfelelnek a matematikai statisztika alapvető követelményeinek, vagyis megfelelő mennyiségű adatunk van, amik függetlenek és reprezentatívak. Napi értékek állnak a rendelkezésünkre, a mérés minden nap egyformán zajlott, a folytonosság teljesül. Két néhány hónapos időszakra vonatkoznak, 2012 nyár végére (július 4. – október 8.) és 2013 nyár elejére (május 22. – július 30.). A 2012-es évre öt különböző talajból érhetőek el mérési adatok, egy kukoricaföldről, egy lucernáról, egy napraforgómezőről, a reptér füves területéről és egy zabbal vetett földről. Ugyanakkor 2013-ból csak négy adatsor áll rendelkezésünkre, a kukoricaföldön nem készültek mérések. Mind az öt talaj adottságait felhasználva, a modell jóságát vizsgáljuk. A mérések pontos helyszínei az 1. ábrán láthatóak.



1. ábra: A mérések helyszínei (Google Earth segítségével)

A mért talajnedvesség adatok az egyes talajokra a 2. ábrán találhatóak. A 2012-es nyár száraz, egyenletes talajnedvességű időszak volt, míg 2013-ban jóval változékonyabb értékeket figyelhetünk meg. A korábbi nyáron lassan telítődő, a későbbin gyorsan kiszáradó talajokat láthatunk.



**2. ábra: A mért talajnedvesség-adatok minden helyszínre, és a napi csapadékösszeg a meteorológiai obszervatórium területén 2012-ben (bal) és 2013-ban (jobb)**

A vizsgált modell a talajnedvesség adatokon kívül az erre az időszakra vonatkozó meteorológiai mennyiségeket is felhasználja. Napi adatok elegendőek, ezeket a szinoptikus mérések napi összefoglalói elégítik ki, melyek a napraforgómező szomszédságában található meteorológiai állomáson készültek, az Országos Meteorológiai Szolgálat mérőhálózatának szegedi állomásán. A felhasznált értékeket az OGIMET [2 – ogimet.com] oldal hivatalos napi összefoglalói adják. Szükséges bemenő hőmérsékleti paraméterek a napi átlagos, minimum és maximum hőmérsékleti értékek. Nedvességi paraméterek a relatív nedvességtartalom napi átlaga, az átlagos felhőborítottság, a napi csapadékösszeg illetve a csapadékhullás ideje. A csapadék mérése Hellmann-féle csapadékmérővel történt, ami a szél miatt 0–10% hibával terhelt, ennyivel alulbecsüli a valós lehullott csapadékmennyiséget. Ez a hiba elhanyagolhatóan kicsi. Ebben a nyári időszakban havazásra nem számítunk, így a hóvastagság nem releváns paraméter. Továbbá a napi átlagos légnyomás illetve szélsőérték érték is beolvasott mennyiségek. A légnyomás értéke a Priestley–Taylor-együttható meghatározásához szükséges, ami elengedhetetlen a potenciális evapotranszspiráció becsléséhez. A szél sebességének ismerete pedig az aerodinamikai ellenállás megadásához indokolt, amely ugyancsak az evapotranszspirációszámításához szükséges.

A meteorológiai adatokon kívül bemenő paraméter még a modellben a kezdeti feltételként szereplő, az időszak első napjára vonatkozó napi talajnedvesség érték. A fentebb tárgyalt két mélységben készült talajnedvesség mérések átlaga adja a napi átlagos talajnedvességet.

## 4.2 Felszíni és talajadatok

Erre az öt mérési pontra vonatkozó talajparamétereket, a talaj hidrofizikai tulajdonságait a TAKI a mérések végzésekor meghatározta. Minden talaj mért mélységeiből vett bolygatlan talajmintákon, laboratóriumban állapították meg a kérdéses értékeket, melyek szükségesek a modell működéséhez. A talajnedvességet  $\Theta$ -val jelöljük [ $\text{m}^3 \text{m}^{-3}$ ]. A telítetlen talajnedvesség potenciál ( $\Psi$  [m vízoszlop]) a szívóhatást jellemzi, azt mutatja meg, hogy mekkora erő szükséges a talajban tárolt kötött víz nem kötött, vagyis szabad állapotba kerüléséhez. Gyakran cm-es vízoszlopmagasságban van kifejezve, aminek a tízes alapú logaritmus adja a talajnedvesség potenciálhoz tartozó  $pF$  értéket. A telítési talajnedvesség ( $\Theta_s$  [ $\text{m}^3 \text{m}^{-3}$ ]) a talajrészecskék közötti teret teljesen kitöltő vízmennyiséget mutatja meg. A szabadföldi vízkapacitás gravitációs vízmozgás hatására alakul ki nagy esőzés utáni harmadik napon. A hozzá tartozó vízmennyiség ( $\Theta_f$  [ $\text{m}^3 \text{m}^{-3}$ ]) azt adja meg, hogy a talaj a maximális vízmennyiségből a gravitációs erővel szemben mennyit tart vissza. Becsülhető  $pF$  segítségével (VÁRALLYAY, 1973) az alábbi módon:

$$pF = \lg[\Psi(\Theta_f)] = 2,3 \quad [-]. \quad (30)$$

A hervadáspontra az az állapot, amikor a talaj víztartalma éppen olyan alacsony, hogy az alatt az elégtelen talajnedvesség miatt a gyökerek már nem képesek a talajból kötött vizet felvenni. Az ehhez tartozó víztartalom ( $\Theta_w$  [ $\text{m}^3 \text{m}^{-3}$ ]) becslése többnyire a  $pF = 4,2$  alapján történik. A telítési vízpotenciál ( $\Psi_s$  [m vízoszlop]) és porozási index ( $b$  [-]) számítása mért  $\Theta$ - $\Psi$  párok segítségével történhet CAMPBELL (1974) képlete

$$\Psi(\Theta) = \Psi_s \cdot \left(\frac{\Theta}{\Theta_s}\right)^{-b} \quad [\text{m}] \quad (31)$$

segítségével (BREUER, 2012). A talajtextúra különböző mintáira kapott különböző  $\Psi_s$  és  $b$  értékek átlagai adják meg a talajtextúrára jellemző értékeket. CAMPBELL (1974) alapján a talaj telítetlen vízvezető képessége a talajnedvesség függvényében írható fel a

$$K(\Theta) = K_s \cdot \left(\frac{\Theta}{\Theta_s}\right)^{2b+3} \quad [\text{m s}^{-1}] \quad (32)$$

képlettel, ahol  $K_s$  [ $\text{m s}^{-1}$ ] a telítési vízvezető képesség. E hidraulikus paraméterek értékei a különböző vizsgált talajokra vonatkozva a TAKI talajminta vizsgálata alapján a 2. táblázatban olvashatóak. A különböző talajtípusokat a rajtuk telepített növénykultúrák

neveivel jelölöm, illetve a reptér füves területére vonatkozó talajparamétereket „Reptér” néven mutatom be.

**2. táblázat: A különböző talajtípusok hidraulikus paraméterei**

Talajtípus	$b$ [-]	$\Psi_s$ [m]	$K_s$ [ $m\ s^{-1}$ ]	$\Theta_s$ [ $m^3\ m^{-3}$ ]	$\Theta_f$ [ $m^3\ m^{-3}$ ]	$\Theta_w$ [ $m^3\ m^{-3}$ ]
<b>Kukorica</b>	4,78	0,308	$7,57 \cdot 10^{-6}$	0,501	0,308	0,110
<b>Lucerna</b>	3,82	0,226	$2,41 \cdot 10^{-5}$	0,407	0,226	0,044
<b>Napraforgó</b>	3,98	0,324	$4,20 \cdot 10^{-6}$	0,541	0,324	0,139
<b>Reptér</b>	7,99	0,382	$5,38 \cdot 10^{-7}$	0,491	0,382	0,171
<b>Zab</b>	3,33	0,035	$3,24 \cdot 10^{-7}$	0,393	0,153	0,027

A felszíni paraméterek közül legfontosabb a felszínt borító vegetáció típusának és mennyiségének ismerete. A növényzetek minimális sztómaellenállásait ( $RST$  [ $s\ m^{-1}$ ]) és levélfelületi index értékeit ( $LAI$  [ $m^2\ m^{-2}$ ]) CAIRD et al. (2007) számos kultúrnövény fajtára összegyűjtötte. Nem számolunk az évi menettel, hanem a maximális értékét vesszük, hiszen ebben a nyári időszakban ez konstansnak vehető. A pontos értékek a 3. táblázatban találhatóak, a növények becsült nyári magasságával ( $h$  [m]) egyetemben.

**3. táblázat: A különböző felszínborítottságokhoz tartozó minimális sztómaellenállás ( $RST$ ), levélfelületi index ( $LAI$ ) és becsült növénymagasság ( $h$ ) értékek**

Felszín típus	$RST$ [ $s\ m^{-1}$ ]	$LAI$ [ $m^2\ m^{-2}$ ]	$h$ [m]
<b>Kukorica</b>	100	3,5	1,5
<b>Lucerna</b>	40	2	0,4
<b>Napraforgó</b>	70	2,5	1,3
<b>Reptér</b>	80	2	0,05
<b>Zab</b>	200	4	1

A talajnedvesség modellben a levélfelületi index esetében nem csak a CAIRD et al. (2007) által meghatározott értékeket használtuk fel, hanem a NASA jóvoltából rendelkezésre álló MODIS műhold MOD15A2 produktumát is (LP DAAC, 2012a). Az adatbázisban egy km-es nyers mérések találhatóak 0,1 fokra interpolálva, minden hónapra vonatkozóan, globális skálán. Az adatbázisból kinyert levélfelületi index érték a vizsgált területre 2012 nyarán  $1\ m^2\ m^{-2}$ , 2013 nyarán pedig  $1,33\ m^2\ m^{-2}$  volt átlagosan.

Ugyanúgy a MODIS műhold méréseit használtuk fel az albedó értékének meghatározásához is. Az MCD43C3 (LP DAAC, 2012b) jelölésű produktumban a havi albedó [-] értékek találhatóak a teljes földfelszínre, melyek szintén 0,1 fokra interpolált nyers egy km-es mérések. Az albedó a 2012-es időszakra átlagosan 0,157 a Szeged környéki területen, míg 2013-ban 0,155. Így pontosabb értékkel tud számolni a modell az átlagos globális 0,23 albedó helyett.

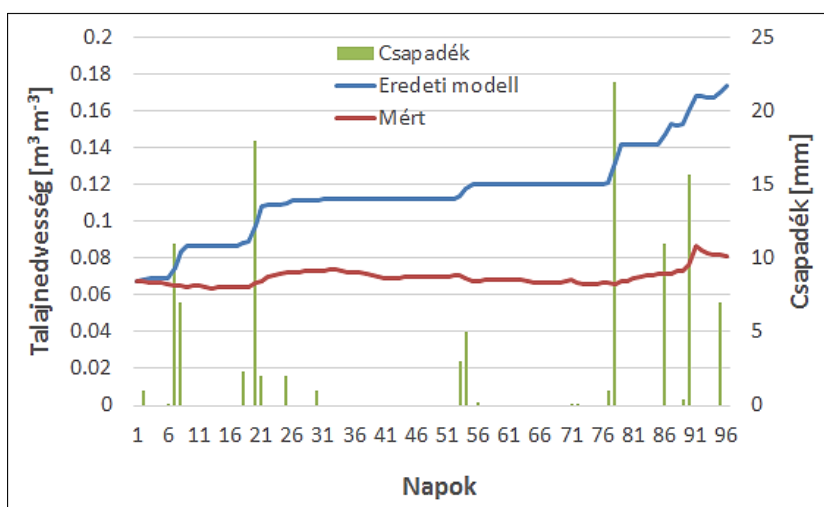
A termőtalajréteg vastagságát további adatok híján 1 méteresnek vettük. Ez a teljes modellbeli talajréteg vastagságának a fele.

## 5. Eredmények

### 5.1 Változtatások hatásai

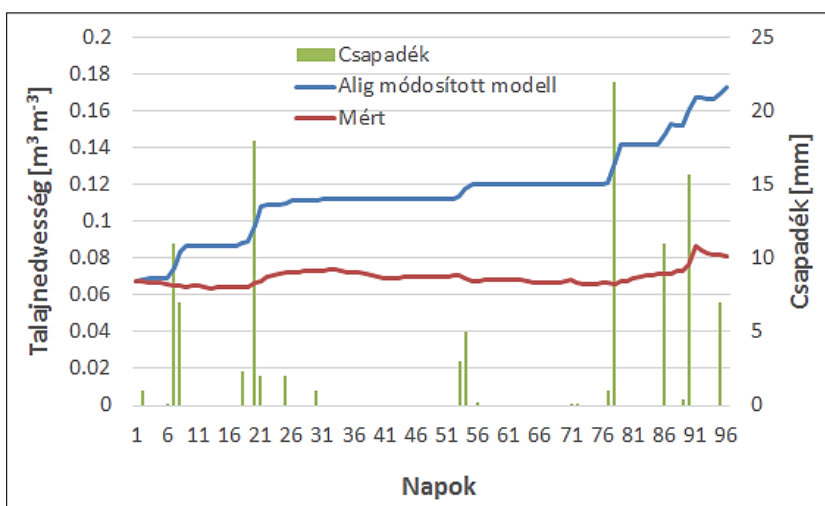
Ebben a fejezetben a modellben történt egyes változtatások hatásai kerülnek bemutatásra két állomáson. A 2012-es napraforgómezőre vonatkozó talajnedvesség adatsor és a lucernával borított terület 2013-as adatsora példáin keresztül készült a szemléltetés. A jelentősebb változtatások egyesével történő bevezetése után egy-egy új modellfuttás készült, és az eredményeket vizsgálva a változásokat figyeljük. A következő diagramokon az egyes talajnedvesség szimulációk eredményei (kék görbe) és a hozzájuk tartozó mérési értékek (piros görbe) lesznek láthatóak. A vízmérleg változásának megértéséhez a napi csapadékösszegek is ábrázolásra kerülnek (zöld oszlop).

Az eredeti modellben mindenekelőtt a vizsgált időszak hosszát és a rácspontok számát kellett megváltoztatni. Ha már minden beállítás megfelelő, akkor legelőször az eredeti, átírások nélküli modellfutást érdemes vizsgálni. A 3. ábrán az a változat látható a napraforgómezőre nézve, amikor a levélfelületi index adatokat CAIRD et al. (2007) alapján vesszük, albedónak a globális 0,23 értéket használjuk, a légnyomás értéke becsült, és a mért szélesség adatok sincsenek felhasználva. Így az aerodinamikai ellenállás meghatározása nem a fentebb leírt MONTEITH (1965) módszerrel készült (3.3 fejezet), hanem az eredeti modell formuláját alkalmazva, ami a potenciális evapotranszpirációt, a földrajzi szélességet, és a telítési és parciális gőznyomást használja fel. Látható, hogy jelentősen felülbecsül a modell az adott 2012-es időszakban.



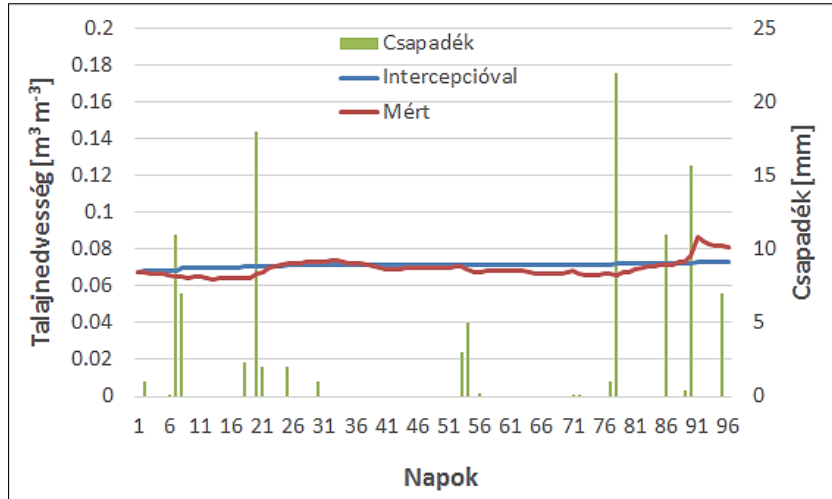
3. ábra: A napraforgómező talajnedvessége 2012-ben az eredeti modell alapján

A beolvasott paraméterek száma is változott, illetve több meteorológiai adat állt rendelkezésre erre az időszakra. Ha felhasználjuk a mért meteorológiai paraméterek közül a légnyomás és szélsébség értékeket is, és segítségükkel a Monteith-féle aerodinamikai ellenállás számítását alkalmazzuk, alig tapasztalható változás (4. ábra). Továbbá ebben a futásban már a MODIS által mért levélfelületi index és albedó értékeket vettük figyelembe. Az 3. ábrán látható diagramhoz képesti minimális eltérés miatt ezek a paraméterek nem tűnnek kulcsfontosságúnak ebben a szimulációban a szárazság miatt. A csapadékos napoknál hirtelen emelkedéseket mutat a számítás görbéje. Az időszak végi jelentős esőzések után a szimuláció utolsó, 96. napján már majdnem  $0,1 \text{ m}^3 \text{ m}^{-3}$  különbség van a számítás és mérés értékei között. Az egyre növekvő értékek miatt úgy látszik, mintha a modell szerint az összes csapadék akadálytalanul beszivárogná a talajba.



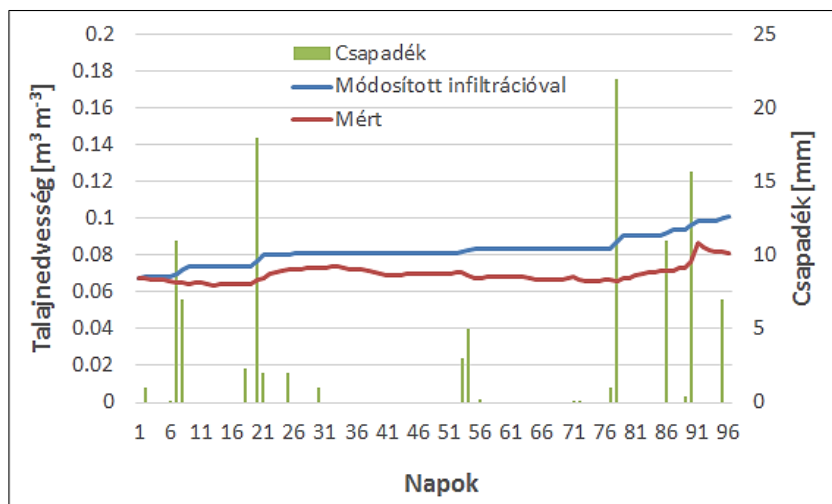
**4. ábra: A napraforgómező talajnedvessége 2012-ben az alig módosított modell alapján**

A csapadék szabad útját módosítva először a növényzet vízfelfogó képességét vesszük számba. Az eddig nem figyelembe vett intercepció beépítésével a két görbe nagyon közel kerül egymáshoz (5. ábra). Az átlagos négyzetes hiba, vagyis az egyes napi értékek négyzetes eltéréseinek átlagának gyöke mindössze  $0,0034 \text{ m}^3 \text{ m}^{-3}$ , ami az első futás hibájához képest ( $0,0393 \text{ m}^3 \text{ m}^{-3}$ ) egy nagyságrenddel kisebb. Viszont az intercepció látványosan „kiegyenesítette” a görbét, elsimult minden egyenetlenség. Így nem látszik semmilyen emelkedés a csapadékos napokon. Látható viszont, hogy a növényzet nem csak az evapotranszpiráción belüli párologtató funkciójaként, hanem a talajt érő csapadékmennyiség meghatározásában is komoly szerepet játszik.



5. ábra: A napraforgómező talajnedvessége 2012-ben az intercepció figyelembe vételével

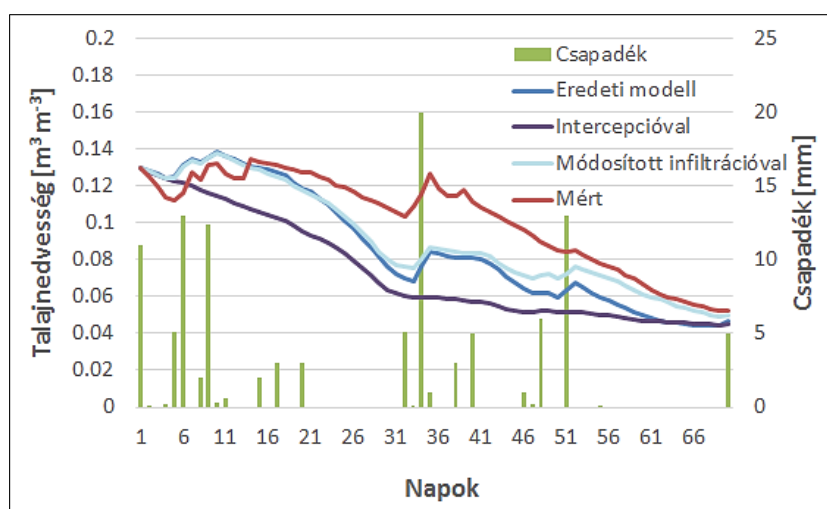
A másik jelentős módosítás a modellben a beszivárgás kalkulációjának átalakítása. Az infiltrációt becsülő számítások Horton-féle módszerre történő átírásának (3.2 fejezet) hatására sokkal életszerűbb eredményt kapunk (6. ábra). Újra megfigyelhető a csapadék hatása a számításokban, hasonlóan a mérés adatsorához. Ennek oka, hogy a Horton-féle beszivárgáskálcálás nem a csapadék mennyiségét, hanem a csapadékhullás időtartamát veszi alapul. Bár az átlagos négyzetes hiba  $0,0111 \text{ m}^3 \text{ m}^{-3}$ -re nő, a korreláció is kissé megnő és megfelelően magas  $0,72$  értékű. Noha még mindig felülbecsüli a modell a talajnedvesség értékét ezen a területen, már jóval kisebb mértékben, mint az eredeti verzió esetén. Az idővel egymástól lassan távolodó görbék között a legnagyobb eltérés csak  $0,02 \text{ m}^3 \text{ m}^{-3}$  körüli. Mivel a csapadék nélküli időszakokban nem történik beszivárgás, a száraz időszakok talajnedvesség-értéke továbbra is közelítőleg állandó.



6. ábra: A napraforgómező talajnedvessége 2012-ben az infiltrációszámítás módosításával



Ugyanezeket a lépéseket egy 2013 nyarára vonatkozó adatsorra, a lucernás területére is ismertetjük (7. ábra). A diagramon a komolyabb átírások nélküli modellfutás „Eredeti modell” jelöléssel látható. A mért adatsorral vett korrelációja nagyon magas, 0,89 értékű. A számítások az első 13 napon fölülbecsülik, a többi napon viszont alulbecsülik a mért értékeket. Ha figyelembe veszi a szimuláció az intercepciót is, de az eredeti infiltrációbecslést alkalmazza, újból megfigyelhető a korábbi kisimulás az „Intercepcióval” jelölésű görbén is. Az időszak közepén jelentős eltérések láthatóak a mérésekhez képest, a 35. napon több mint  $0,06 \text{ m}^3 \text{ m}^{-3}$  különbség vehető észre. A számított talajnedvesség nagyobb mértékű kiszáradást szenved, jóllehet, az időszak második felében, a talaj hervadásponthoz ( $0,044 \text{ m}^3 \text{ m}^{-3}$ ) közeledve már jóval lassabban szárad tovább. A „Módosított infiltrációval” nevű görbe a Horton-féle infiltrációs számítás beiktatásával készült futás eredménye. Az időintervallum elején nagyon jó átfedést mutat a módosíthatlan modell számításával. Itt a különböző beszivárgásszámítások között nincs jelentős eltérés. Az utolsó 20 napban azonban a módosított modell pontosabb talajnedvesség értékeket ad. A három változat között az átlagos négyzetes hibákban nincs olyan jelentős különbség, mint a napraforgómező esetén. A változtatás nélküli modell  $0,0212 \text{ m}^3 \text{ m}^{-3}$  négyzetes hibával számolt. Az intercepció beépítésével lett a legpontatlanabb a becslés,  $0,0337 \text{ m}^3 \text{ m}^{-3}$  hibával, és  $0,0173 \text{ m}^3 \text{ m}^{-3}$  a módosított beszivárgással készült modelleredmény átlagos négyzetes eltérése. Bár ez lett a kismértékben jobb szimuláció, a méréssel vett korrelációja 0,88-as értékkel nem jobb az eredeti modellénél, melynek korrelációja egy századdal több.

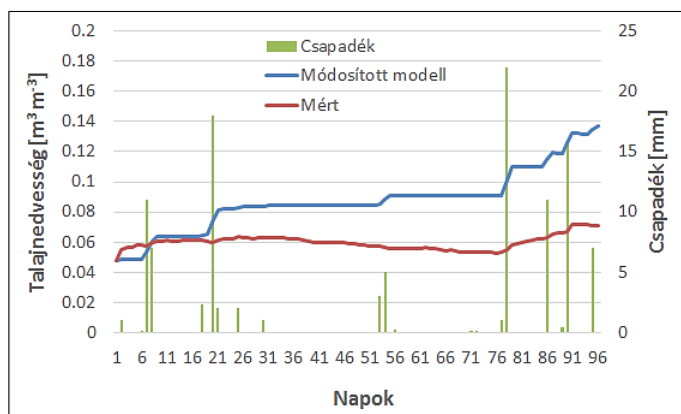


**7. ábra: A lucernás talajnedvessége 2013-ban az eredeti modell, az intercepciót is figyelembe vevő modell, és a módosított infiltrációval számító modell alapján**

A talajnedvesség a csapadékkal áll legszorosabb kapcsolatban, ezért becsléséhez a talajba jutó csapadékvíz mennyiségének pontos meghatározása elengedhetetlen. Ez a légkörből kihullott mennyiség ismeretében az intercepció és a beszivárgás megállapításával lehetséges. Az ismertetett módosítások hatásai alapján összességében elmondható, hogy bár a növényzet jelentősen befolyásolja a talajnedvesség változásait, az infiltráció minél precízebb meghatározása mégis pontosabb közelítő értékeket hoz. A többi, itt nem ismertetett állomás esetében is ugyanez figyelhető meg. A modell átalakítása során lényeges változtatás nélkül hagyunk minden sugárzással kapcsolatos számítást, a rétegek közti felszín alatti lefolyások, és a potenciális és tényleges evapotranszpiráció becslését.

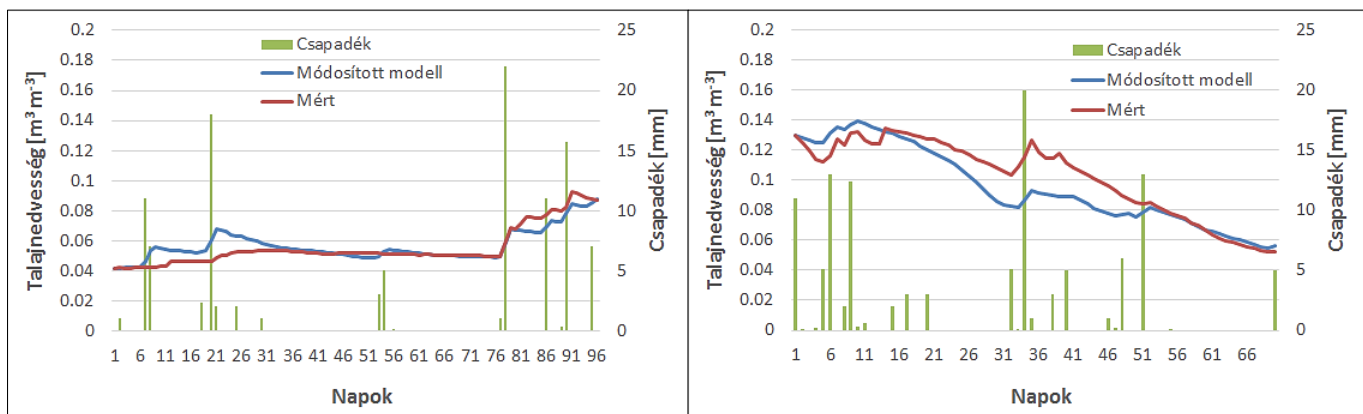
## 5.2 Modellezett talajnedvesség értékek

A módosított talajnedvesség modell számításainak eredményei láthatóak a következő ábrákon. Az egyes állomásokra vonatkozó értékek mind a 2012-es, mint a 2013-as időszakra bemutatásra kerülnek. A kukoricaföld esetében csak 2012 nyaráról állnak rendelkezésre mérési adatok. Ekkor a kezdetben viszonylag pontos számítás hamar elkezd jelentősen felülbecsülni a talajnedvesség mennyiségét (8. ábra). A 2012-es nyár száraz időszaknak mondható, a mért talajnedvességben alig történik változás. Ahogyan itt is, az összes mérési adatsoron csak az utolsó napokban figyelhető meg emelkedés. Ezt a kiegyensúlyozottságot nem tudja megfogni a modell. Ennek oka lehet, hogy a csapadék adat pontatlan, ugyanis a nyári időszakban hullott csapadék nagy része szórványos záporokból állt. A számítás alapján, az utolsó napon már kétszerannyi talajnedvességet várnánk, mint a mért értékek mutatják.



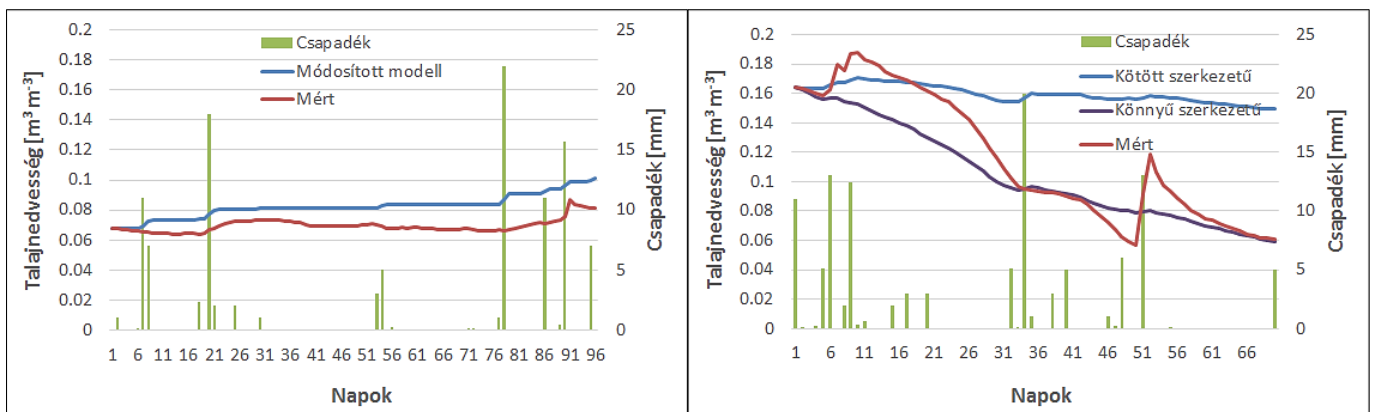
8. ábra: A kukoricaföld talajnedvessége 2012-ben

Bár a kukoricaföldre nem működik jól a modell, a lucernásra vonatkozó számítások kellően pontos eredményt adnak (9. ábra). A modell 2012-ben szinte tökéletes egyezést mutat a mért értékekkel, az átlagos négyzetes eltérés mindössze  $0,0061 \text{ m}^3 \text{ m}^{-3}$ , a korreláció pedig 0,89. A 2013-as időszakban a lucernás területére  $0,0173 \text{ m}^3 \text{ m}^{-3}$  a négyzetes hiba és 0,88 a korreláció. A csapadékos és a száraz időszakokat is jól kezeli a modell. A szimuláció időtartamának végére is pontos a becslés értéke mindkét időszakban. A lucernás területére kiválóan alkalmazható ez a talajnedvesség modell.



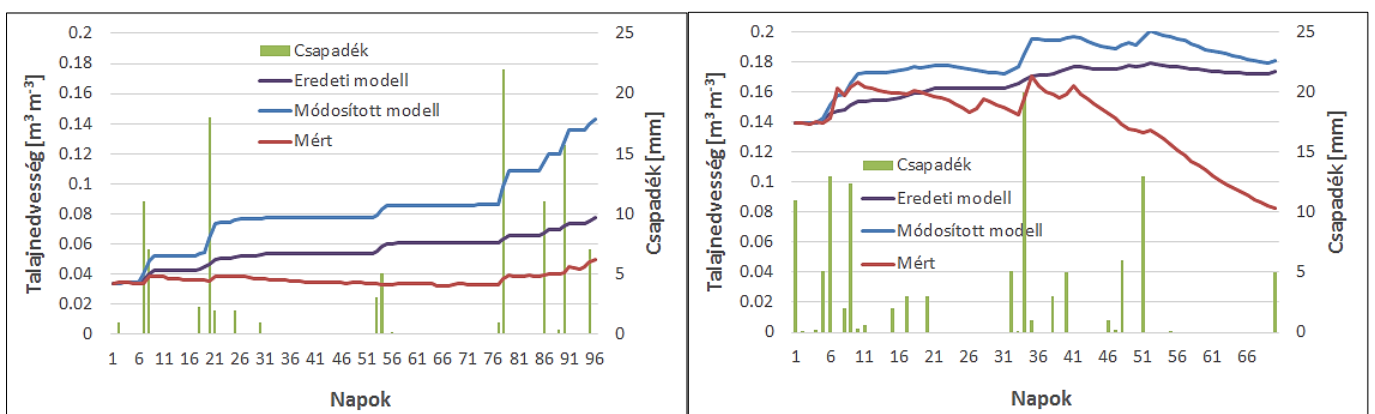
**9. ábra: A lucernás talajnedvessége 2012-ben (bal) és 2013-ban (jobb)**

Napraforgómezőre a módosítások hatásai a 2012-es időszakra az 5.1 fejezetben olvashatóak. A 2013-ra vonatkozó számítások 10. ábrán látható jobb oldali diagramon, a kék színű „Kötött szerkezetű” jelölésű görbén figyelhetők meg. Korábban megállapítottuk, hogy egyes meteorológiai paraméterek pontos ismerete nem okoz jelentős változást (5.1 fejezet). Ez nem igaz a talajparaméterekre. A talaj jellemzői jelentősen befolyásolják az eredményt. Amennyiben egy tömött, kemény talajra futtatjuk le a szimulációt, felettébb eltérő eredmény születik, mintha egy fellazított talajt veszünk, melyben a víz mozgása szabadabb. Ez látható a diagramon. A lila színű, „Könnyű szerkezetű” jelölésű görbe a lucernás talajára vonatkozó állandók felhasználásával készült. Ez a lazább talaj a szimuláció során sokkal inkább úgy reagál a változásokra, mint az ábrázolt mérések. Ez az észrevétel azt mutatja, hogy a talajállandók meghatározásához felhasznált talajminta nem egyezett maradéktalanul azzal a talajjal, ahova a mérőműszert elásták. Lazább talajt feltételezve sem kifogástalan a számítás, de a négyzetes hiba mindössze  $0,0159 \text{ m}^3 \text{ m}^{-3}$ , ami kielégítő eredmény, főleg a „Kötött szerkezetű” görbe  $0,0732 \text{ m}^3 \text{ m}^{-3}$ -es négyzetes eltéréséhez képest.



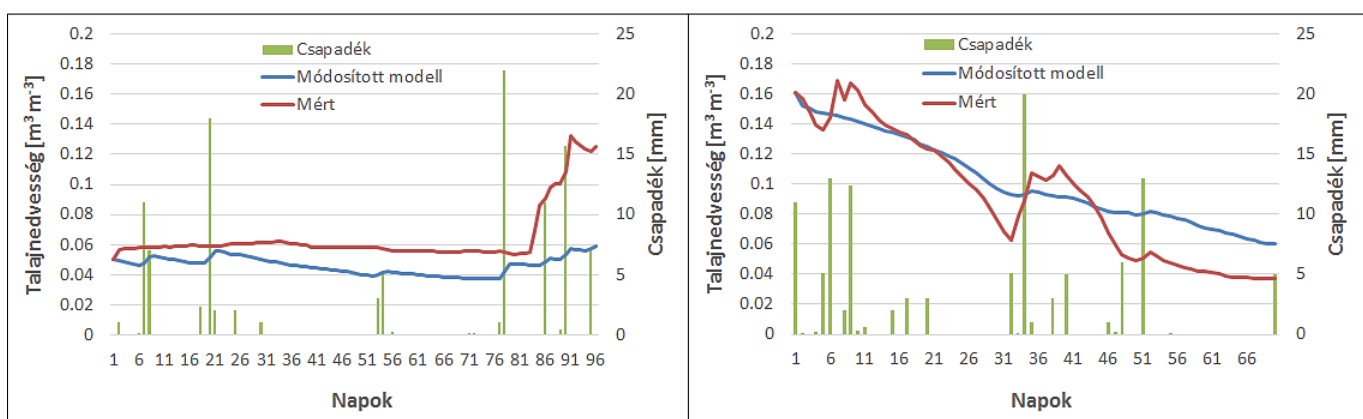
**10. ábra: A napraforgómező talajnedvessége 2012-ben (bal) és 2013-ban (jobb) a kötött (mért) és könnyű szerkezetű talajparaméterekkel**

A reptér esetében a módosítások nélküli talajnedvesség modell sokkal jobb eredményt mutat, mint az átalakított (11. ábra). A módosított modell (kék) és az eredeti modell (lila) eredményeit mutatják a görbék. Habár az eredeti szimuláció sem tökéletes, a módosított még jelentősebb mértékben felülbecsül. A módosított modellt mindkét időszakban jobb korrelációt mutat a méréssel, de az érték nagyon kicsi, a 2013-as időszakban negatív. Az átlagos négyzetes hiba a módosított modellnél  $0,0509$  és  $0,0497 \text{ m}^3 \text{ m}^{-3}$ , az eredeti modellnél  $0,0302$  és  $0,0392 \text{ m}^3 \text{ m}^{-3}$  sorban a 2012-es és a 2013-as időszakra. Ezek nem kellően kismértékű eltérések. Elmondható, hogy a reptér füves területén az eredeti modell jobban teljesít, mégis, egyik változat sem tekinthető megbízhatónak.



**11. ábra: A reptér talajnedvessége 2012-ben (bal) és 2013-ban (jobb) az eredeti és a módosított modell alapján**

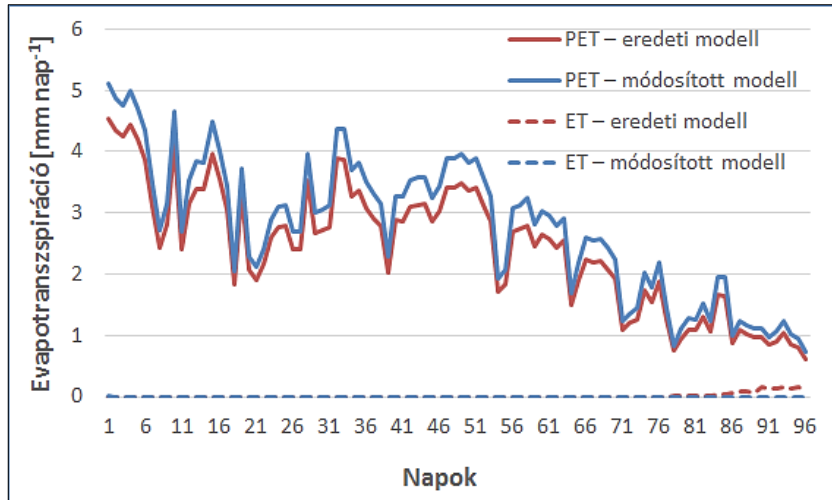
A zabföld esetén nincs ilyen jelentős különbség a két futás között, 2012-ben a módosított modell valamivel jobb, 2013-ban valamivel rosszabb, mint az átalakítás nélküli verzió. A módosításokat tartalmazó szimuláció a zabföldön (12. ábra) 2012 nyarán az időszak végi jelentős talajnedvességbeli emelkedést nem tudta megfogni. A jelentősebb csapadékok szépen látszódnak a számolt görbén kisebb emelkedések alakjában, viszont a mérés adatsorán nem. Valószínűsíthető, hogy a zabföld és a meteorológiai állomás 4 km-es távolsága miatt itt már nem ugyanúgy zajlottak az esőzések, mint a csapadékmérés helyszínén. Ez magyarázza a 84. napon kezdődő talajnedvesség-emelkedést is, noha mért csapadék csak a 86. napon volt. A 2013-as futás  $0,0193 \text{ m}^3 \text{ m}^{-3}$  hibával és  $0,96$  korrelációval kielégítőnek mondható. Ellenben sem az 5–11 napok, sem a 32–40 napok esőzéseinek hatásai nem láthatóak a számítás adatsorában.



12. ábra: A zabföld talajnedvessége 2012-ben (bal) és 2013-ban (jobb)

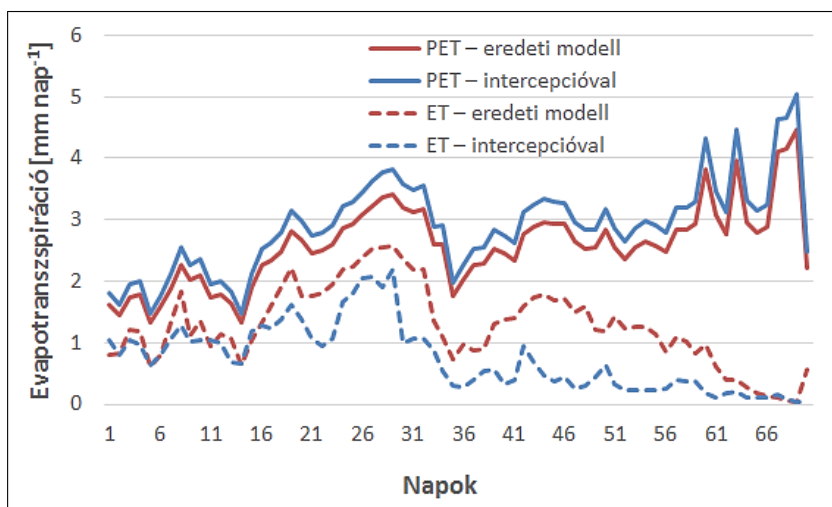
### 5.3 Modellezett evapotranszpiráció értékek

A szimulált evapotranszpiráció értékek a két részletesebben vizsgált állomáson, a napraforgómező 2012-es adatsorán és a lucernás 2013-as adatsorán kerülnek bemutatásra. A korábbi nyáron a szárazság miatt alig volt párolgás a modell szerint. Ekkor csak lucernáson és a zabbal vetett területen figyelhető meg csekély, néhány tized mm nap<sup>-1</sup> evapotranszpiráció. A napraforgómezőn az eredeti modell számításai a lehetséges (PET) és a tényleges evapotranszpirációra (ET) a 13. ábrán láthatóak. A módosított modell potenciális és tényleges értékei alig különböznek ettől. Ebben a futásban a tényleges párolgás az egész időszakban zérus az aszály miatt. Mindkét modellnél a potenciális értékekben negatív trend figyelhető meg, hiszen ez erősen függ a beérkező sugárzástól. A szimuláció utolsó napja október 8-a, amikor jóval kevesebb sugárzás éri a felszínt, mint az első napon, július 4-én.



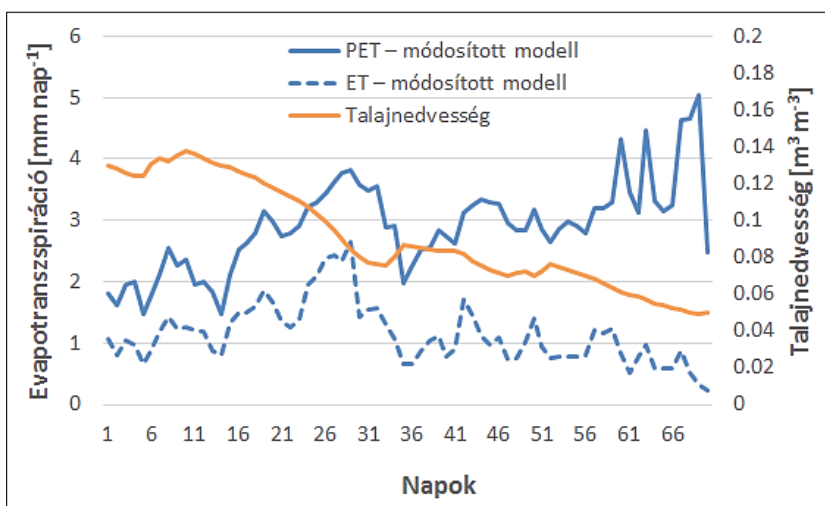
**13. ábra: A napraforgómezőre vonatkozó potenciális (PET) és tényleges evapotranszspiráció (ET) az eredeti és a módosított modell alapján 2012-ben**

A 2013-as időszakra már jelentősebb párolgást számított a modell. A lucernás területére vonatkozó értékeken a potenciális és tényleges evapotranszspiráció korrelációja mind az eredeti, mind az intercepciót figyelembe vevő modell alapján nullához közeli érték, 0,07 és -0,10 (14. ábra). Az eredeti modellhez képest ez a módosítás enyhén megnöveli a lehetséges értéket, de a menete változatlan marad, hiszen az evapotranszspirációt becsülő lépéseken nem történt alakítás. A tényleges értékekben azonban nagyobb eltérések vannak a modellfutások között. Ez a potenciális párolgáson és a hidrofizikai talajtulajdonságokon túl leginkább a talajvíztartalomtól függ, ami a két számítás során érzékelhetően különbözik (5.1 fejezet).



**14. ábra: A lucernásra vonatkozó potenciális (PET) és tényleges evapotranszspiráció (ET) az eredeti és az intercepciót is figyelembe vevő modell alapján 2013-ban**

Az infiltrációbecslés korrekciója után készített futás párolgás-értékei és a modellezett talajnedvesség látható a 15. ábrán. A potenciális értékeken emelkedő trend figyelhető meg, hiszen az időszak május 22-től július 30-ig tart, vagyis a beérkező sugárzás mennyisége egyre nő. A tényleges evapotranszpiráció ezzel szemben csökken, mert a talajnedvesség egyre alacsonyabb. Bár a korrelációja a modellezett talajnedvesség adatsorral csak 0,34, szembeűnő a hasonló trend az időszak második felében. A 28. nap környékén lévő emelkedés a párolgás görbén okozhatja a talajnedvesség nagyobb mértékű csökkenését azokban a napokban. A modell a lucernás területére kissé alulbecsüli a talajnedvességet. Ha az evapotranszpiráció értéke enyhén alacsonyabb lenne, a számított talajnedvesség-érték csekély mértékben emelkedne, és pontosabb számított értéket kapnánk.



**15. ábra: A lucernásra vonatkozó potenciális (PET) és tényleges evapotranszpiráció (ET) és talajnedvesség a módosított modell alapján 2013-ban**

## 6. Összefoglalás

Dolgozatom célja a talajnedvesség modellezésének lehetőségeinek, módszereinek és lépéseinek bemutatása volt. Az első feladat az elméleti háttér megismerése. Különböző modelltípusok más-más számítási sémáinak tanulmányozása után kiválasztottuk a számunkra legmegfelelőbb módot a fizikai törvényszerűségek gyakorlati alkalmazásához. A vízmérleg egyenlet jelentősebb összetevőit külön vizsgáltuk, majd a rendelkezésre álló adatok és a BREUER (2012) által leírt modell felépítése alapján döntöttünk. A választott módszereket beépítettük a Fortran programnyelvű modellbe. A legtöbb számítási folyamatot változatlanul hagytuk, csak néhány kisebb, de mégis nagy hatású módosítást ágyasztunk be. A dolgozat második felében az így átalakított talajnedvesség modellt vizsgáltuk.

A két legjelentősebb átalakítás az intercepció beiktatása a számításokba és az infiltrációbecslés eljárásának megváltoztatása. A módosításokra egyesével történő áttérések után készített különböző modellfutásokat hasonlítottuk össze. Megfigyeltük, hogy az intercepció hatására sokkal egyenletesebb talajnedvesség kapható eredményül, viszont ez elüt a mért értékek dinamikusabb változásaitól. Ellenben a beszivárgás módosításával pontosabb lett a számítás. A legtöbb helyzetben a módosított, egyes területekre azonban mégis az eredeti modell végez kielégítőbb becslést.

Az átalakított modellel öt különféle vegetációval borított talajtípusra, két nyári időszakra végeztük el a szimulációt. Az esetek többségében a méréseknél valamivel magasabb értékeket adott ez a modellváltozat. A befolyásoló paraméterek, folyamatok együttes látásával érthető meg a működése, és kereshetők egyéb javítási lehetőségek. Feltételezhető, hogy a változatlanul hagyott evapotranszpirációt becslő egyenletek csekély módosításával kaphatnánk még jobb eredményt. Észleltük az eltérő vegetációk okozta különbségeket, továbbá látható volt a talajparaméterek pontos ismeretének fontossága. Összességében azt tapasztaltuk, hogy a módosítások kismértékben javítottak a modell jóságán. Így egyes talajokra jól használható, de közel sem kifogástalan. A talajnedvesség minél pontosabb becslése elengedhetetlen a meteorológiai modellek tökéletesítéséhez. Ezért a számítások további fejlesztése folyamatosan indokolt, hogy a lehető legpontosabb előrejelzést készíthessük.



## **7. Köszönetnyilvánítás**

Köszönetemet szeretném kifejezni témavezetőmnek, Dr. Breuer Hajnalkának a sok hasznos tanácsért, a rendszeres találkozókért, közvetlenségéért, de legfőképpen a programozásban nyújtott szakadatlan segítségéért. Munkája nagyban hozzájárult szakmai fejlődésemhez.

A felhasznált TAKI talajnedvesség és talajparaméter adatokat az OTKA K-81432 pályázat biztosította.

## 8. Irodalomjegyzék

- Antal, E., 1968: Új módszer a potenciális evapotranszpiráció számítására. Beszámolók az 1967-ben végzett tudományos kutatásokról, OMI Hivatalos Kiadványai, XXXIV. kötet, 414–430.
- Antal, E., Posza, I., 1970: A különböző növényállományok növénykonstansai és változásuk a tenyészidő folyamán. Beszámolók az 1968-ban végzett tudományos kutatásokról, OMI Hivatalos Kiadványai, XXXV. kötet, 452–460.
- Ács, F., 2004: On transpiration and soil moisture content sensitivity to soil hydrophysical data. *Boundary-Layer Meteorology*, 115, 473–497.
- Ács, F., Breuer, H., Szász, G., 2007: A tényleges párolgás és a talaj vízkészlet becslése tenyészidőszakban. *Agrokémia és Talajtan*, 56, 217–236.
- Bertol, I., Barbosa, F.T., Bertol, C., Luciano, R.V., 2015: Water infiltration in two cultivated soils in Southern Brazil. *Revista Brasileira de Ciência do Solo*, 39, 573–588.
- Betts, A.K., 2004: Understanding hydrometeorology using global models. *American Meteorological Society*, 85, 1673–1688.
- Beven, K., 1984: Infiltration into a class of vertically nonuniform soils. *Hydrological Sciences*, 29, 425–434.
- Breuer, H., 2012: A talaj hidrofizikai tulajdonságainak hatása a konvektív csapadéokra és a vízmérleg egyes összetevőire: meteorológiai és klimatológiai vizsgálatok Magyarországon. Doktori értekezés, ELTE Meteorológiai Tanszék, Budapest, 116 p.
- Budyko, M.I., 1969: The effect of solar radiation variations on the climate of the Earth. *Tellus*, 21, 611–619.
- Caird, M.A., Richards, J.H., Donovan, L.A., 2007: Nighttime stomatal conductance and transpiration in C<sub>3</sub> and C<sub>4</sub> plants. *Plant Physiology*, 143, 4–10.
- Campbell, G.S., 1974: A simple method for determining unsaturated conductivity from moisture retention data. *Soil Science*, 117, 311–314.
- Chen, F., Dudhia, J., 2001: Coupling an advanced land surface – hydrology model with the Penn State – NCAR MM5 modeling system. Part I. Model implementation and sensitivity. *Monthly Weather Review*, 129, 569–585.
- Courant, R., Friedrichs, K.O., Lewy, H., 1928: Über die Differenzgleichungen der Mathematischen Physik. *Mathematische Annalen*, 100, 32–74.
- Darcy, H., 1856: *Les fontaines publiques de la ville de Dijon*. Victor Dalmont, Párizs, 647 p.
- Dickinson, R.E., 1984: Modeling evapotranspiration for three dimensional global climate models. In: *Climate Processes and Climate Sensitivity* (szerk.: Hansen, J.E., Takahashi, T.), American Geophysical Union Geophysical Monograph 29, Washington, DC, 58–72.

- Domingo, F., Sánchez, G., Moro, M.J., Brenner, A.J., Puigdefábregas, J., 1998: Measurement and modelling of rainfall interception by three semi-arid canopies. *Agricultural and Forest Meteorology*, 91, 275–292.
- Erdős, L., Morvay, A., 1961: Néhány talajfajtánk nedvességjárása. *Időjárás*, 65, 47–55.
- Gash, J.H.C., 1979: An analytical model of rainfall interception by forests. *Quarterly Journal of Royal Meteorological Society*, 105, 43–55.
- Gash, J.H.C., Lloyd, C.R., Lachaud, G., 1995: Estimating sparse forest rainfall interception with an analytical model. *Journal of Hydrology*, 170, 79–86.
- Helvey, J.D., Patric, J.M., 1965: Canopy and litter interception of rainfall by hardwoods of eastern United States. *Water Resources Res.*, 1, 193–206.
- Hillel, D., 1971: *Soil and water: Physical principles and processes*. Academic Press, New York, 288 p.
- Horton, R.E., 1919: Rainfall interception. *Monthly Weather Review*, 47, 603–623.
- Horton, R.E., 1940: An approach toward a physical interpretation of infiltration capacity. *Proceedings of the Soil Science Society of America*, 5, 399–417.
- Kontur, I., Koris, K., Winter, J., 1993: *Hidrológiai számítások*. Akadémiai Kiadó, Budapest, 567 p.
- Koženy, J., 1953: *Hydraulik: Ihre Grundlagen und praktische anwendung*. Springer Verlag, Wien, 588 p.
- Land Processes Distributed Active Archive Center (LP DAAC), 2012a: MODIS level-4 Leaf Area Index, Version 5. NASA EOSDIS Land Processes DAAC, USGS Earth Resources Observation and Science (EROS) Center, Sioux Falls, South Dakota (<https://lpdaac.usgs.gov>)
- Land Processes Distributed Active Archive Center (LP DAAC), 2012b: MODIS level-3 Albedo 16-day, Version 5. NASA EOSDIS Land Processes DAAC, USGS Earth Resources Observation and Science (EROS) Center, Sioux Falls, South Dakota (<https://lpdaac.usgs.gov>)
- Mahrt, L., Ek, M., 1984: The influence of atmospheric stability on potential evaporation. *Journal of Climate and Applied Meteorology*, 23, 222–234.
- McNaughton, K.G., Jarvis, P.G., 1983: Predicting effects of vegetation changes on transpiration and evaporation. In: *Water Deficits and Plant Growth vol VII*. (szerk.: Kozłowski, T.T.), Academic Press, New York, 1–47.
- Mészáros, R., Szinyei, D., Vincze, Cs., Lagzi, I., Turányi, T., Haszpra, L., Tomlin, A.S., 2009: Effect of the soil wetness state on the stomatal ozone fluxes over Hungary. *International Journal of Environment and Pollution*, 36, 180–194.
- Mintz, Y., Walker, G.K., 1993: Global fields of soil moisture and land surface evapotranspiration derived from observed precipitation and surface air temperature. *Journal of Applied Meteorology*, 32, 1305–1334.

- Monteith, J.L., 1965: Evaporation and environment. *Symposia of the Society for Experimental Biology*, 19, 205–234.
- Monteith, J.L., 1995: Accommodation between transpiring vegetation and the convective boundary layer. *Journal of Hydrology*, 166, 251–263.
- Philip, J.R., 1957: The theory of infiltration: 1. The infiltration equation and its solution. *Soil Science*, 83, 345–339.
- 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, 81–92.
- Rajkai, K., 2001: Modellézés és modellhasználat a talajtani kutatásban. *Agrokémia és Talajtan*, 50, 469–508.
- Robins, P.C., 1969: Comparative studies of evaporation from *pinus nigra* and *pseudotsuga menziesii*, with particular reference to air and stomatal resistances. Doktori értekezés, University of London, London, 151 p.
- Rutter, A.J., Kershaw, K.A., Robins, P.C., Morton, A.J., 1971: A predictive model of rainfall interception in forests, I. Derivation of the model from observations in a plantation of corsican pine. *Agricultural Meteorology*, 9, 367–384.
- Rutter, A.J., Morton, A.J., 1977: A predictive model of rainfall interception in forest, III. Sensitivity of the model to stand parameters and meteorological variables. *Journal of Applied Ecology*, 14, 567–588.
- Rutter, A.J., Morton, A.J., Robins, P.C., 1975: A predictive model of rainfall interception in forest, II. Generalisation of the model and comparison with observations in some coniferous and hardwood stands. *Journal of Applied Ecology*, 12, 367–380.
- Sellers, P.J., Mintz, Y., Sud, Y.C., Dalcher, A., 1986: A simple biosphere model (SiB) for use within general circulation models. *Journal of the Atmospheric Sciences*, 43, 505–531.
- Sun, S.F., 1982: Moisture and heat transport in a soil layer forced by atmospheric conditions. Doktori értekezés, Department of Civil Engineering, University of Connecticut, 72 p.
- Stelczer, K., 2000: A vízkészlet-gazdálkodás hidrológiai alapjai. ELTE Eötvös Kiadó, Budapest, 411 p.
- Szilágyi, J., Kovács, Á., 2010: Complementary–relationship–based evapotranspiration mapping (cremap) technique for Hungary. *Periodica Polytechnica–Civil Engineering*, 54, 95–100.
- Ugron, S., 1959: Talajmechanikai jellemzők összefüggése a maximális molekuláris vízkapacitás értékekkel. Házi segédlet, VIZITERV, Budapest.
- Várallyay, Gy., 1973: A talaj nedvességpotenciálja és új berendezés annak meghatározására az alacsony (atmoszféra alatti) tenziótartományban. *Agrokémia és Talajtan*, 22, 1–22.
- Xu, C.–Y., Chen, D., 2005: Comparison of seven models for estimation of evapotranspiration and groundwater recharge using lysimeter measurement data in Germany. *Hydrological Processes*, 19, 3717–3734.

Xu, C.–Y., Singh, V.P., 1998: A review on monthly water balance models for water resources investigations. *Water Resources Management*, 12, 31–50.

Zagyvainé Kiss, K.A., 2012: Az avarintercepció vizsgálata a Soproni-hegységben. Doktori értekezés, NyME, Sopron, 121 p.

Zhang, Y., Peña–Arancibia, J.L., McVicar, T.R., Chiew, F.H.S., Vaze, J., Liu, C., Lu, X., Zheng, H., Wang, Y., Liu, Y.Y., Miralles, D.G., Pan, M., 2016: Multi-decadal trends in global terrestrial evapotranspiration and its components. *Scientific Reports*, 6:19124, 12 p.

Zinke, P.J., 1967: Forest interception studies in the United States. In: *Forest Hydrology* (szerk.: Sopper, W.E., Lull, H.W.). Pergamon, Oxford, 137–161.

[1 – gwpszotar.hu] <http://www.gwpszotar.hu/>

[2 – ogimet.com] <http://www.ogimet.com/gsynres.phtml.en/>