

Felszínközeli talajvíz és az evapotranszpiráció kapcsolata erdőterületeken

Gribovszki Zoltán – Kalicz Péter

*Nyugat-magyarországi Egyetem – Geomatikai, Erdőfeltárási és
Vízgazdálkodási Intézet*

Bevezetés

Az erdő gyakran egy régió zárótársulása. Ez a klimax helyzet az jelentős vertikális kiterjedés következménye, amely lehetőséget biztosít a fák számára, hogy a beérkező sugárzás minél nagyobb részét hasznosítsák. A fás vegetáció előnye a kiterjedt és mély gyökér rendszer is, amely lehetővé teszi a sekély gyökérzetű vegetáció számára elérhetetlen vízforrások kiaknázását. Az így feltárt vízkészletekkel a hosszabb aszályos időszakok is átvészeltethők.

A potenciális vegetáció rekonstruálása alapján az Alföld több mint a 3/4-es részén erdőnek kellene tenyészni, s ebből is az elsődlegesen víz által befolyásolt vegetációegységek (ligeterdők, láperdők) 37,3%-ot tennének ki. A mai természetközeli alföldi erdőmaradványok azonban alig érik el az 1,5%-ot (Bartha 1993).

Az erdővegetáció általában a pozitív vízháztartású területeken alakul ki természetes viszonyok között. Az Alföldfásítási program keretében a szakmától azonban megkívánták, hogy egyensúlyi vagy esetleg negatív vízmérlegű területeken is erdőállományokat hozzon létre és tartson fenn. Ez azonban csak akkor nem problematikus, míg a talajvíz a gyökerek számára elérhető mélységben húzódik. Lényeges tehát az erdők számára a többletvíz és az is hogy bizonyos erdőállományok ezen többletvízből mennyit használnak fel.

Az erdőterületek vízforgalma

Röviden tekintsük át az erdő vízforgalmát (*1. egyenlet*). Az erdőterületre hulló csapadék egy része a vegetáció benedvesedésére fordítódik, és visszapárolog a légkörbe. Ezt a mennyiséget nevezzük intercepciónak (koronaintercepció), amelynek két részét különböztetjük meg, a tározási kapacitást és a csapadékesemény időtartama alatti párologást. A koronán áthulló és a törzseken lefolyó csapadék eléri az avarfelszínt, itt részben az avar benedvesedésére fordítódik és avarintercepcióként csökkenti a talajba szivárgó vízmennyiséget. Az így fennmaradó rész beszivárog az erdőtalajba és felszínalatti lefolyásként a lejtő irányába indul el vagy a növények veszik fel és párologtatják el (transzspiráció) ill. építik be szöveteikbe. A maradék a talaj nedvességtartalmát növeli vagy az esetlegesen jelenlévő felszínközeli

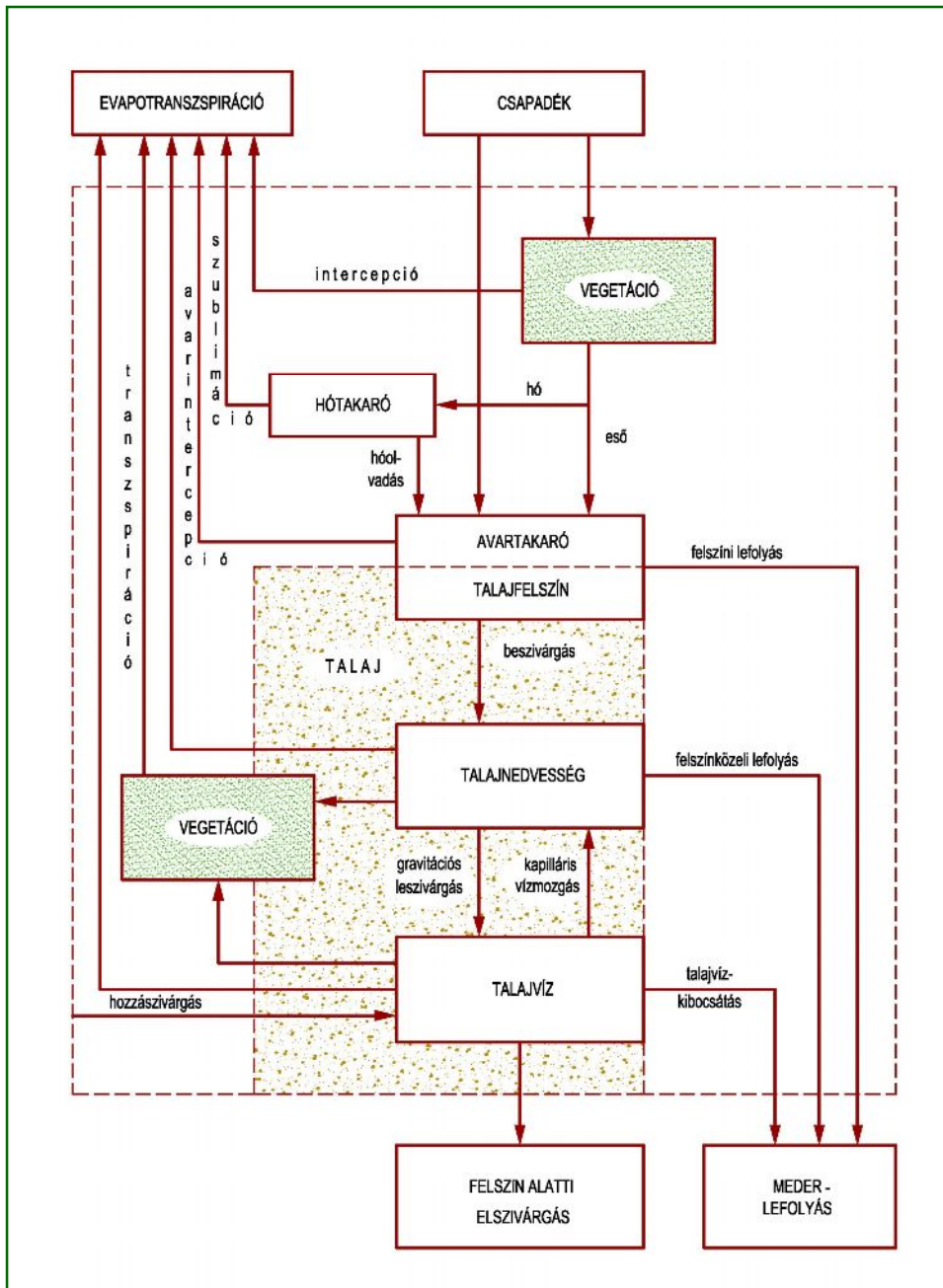
vízáró, vízrekesztő réteg hatására felszín közeli lefolyásként jelenik meg, ill. a talajvízkészlethez járul. Amennyiben a leérkező csapadék nem tud teljes egészében a talajba szivárogni akkor felszíni lefolyás alakul ki (1. ábra, Kucsara, 1996). Ebből a vízforgalomból sík területeken az intercepció és a transzspirációs párolgás a leginkább meghatározó. Az evapotranszspiráció ezen két formája arid vagy szemi-arid klímájú területen a vízmérleg 90-95%-át is kiteheti. Jelen cikk a transzspirációval, pontosabban annak egy meghatározási módszerével foglalkozik, azokon területeken, ahol a fás vegetáció egy a többlet vízigényét a felszínközeli talajvízkészletből kívánja kielégíteni.

$$dS = P - (I + E_{tr} + R + M) \quad (1)$$

Ahol: P , a csapadék; dS , a területen tárolt vízkészlet változása; I , intercepció; E_{tr} , transzspiráció; R , az elfolyás a felszínen és a talajban; M , mélybeszivárgás [mm].

Napi ciklusú ingadozás a talajvízszintekben, mint információforrás

A talajvízszintekben és bizonyos területeken a talajnedvességben jelentkező napi periódusú ingadozás kevésbé vizsgált jelenség, annak ellenére, hogy számos lényeges információ forrása lehet. Az ingadozás okai közül az egyik legjelentősebb és legjellemzőbb a mi klímánkon a vegetáció vízfogyasztása. A napi ingadozás, amely erdőterületen egy igen karakterisztikus szignálként jelenik meg, alapján talajvíz evapotranszspirációt számító eljárások bemutatására és rendszerezésére jelen cikk célja. Ezek az eljárások általában kevés paramétert igényelnek, egyszerűek és rövidebb időtávon belül is viszonylag pontos talajvíz evapotranszspiráció értéket szolgáltatnak. Méltán felveszik a versenyt a rövid távon pontos, de sok paramétert igénylő mikrometeorológiai módszerekkel éppúgy, mint a kis paraméterigényű (pl. csak hőmérséklet), de rövid távon pontatlan robosztus eljárásokkal.



1. ábra: Az erdőterületek vízforgalma (Kucsara 1996)

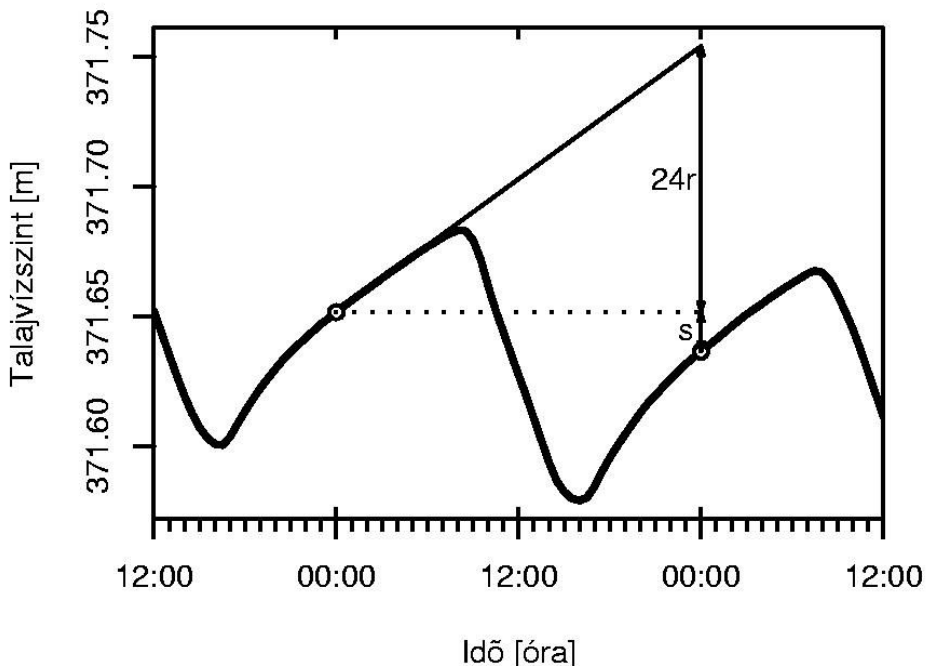
A talajvíz szignálja alapján evapotranszpirációt becsülő eljárások áttekintése

A talajvízjárásban a párolgás hatására jelentkező napi ingadozás egy reggeli, kora délelőtti maximális és egy délutáni, esti minimális talajvízállás

értékkel jellemezhető (2. ábra). Általában világos összefüggés mutatható ki a talajvízjárás és a relatív légnedvesség napi menete között, ami döntő mértékben a besugárzástól függ. Azonban a jelenség nem közvetlenül a sugárzással és a relatív légnedvességgel, hanem a sugárzás, a légnedvesség és egyéb meteorológiai paraméterek által vezérelt evapotranspirációval (erdővel borított területen főként a transzspirációval) hozható összefüggésbe. Az összefüggés alapja, hogy a növények a gyökereikön keresztül nyerik a vízutánpótlásukat a talaj vízkészletéből.

White (1932) az Utah-beli Escalante-völgyben végzett kutatásai során több *cm*-es éjszakai emelkedést és napközbeni süllyedést tapasztalt a talajvízszintekben. Megfigyeléseit a párolgás, pontosabban a növényzettől függő párologtatás hatásaival magyarázta. A vegetációval nem vagy csak időszakosan rendelkező, kezelt területeken és a mélyen fekvő talajvíztükrű területeken ez a változás nem volt jellemző, valamint a fagy megjelenésével eltűnt és csak tavasszal jelent meg újra.

White (1932) tapasztalatai alapján egy eljárást is kifejlesztett a talajvíz ET számítására. Ez a metódus képezte később az alapját szinte az összes többi napi ciklusú talajvízállásváltozás alapján ET-t számító módszernek is. Az eljárás elve a következő (2. Ábra):



2. ábra: A White-módszer alapelve

Ha az evapotranspirációt elhanyagolhatónak tételezzük fel, a késő éjjeli, kora hajnali órákban (0-4 h. között), akkor a talajvízállás növekedési

rátája ebben az időszakban egyenlőnek vehető a terület talajvíz utánpótlódásával. A görbéhez ebben az időszakban húzott egyenes iránytangense (r [L]), tehát az egységnyi idő (pl. 1 óra) alatti talajvíz utánpótlódás. Ha ezt az utánpótlódási rátát, az evapotranszspiráció jelenléte nélkül, meghosszabbítanánk 24 órán keresztül, akkor a talajvízszint $24r$ magasságra emelkedne. Mivel azonban az evapotranszspiráció jelen van, általában a növekedés helyett, egy nap alatt még egy s [L] értékkel jellemezhető csökkenés is beáll a talajvízszintben (2. ábra). Mindezek alapján White (1932) szerint az evapotranszspirációs vízfogyasztás a következőképpen kalkulálható.

$$ET = S_y(24r \pm s) \quad (2)$$

ahol, S_y a talajra jellemző fajlagos hozam.

Gerla (1992) a talajvíz napi periódusú menetéből határozott meg evapotranszspirációt a White-féle módszert felhasználva Észak-Kelet Dakotában található vizes élőhelyeken. A számításnál kiemelt fontosságú S_y (fajlagos hozam) meghatározására dolgozott ki új módszert. Az eljárás a beszivárgó csapadék mennyisége és az adott terület talajvízállás növekedése közötti kapcsolat meghatározásán alapul és felszínközeli talajvízű területeken jó használható a fajlagos hozam meghatározására.

A talajvízszintben jelentkező napi periodicitásról ad számot magyarországi és németországi mérései alapján Mentés (2000). Hasonló periodicitást tapasztalt, 4-5 cm-es amplitúdóval, a talajvízszintnél egy magányos fenyő közelében a 70-es években a VITUKI komlósitelepi hidrológiai mérőállomásán Major (2002).

Bauer et al. (2004) egy olyan módszert ismertetett, amely az ET értékét a talajvíz napi periódusú fluktuációja alapján számolja. Az Okavangó-folyó (Botswana) deltavidékén mért adatok alapján tesztelték a módszert. Egy konceptuális modellt állítottak fel az ottani homokos víztartóra, két fix potenciálú peremmel és egy alsó vízzáróval. A konceptuális model felső határán egy időfüggő napi lépcsőfüggvény működött, mint ET. A problémát először analitikusan közelítették meg. Az analitikus megoldás alapján megállapították, hogy a megadott fix potenciálú peremek csak a vizsgált térrész szélein kb. 1-1 %-os hatástávolsággal fejtenek ki a vízjárás napi ciklusára befolyást. A telítetlen zóna figyelembevételére az 1D Richard's egyenletet használták a Brooks-Corey-féle megközelítést figyelembe véve. Végül soron a HYSTFLOW szoftver segítségével a terepen mért napi talajvízfluktuációk alapján numerikusan is megoldották a problémát, úgy hogy a telítetlen zóna készletváltozása alapján átlagos napi ET adatokat becsültek.

Loheide II. et al. (2005) numerikus módszerrel (VS2D modell) vizsgálták az áramlási rendszer hatását a White-féle módszerre és kimutatták, hogy az áramlási rendszer típusa nem befolyásolja a White módszer eredményeit. A módszer vizsgálata során arra is rájöttek, hogy a módszerben használt S_y

érték talajfüggő konstansként való figyelembevétele nem megfelelő, hanem az változik a mélység és a vízszintsüllyedésre rendelkezésre álló idő függvényében. Erre vonatkozóan egy nomogramot, ill. (Nachabe 2002) alapján egy egyenletet is közöltek.

A White-féle módszer (White 1932) módosításával foglalkozott Engel et al. (2005), akik az eredeti White-féle egyenletbe egy újabb additív állandót hoztak be (*ref*), ami a regionál talajvízszintváltozást reprezentálja és nincs összefüggésben helyi hatásokkal (pl. növényállomány fokozott talajvízfogyasztása).

$$ET = S_y (24r \pm s \pm ref) \quad (3)$$

ahol, S_y a talajra jellemző fajlagos hozam, s az egy nap alatt beálló csökkenés a talajvízállásokban.

A *ref* változó meghatározását (Nosetto et al. 2007) egy vizsgált talajvízfogyasztó tölgyerdő szomszédságában elhelyezkedő füves terület (amelynek gyökérzónája a talajvíztől független volt) talajvízszintváltozása alapján számította a Hortobágyon.

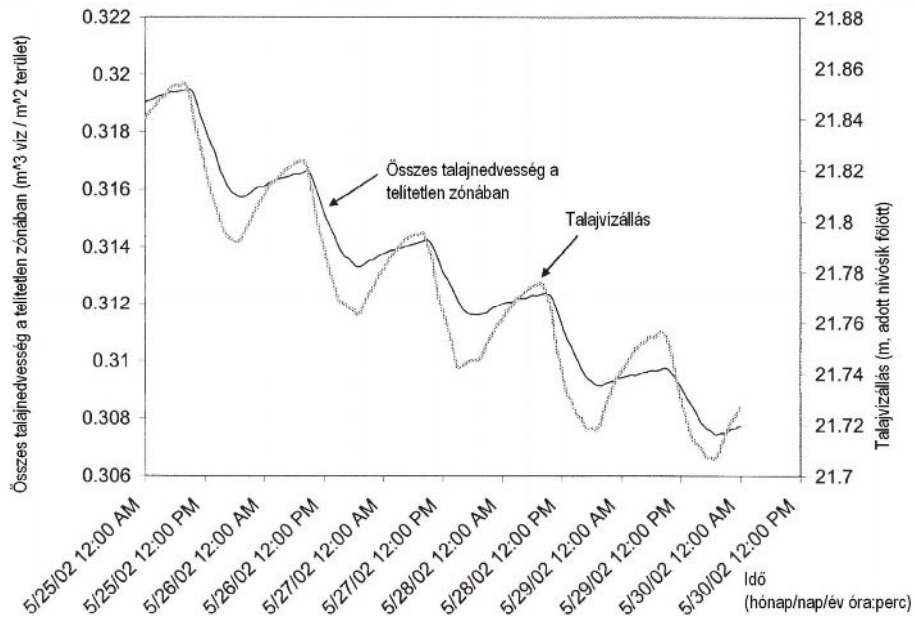
A talajnedvesség változásának napi ritmusát vizsgálta Nachabe et al. (2005) Florida nyugati részén, egy talajvízbe bepótló füves és egy talajvízből táplálkozó erdős vegetációval borított (egymáshoz közeli) terület esetében. Nachabe et al. (2005) nagy gyakoriságú talajnedvesség-érzékelés adatira alapozva, a White-módszert a talajnedvességre adaptálva határozza meg az ET-t.

$$ET = TSM_j^{0h} TSM_{j+1}^{0h} + 24 \frac{TSM_j^{4h} TSM_j^{0h}}{4} \quad (4)$$

ahol, TSM_j^{0h} , a teljes talajnedvesség készlet a j . napon 0h-kor, TSM_{j+1}^{0h} , a teljes talajnedvesség készlet 24h-val később a $j+1$. napon 0h-kor,

$24 \frac{TSM_j^{4h} TSM_j^{0h}}{4}$, az adott j . napon a talaj nedvességekészletében jellemző utánpótlódás a 0h (TSM_j^{0h}) és a 4h (TSM_j^{4h}) közötti átlagos, órás differenciális talajnedvesség-készletváltozás alapján számítva.

Nachabe et al. (2005) vizsgálatai alapján megállapítja, hogy a talajnedvesség és a talajvíz dinamikája a sekély talajvízű területeken erősen kapcsolt és a talajnedvesség szignálja kis késésben (kb. 2h) van a talajvízéhez képest a 3. ábra.



3. ábra: A talajvízállásban és a telítetlen zónában lévő összes talajnedvességben jelentkező napi fluktuáció ábrázolása (Nachabe et al. 1976 nyomán)

Nachabe munkacsoportja (Shah et al. 2007) a Hydrus nevű hidrodinamikai modellel numerikusan vizsgálja a sekély talajvízű területeken a talajnedvesség és a talajvíz kapcsolt dinamikáját háromféle felszínborításnál (fedetlen talajfelszín, gyepvegetáció, erdő). Numerikus vizsgálataik alapján az összes párolgás a háromfázisú vadózus zónából, és a talajvíz zónájából történő részeinek elkülönítésére dolgoznak ki táblázatokat. A sekély talajvízű területeken a talajvízből történő evapotranszpiráció meghatározására három karakterisztikus mélységet használnak: a legmélyebb talajvízszintet ahonnan még van vízfelvétel a felszín oldaláról (extinkciós mélység), az átmeneti mélységet ahol az evapotranszpiráció (az atmoszférikus meghatározottságból) egyre inkább a talajnedvesség által válik kontrollálttá és azt a talajvízállást, ameddig még kizárólag a talajvízből történik a növényi vízfelvétel és a vadózus zóna hiányzó készletei is rögtön a talajvízből pótlódnak. A modellezési eredmények alapján megállapítják, hogy a mélységgel változó talajvízszint és az evapotranszpiráció között nem lineáris, hanem inkább exponenciális függvénnyel leírható kapcsolat jellemző.

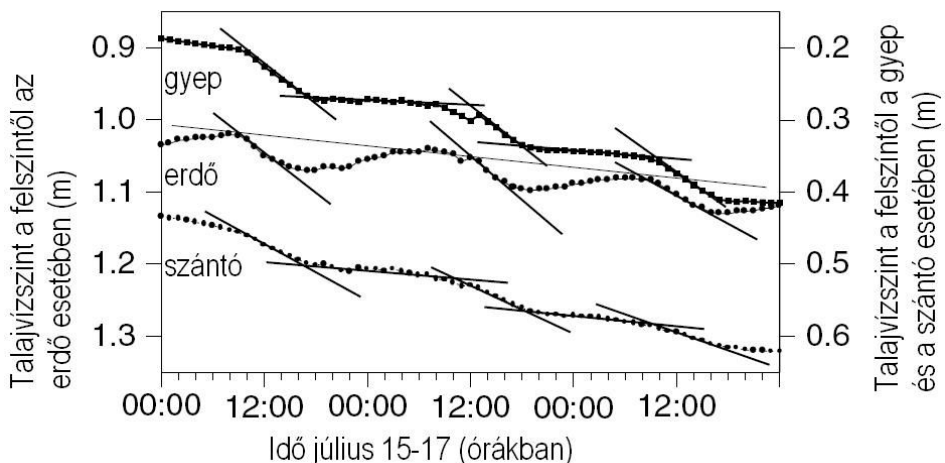
Butler et al. (2007) az Egyesült Államokban négy különböző helyszínen vizsgálta a vízfolyásmenti zóna evapotranszpirációját és az ennek a hatására képződött, a napi ritmusú talajvízszintekben jelentkező, szignál változását, a meteorológiai tényezők, a vegetáció és a talaj jellemzőinek függvényében. Az evapotranszpiráció becslésére több más módszer (mikrometeorológiai, nedvaramlásra alapuló) mellett a talajvízszintekben megjelenő napi

periódusú szignál alapján becsülő White (1932) módszer Loheide II. et al. (2005) által javított S_y tényezőjű változatát is felhasználták. Véleményük szerint a talajvízszintekben megjelenő szignál alkalmas a talajvízből származó ET becslésére, de nem az individuláris növény, hanem inkább a növénycsoport térbeli kiterjedésében. Megállapították, hogy a szignál alakját a talajvízszint mélysége és a gyökérszóna vertikális eloszlása együttesen befolyásolja.

Schilling (2007) és Schilling – Kiniry (2007) Iowa (USA) államban végzett vizsgálataik során úgy tapasztalták, hogy a talajvízszint napon belüli változása sokszor lépcsős mintázatot mutat, napközben (8.00-20.00) folyamatosan süllyedő, éjszaka (21.00-7.00) pedig közel állandó vagy a nappalinnál lassabban csökkenő talajvízállással (4. ábra. gyep és szántó esete). Ez a mintázat eltérő a sok más felszínközeli talajvízű területen tapasztalt napközben süllyedő, éjszaka emelkedő talajvízszint játéktól (4. ábra. erdő esete). Az ilyen napi ritmusú talajvízjárást mutató területeken nem jellemző az éjszakai visszatöltődés, vagyis a talajvíz utánpótlódás hiánya áll fenn, ami a térrész utánpótlódási terület jellegére utal. Ebben az esetben jól alkalmazható a talajvízből származó növényi vízfelvétel (ET_{gw}) számítására a következő képlet.

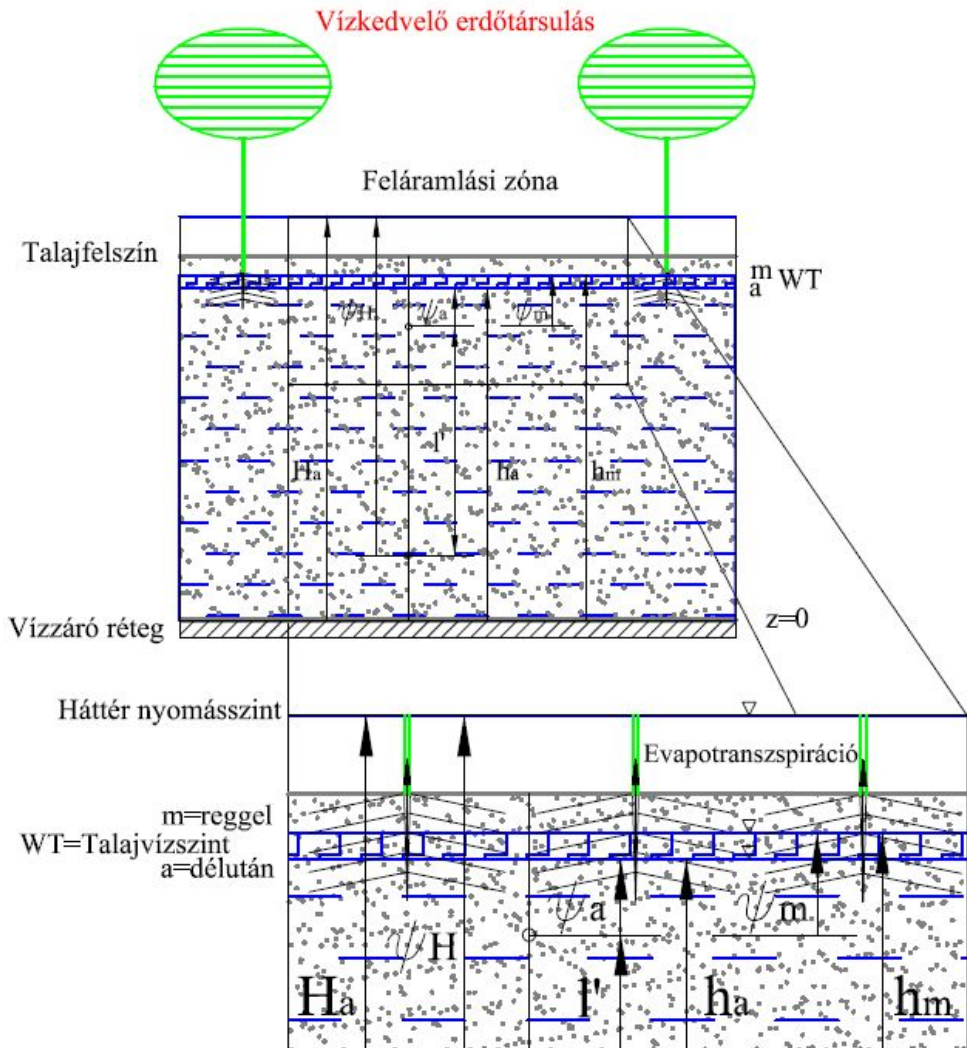
$$ET_{gw} = \sum (d_j - d_{j-1}) S_y \quad (5)$$

ahol, ET_{gw} a talajvízből származó növényi vízfelvétel napi értéke [mm/nap], d_j és d_{j-1} , a vizsgált a talajvízállás az i . és az $(i-1)$. órában, S_y a talajra jellemző fajlagos hozam.



4. ábra: Talajvízállások a Walnut-patak (Iowa) vízfolyásmenti zónájában erdő, gyep és szántó művelési ágakban különböző utánpótlódást mutató helyszíneken (Schilling 2007 nyomán)

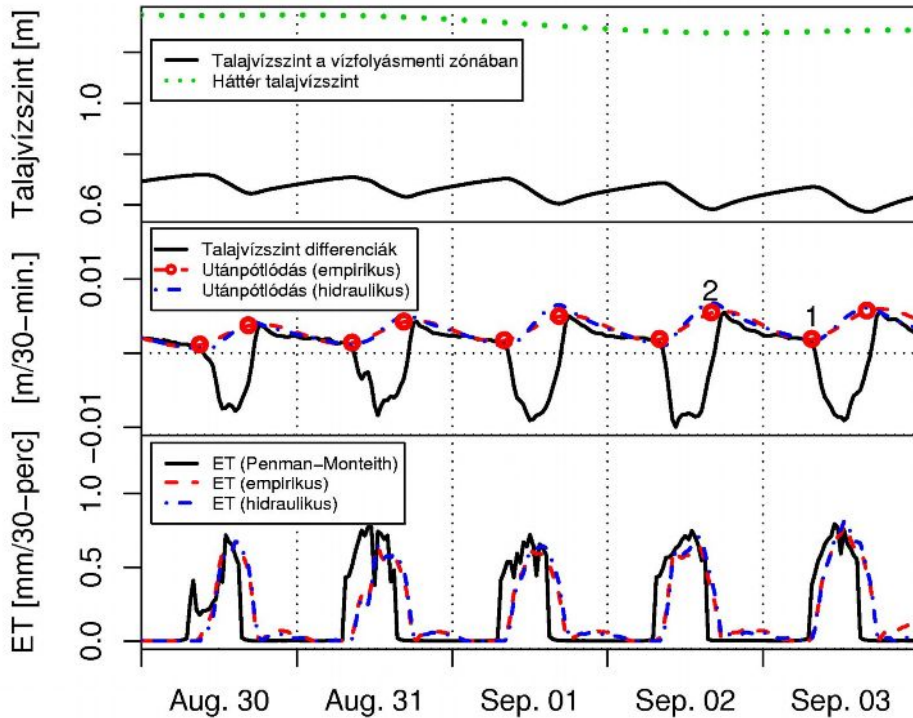
Gribovski et al. (2008) a White-féle módszert Troxell (1936) alapfeltevése alapján, napon belüli változó talajvízutánpótlást figyelembe véve, továbbfejlesztették (5. ábra). A napon belül változó utánpótlódás feltételezéséhez azt vették alapul, hogy a sekély talajvízű területtől távolabb, vagy feláramlási területen mélyebben (l) a napon belüli változás már nem vagy kevésbé érvényesül, így egy háttérbeli nyomásszint (H) meghatározásával a talajvízszint változásának $\left(\frac{dWT}{dt}\right)$ ismeretében az utánpótlódás értéke napon belül is számítható. A háttérbeli nyomásszint meghatározásához a napfelkelte előtti, késő éjszakai-kora hajnali időszakot vették figyelembe, amikor az ET a vízfolyásmenti zónában legtöbbször elhanyagolható mértékű. Ebben az időszakban a vízfolyásmenti zóna egységnyi területű részén (A_1) a vízkészlet változása $\left(\frac{dS}{dt}\right)$ egyenlő a háttérből érkező utánpótlódással (Q_{net}).



5. ábra: A napon belül változó talajvízútánpótlódást figyelembe vevő módszer modellje feláramlási (ún. discharge) területeken.

Az új eljárás két egymástól függetlenül használható változatát munkálták ki, egy empirikust és egy hidraulikust. A hidraulikus módszer egy egyszerűsített vízmérleg $\left(\frac{dS}{dt} = A_1 S_y^* \frac{dWT}{dt} = Q_{net} - ET_G \right)$ és a talajvízmozgás Darcy-féle megközelítése alapján $\left(Q_{net} = k \left(\frac{H - WT}{l} \right) \right)$ számítja először a napközbeni utánpótlódást (az késő éjszakai-kora hajnali adatokból nyert háttér nyomásszint alapján $\left(H = \frac{S_y^*}{k} \frac{dWT}{dt} l + WT \right)$) majd az

utánpótlódás ismeretében a talajvíz evapotranszpirációját (ET_G), a talajvízszintek napi periódusú fluktuációját felhasználva (6. ábra).



6. ábra. A talajvízszintek napi ciklusú változása alapján számított ET értékek (Gribovszki et al. 2008 nyomán)

Az empirikus módszer karakterisztikus pontok alapján dolgozik, tehát nem igényli a Darcy-féle egyenlet használatát, így a szivárgási tényező (k) ismeretét sem. A módszerek által szolgáltatott talajvíz evapotranszpirációs értékeket (amelyek nagyon közel voltak a vizsgált felszínközeli talajvíztükrű területen a potenciális evapotranszpirációhoz) a Penman-Monteith-féle egyenlettel (Allen et al. 1998) számolt adatokkal félórás időfelbontásban, a White-féle eljárás által szolgáltatott adatokkal pedig napi időfelbontásban hasonlították össze. A Penman-Monteith modellel számított ET értékekhez nagyon hasonló vízfelvétel értékeket kaptak, de bizonyos időbeli eltolódás volt tapasztalható, amely a vegetációs időszak vége és eleje felé közeledve egyre nagyobb volt. A White-féle módszerhez képest viszont átlagban másfélszer nagyobb értékek adódtak, amely a White-féle módszerben a napon belül változó utánpótlódási ráta változásának a figyelembe nem vételével magyarázható. A módszerre készített érzékenységvizsgálat szerint a szivárgási tényezőnek (csak a hidraulikus változatnál szükséges ismerni) és az (S_y^*), fajlagos hozamnak a pontos ismerete fontos a modell megfelelő működéséhez.

Összefoglalás

A párolgás hatására megjelenő napi ingadozás mind a talajnedvességben, mind a talajvízszintekben érvényesül, amennyiben a terület adottságai szerint a felszín alatti vízkészletek a felszíni párolgás által érintettek lehetnek és a párolgás mértékének csökkenésével a készletek utánpótlódása megtörténhet. A klasszikus forma kialakulása (2. ábra) tehát a hidrogeológiai értelemben vett feláramlási zónákban vagy másként jelentős utánpótlódással rendelkező területeken jellemző. A beszivárgási vagy utánpótlódási területeken a szignál egy lépcsős függvényként és elsősorban a talajnedvességben jelentkezik, mivel itt háttérből származó utánpótlódásra nem lehet számítani. Sekély talajvízszintű utánpótlódási területen szintén lépcsős függvény megjelenése jellemző.

A talajvízben és talajnedvességben jelentkező ingadozás alapján ET-t számító módszerek alapjául szinte minden esetben a White-féle (White 1932) szolgál. A White-módszer, egyszerűsége miatt, bár többször kiegészítették és pontosították a továbbiakban is jól felhasználható előzetes tájékoztató vizsgálatokra. A hidrológiai jellemzők napi ciklusában rejlő információforrás ezen ismertett módszerekkel még korán sincs kiaknázva, tehát mindenképpen célszerű a tématerület további alapos vizsgálata.

Relationship between shallow groundwater table and evapotranspiration in forested land

Gribovszki Zoltán – Kalicz Péter

Summary

Diurnal fluctuations of shallow groundwater level are relatively rarely investigated in the hydrologic literature although these short-term fluctuations may incorporate useful information for the characterization of hydro-ecological systems like lowland forest. In temperate climates, one of the most important diurnal fluctuation-inducing factors is the water consumption of forest vegetation. In this article models that calculate local groundwater evapotranspiration from diurnal fluctuations of groundwater level have been reviewed. Compared to traditional evapotranspiration calculation methods these approaches may excel in that they generally employ a small number of parameters to measure, are simple to use, and can yield results even on a short time-scale.

Hivatkozások

- ALLEN RICHARD G. – LUIS S. PEREIRA – DIRK RAES – MARTIN SMITH (1998): *Crop evapotranspiration - Guidelines for computing crop water requirements*, volume 56 of *FAO Irrigation and Drainage*. FAO, Rome, ISBN 92-5-104219-5.
- BARTHA D. (1993): Az Alföld jelenkori vegetációjának kialakulása. *Hidrológiai Közlöny* 73 Évf., 1. szám. 17-19. old.
- BAUER, P. – THABENG, G. – STAUFFER, F. – KINZELBACH, W. (2004): Estimation of the evapotranspiration rate from diurnal groundwater level fluctuations in the Okavango Delta, Botswana. *Journal of Hydrology*, 288(3-4) 344–355.
- BUTLER, J. J., JR. – KLUITENBERG, G. J. – WHITTEMORE, D. O. – LOHEIDE II., S. P. – JIN, W. – BILLINGER, M. A. – ZHAN, X. (2007): A field investigation of preatophyte-induced fluctuations in the water table. *Water Resources Research*, 43: doi:10.1029/2005WR004627,.
- ENGEL, V. – JOBBAGY, E. G. – STIEGLITZ, M. – WILLIAMS, M. – JACKSON, R. B. (2005): The hydrological consequences of eucalyptus afforestation in the argentine pampas. *Water Resources Research*, 41: doi:10410.11029/12004WR003761.
- GERLA, PHILIP J. (1992): The relationship of water table changes to the capillary fringe, evapotranspiration and precipitation in intermittent wetlands. *Wetlands*, 12(2):91–98.
- GRIBOVSZKI ZOLTÁN – KALICZ PÉTER – SZILÁGYI JÓZSEF – KUCSARA MIHÁLY (2008): Riparian zone evapotranspiration estimation from diurnal groundwater level fluctuations. *Journal of Hydrology*, 349: doi:10.1016/j.jhydrol.2007.10.049, 6–17.
- KUCSARA MIHÁLY (1996): Csapadék és lefolyás erdészeti kisvízgyűjtőn. Doktori értekezés, Erdészeti és Faipari Egyetem, Sopron.
- LOHEIDE II., STEVEN P. – BUTLER, J. J., JR. – GORELICK, S. M. (2005): Use of diurnal water table fluctuations to estimate groundwater consumption by phreatophytes: A saturated-unsaturated flow assessment. *Water Resources Research*, 41: doi:10.1029/2005WR003942.
- MAJOR PÁL (2002): Síkvidéki erdők hatása a vízháztartásra. *Az erdőgazdálkodás és a vízgazdálkodás kapcsolatáról c. szakmai konferencia, Budapest 2002. május 23.*
- MENTES GYULA (2000): Sekély mélységű fúróluk-dőlésmérők alkalmazási lehetőségei lokális geodinamikai jelenségek monitorozására. *Geomatikai közlemények*, 3:139–147.
- NACHABE, M. – SHAH, N. – ROSS, M. – WOMACKA, J. (2005): Evapotranspiration of two vegetation covers in a shallow water table environment. *Soil Science Society of America Journal*, 69:492–499.

- NACHABE, M. H. (2002): Analytical expressions for transient specific yield and shallow water table drainage. *Water Resources Research*, 38(10):1193.
- NOSETTO, MARCELO D. – JOBBÁGY, ESTEBAN G. – TOTH, TIBOR – BELLA, CARLOS M. DI (2007): The effects of tree establishment on water and salt dynamics in naturally salt-affected grasslands. *Oecologia*, 152:doi:10.1007/s00442-007-0694-2, 695–705.
- SCHILLING, K. E. (2007): Water table fluctuations under three riparian land covers, iowa (usa). *Hydrological Processes*, 21:doi:10.1002/hyp6393., 2415–2424.
- SCHILLING, K. E. – KINIRY, J. R. (2007): Estimation of evapotranspiration by reed canarygrass using field observations and model simulations. *Journal of Hydrology*, 337: doi:10.1016/j.jhydrol.2007.02.003, 356–363.
- SHAH, N. – NACHABE, M. – ROSS, M. (2007): Extinction depth and evapotranspiration from ground water under selected land covers. *Ground Water*, 45(3):329–338.
- TROXELL, HAROLD C. (1936): The diurnal fluctuation in the ground-water and flow of the Santa Anna river and its meaning. *Transactions, American Geophysical Union*, 17 (4):496–504.
- WHITE, WALTER N. (1932): Method of estimating groundwater supplies based on discharge by plants and evaporation from soil - results of investigation in escalante valley. Technical report, Utah - U.S. Geological Survey. Water Supply Paper 659-A.