

Erdő és talajvíz kapcsolatának vizsgálata a Nyírségben

Móricz Norbert

Nyugat-magyarországi Egyetem – Környezet- és Földtudományi Intézet

Bevezetés

Növekvő érdeklődés jellemzi a vízkészletek jövőbeni alakulását napjainkban, különösen a fenyegető klímaváltozás fényében. Az erdők a Föld hidrológiai ciklusában az intercepció és a párologtatás által egy különleges határfelületet képeznek a légkör irányába, mely nagyban eltér a többi felszínborítás hidrológiai jellemzőitől. Az erdők hatásának kutatása a térségi vízháztartásra legalább egy évszázados múltra tekint vissza és még napjainkban is viták tárgya (*Andressian, 2004, Führer, 1992, Járó és Sitkey, 1995*).

A klíma és talajvízviszonyok befolyásolása tekintetében az erdőfelület hatása az intercepción és az evapotranszspiráción keresztül érvényesül. Az erdők csapadék intercepciójának pozitív és negatív hatásai egyaránt vannak. Egyrészt csökkenti az árvízi hozamokat és az eróziót, egyúttal azonban csökkenti a talajba beszivárgó víz mennyiségét is. Az intercepciós veszteség a szabadtéri csapadék 40%-át is elérheti (*Dingman, 2001*). Az erdők párologtatása a nagyobb vízigény és mélyebb gyökérzet miatt általában nagyobb, mint a többi felszínborításnak (*Allen és Chapman, 2001, Szodfridt, 1996*), bár ezt nem minden kutatás támasztja alá (*Járó és Sitkey, 1995*).

Az erdők regionális vízháztartásra gyakorolt hatásának vizsgálatára nagyszámú páros vízgyűjtő kísérletet hajtottak végre. Az erdősítési kísérletek az erdő típusától függetlenül általában a lefolyás és a talajvíz táplálás csökkenéséről számoltak be (*Bosch és Hewlett, 1982, Bliss és Comerford, 2002, Gácsi, 2000*). Az erdők hatását a vízmérlegre lokális kutatások is vizsgálták. Egy tölgyesben és közeli hanga vegetációban végzett kísérlet is az erdő alatti talajvíztáplálás kisebb mértékéről és jóval nagyobb transzspirációról számolt be (*Ladekarl et al, 2005*).

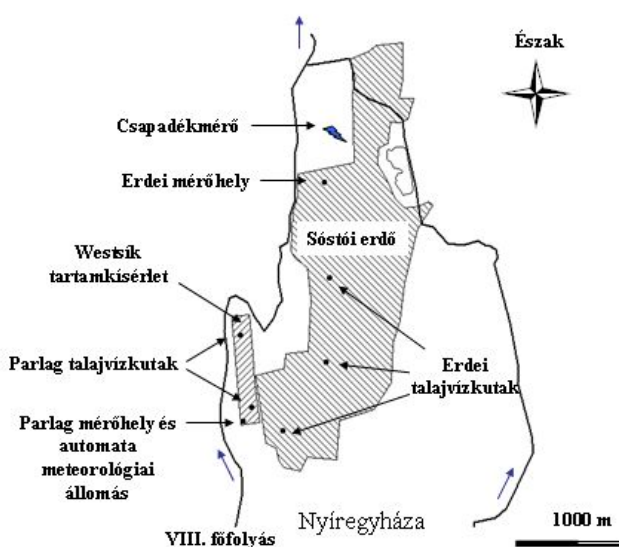
A hazai alföldi területek jövőbeni további erdősítésével lehet számolni. A klímaváltozás hatására hazánkban a XXI. század végére az évi középhőmérséklet várhatóan 2,5-4,8 C°-al emelkedik, miközben a nyári aszályok gyakorisága és intenzitása emelkedni fog (*Bartholy, 2007, Gálos, 2007*). A klímaváltozás hatására fokozódik a párolgási kényszer, így az erdők vízigénye várhatóan növekedni fog, mely a talajvízszint jelentős csökkenéséhez, a talajnedvesség deficitjének növekedéséhez vezethet (*Aber et al, 1995, Bouraoui, 1999*).

A jelen munka a doktori értekezés kutatási módszereit és eddigi eredményeit mutatja be. A fentiek ismeretében a kutatás három legfontosabb célja:

- Két különböző (erdő és gyepek) természetes vegetáció vízforgalmának összehasonlítása (igazolható-e az erdő nagyobb vízfogyasztása?).
- A klímaváltozás miatt a talajvízfüggő erdőtársulások jövőjének vizsgálata
- Az eredmények alapján milyen ajánlások tehetők az erdősítés és erdőfelújítás stratégiájára, a talajvízháztartás alakulása függvényében

Terepi megfigyelési helyek

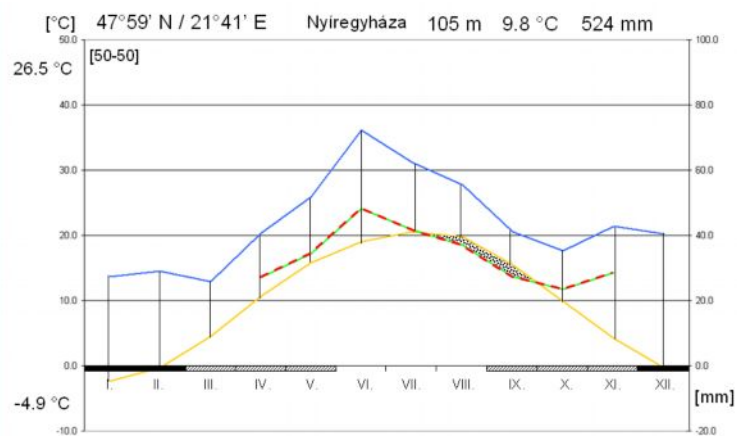
A kutatás helyszínéül a Nyírség egy reprezentatív területét választottam Nyíregyházától északra (1. Ábra). A folyamatos mérésekhez egy-egy erdei és parlag terület került kiválasztásra a sóstói erdőben és a szomszédos mezőgazdasági területen (ábrán: erdei és parlag mérőhely).



1. ábra: A mérési terület

A kiválasztásnál hangsúlyos volt, hogy mindkét területet hasonló mikrodomborzat és nedvesség ellátottsági viszonyok jellemezzék. A mérőhelyek úgynevezett feláramlási (discharge) zónában helyezkednek el, ami általában jó nedvesség-ellátottságot biztosít. Az erdei mérés egy kocsányos tölgyesben, a parlag pedig a Westsik agrár tartamkísérleti kutatóintézet területén történt.

A terület klimatikus viszonyait a Walter-Lieth féle diagram mutatja az 1951-2000 közötti időszakra (2. ábra).



2. ábra: Nyíregyháza Walter-Lieth klímadiagramja

Erdei mérőhely

Az erdei mérőhely környékén közel 100 éves kocsányos tölgyek találhatóak gazdag aljnövényzettel, ugyanakkor a második lombkoronaszintben hegyi juhar, akác, szil is előfordul. A tölgyek magassága eléri a 25-30 métert, az állomány záródása kb. 80%. A gyökérprofil 120 cm-es mélységig terepi megfigyelés alapján állapítottam meg. A vizsgálat során a finomgyökerek (átmérő <2 mm) mélységi eloszlását határoztam meg. A gyökérmélység megközelítőleg 2,5 méter, bár a gyökerek túlnyomó többsége a felső 1 méterben található (Breuer et al, 2003, Canadell et al, 1996). A levélfelület index (LAI) maximális értékét őszi levélgyűjtéses módszerrel (Eriksson et al, 2005, Mussche et al, 2001) és a Hemiview Canopy System HMV1-es (Delta-T Devices, Cambridge, UK) eszköz segítségével határoztam meg. A LAI maximális értéke a kettő átlagából 3,5 m²/m²-nek adódott, melyet számos irodalomban fellelhető mérési érték is megerősít (Dantec et al, 2000). A LAI szezonális változását hetente készített fényképek és szakirodalmi adatok alapján állapítottam meg (Mussche et al, 2001).

A talajtípus rozsdabarna erdőtalaj. Az egyes talajszelek szemcseösszetételi görbáját 360 cm mélységig szitalás és hidrometrálás segítségével határoztam meg. Az összetételben a homok frakció a meghatározó (70-93%), mely lefelé haladva egyre finomabbá válik. A térfogatsűrűség a felső egy méterben 1,3-1,4 g/cm³ körül változik. Az egyes talajrétegek víztartó képességi görbáját (pF) háromszoros ismétlésű 100 cm³-es zavartalan mintákból állítottam elő. A görbét egy szabadon hozzáférhető pedotranszfer program (Acutis, 2002) segítségével rajzoltam meg a 0;1;2,5 és 4,2 pF-en mért nedvesség-értékek alapján. Az illesztést a Van Genuchten összefüggés alapján (Genuchten, 1980) végeztem. A telített vezetőképességet utántöltődés mérés és empirikus képlet segítségével határoztam meg (Timlin et al, 1999). A talajvíztükör a megfigyelési időszakban 130 és 240 cm között mozgott a felszín alatt.

Parlag mérőhely

A parlag mérőhely 3 km-re található az erdei helyszíntől. A terület felhagyott szántóföld, melyen nedvességkedvelő gyomnövényzet alakult ki. A növényzet magassága a vegetációs időszakban elérte a 30 cm-t. A becsült levélfelület index a vizsgálati időszakban nem haladta meg az 1 m²/m²-es értéket. A talaj szemcseösszetétele hasonló volt az erdőéhez, a homok frakció aránya itt is meghatározó (60-97%), és lefelé haladva egyre finomabb. Ennek megfelelően a pF görbe is hasonló lefutású lett. A talajvíztükör mélysége a felszíntől 86 és 175 cm közötti volt.

Monitoring a mérési helyeken

Meteorológiai mérések

A csapadékot két helyen, a parlagi mérőhelyen, illetve az erdei mérőhelytől 500m-re mértem. Az utóbbi egy automata billenőedényes csapadékmérő (Rainlog Data Logger) 0,25 mm-es pontossággal és perces felbontással (Rainwise, Bar Harbor, USA). A parlagi mérőhelyen egy automata meteorológiai állomás működik (Metos, Pessl Instruments, Ausztria), mely órás adatokat szolgáltat a léghőmérsékletről, a relatív páratartalomról, a globálsugárzásról és a szélesebségről két méter magasságban. Az automatát napi Hellmann-típusú csapadékmérés egészíti ki. Az órás adatokból napi értékeket számoltam a 2007 májusa és 2008 augusztusa közötti időszakra. Az állomás által mért adatokat - ellenőrzés céljából - a területtől 15 km-re működő napkori meteorológiai állomás méréseivel is összevettem. Intercepciót nem volt lehetőségem mérni, empirikus képlet és szakirodalmi adatok alapján becslöm.

Talajnedvesség mérés

A talajnedvességet mindkét helyen ECH₂O típusú (Decagon Devices, Pullman, USA) dielektromos ellenálláson alapuló szenzorokkal mértem. Az automata eszköz pontossága 3% körüli, a hozzá kapcsolt adattároló 30000 mérést tud eltárolni. Az érzékelőket 10, 30, 50, 70 és 90 cm-es mélységben telepítettem. A mérési időköz 15 perc volt. Az eszköz mind nyers adatot, mind pedig számított térfogati víztartalmat egyaránt szolgáltat.

Talajvízszint mérés

A talajvízszintet mindkét helyen egy-egy Dataqua DA-S-LRB118 digitális adatgyűjtővel (Dataqua Elektronikai Kft., Balatonalmádi) mértem. A nyomáson alapuló mérési pontosság 0,1 mm, az adatgyűjtő szintén 30000 adatot képes eltárolni. Az adatgyűjtési időköz szintén 15 perc volt. A kutak kézi talajfúróval készültek, az eszközök perforált PVC csőben helyezkednek el. A kutak tengerszint feletti magasságát 1:10000-es EOV térképekről olvastam le.

Módszerek

Numerikus modell

A Coupmodelt (korábbi SOIL) használom a vízmérleg komponensek becsléséhez mindkét helyre. A Coupmodel (*Jansson és Karlberg, 2001*) egy szabvány 1D-s hidrológiai modell, mely a Richards egyenletet használja a telítetlen talajnedvesség-forgalom leírására.

A modell az evapotranszspirációt transzspirációra, intercepció párolgásra és talajfelszín párolgásra bontja. A napi potenciális transzspirációt a Penman-Monteith egyenlet segítségével számolja, ahol a felszíni ellenállást a levélfelület indexet használó Lohammar összefüggésből becsli. Az aktuális párolgást minden egyes rétegre a megadott relatív gyökérsűrűségek alapján számítja. A modellt napi meteorológiai adatok (hőmérséklet, csapadék, globálisugárzás, szélesség, párányomás) vezérlik. A fontosabb vegetáció jellemzők a következők: vertikális gyökéreloszlás, levélfelület-index és az albedó. Minden egyes talajrétegre a víztartó képességi és vízvezető képességi görbét is meg kell adni. A modell talajprofiljának felső határfeltételeként a nettó csapadékot, alsó feltételként pedig egységnyi gradiens áramlást alkalmaztam.

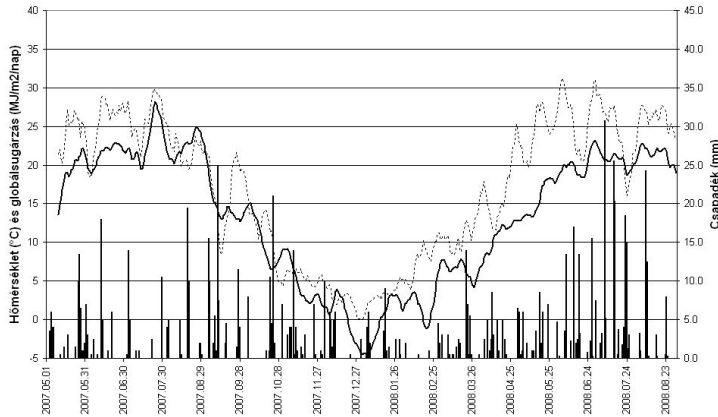
Talajvízfogyasztás meghatározása talajvíz szignálból

A felszínközeli talajvízszintekben a vegetációs időszak száraz periódusaiban egy erős napi ingadozás figyelhető meg, melynek oka legtöbbször a vegetáció evapotranszspirációja. A jelenséggel többen is foglalkoznak, a közelmúltban néhány módszer is kidolgozásra került (*Crosbie et al, 2005, Gribovszki et al, 2007*). A Gribovszki és társai által kidolgozott módszer alkalmas a 2007-ben és 2008-ban mért talajvízszintekből talajvíz evapotranszspiráció számolására. A módszer elve, hogy a talajvízjárás görbéje egy akkumulatív görbe, ami a talajvíz utánpótlódás és a transzspirációs vízfelhasználás összegződéséből keletkezik. Így nagy időbeli felbontású talajvízadatokból (vízkészlet változás), valamint időben változó számított utánpótlódásból meghatározható az evapotranszspiráció. Az utánpótlás számításhoz a talajra jellemző hatékony porozitást (gravitációs porustér) mérni vagy becsülni szükséges (*Gribovszki et al, 2007*).

Előzetes eredmények

Meteorológiai változók

A vizsgált időszak csapadékviszonyait, napi középhőmérsékletét és globálsugárzás változását mutatja a következő ábra (4. ábra).



4. ábra: A csapadék, a napi középhőmérséklet (folytonos vonal) és a globálsugárzás alakulása (szaggatott vonal)

A két utóbbi adatsorra 10 napos mozgó átlagot fektettem a könnyebb áttekinthetőség miatt.

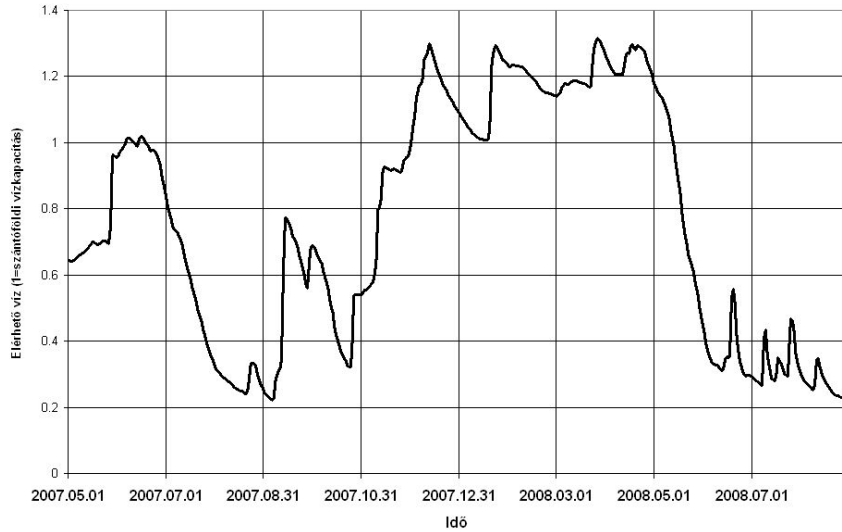
Talajnedvesség dinamika

A talajnedvességnek mindkét helyen ciklikus változása figyelhető meg, vagyis a kiszáradás április-május környékén kezdődik, míg a telítődés általában szeptemberben kezdődik el. A következő ábrán a felső 100 cm-ben elérhető vizet ábrázoltam az erdei helyszínre (5. ábra). Az elérhető víz definíciója:

$$(\theta - \theta_m) / (\theta_f - \theta_m),$$

ahol: θ a 0-100 cm-es rétegben az aktuális átlagos nedvességtartalom, θ_m a minimális nedvesség tartalom (permanens hervadáspon), θ_f a nedvességtartalom szántóföldi vízkapacitáson. A hervadáspon nedvességtartalom értéke 7,6 %, a szántóföldi pedig 20,1%.

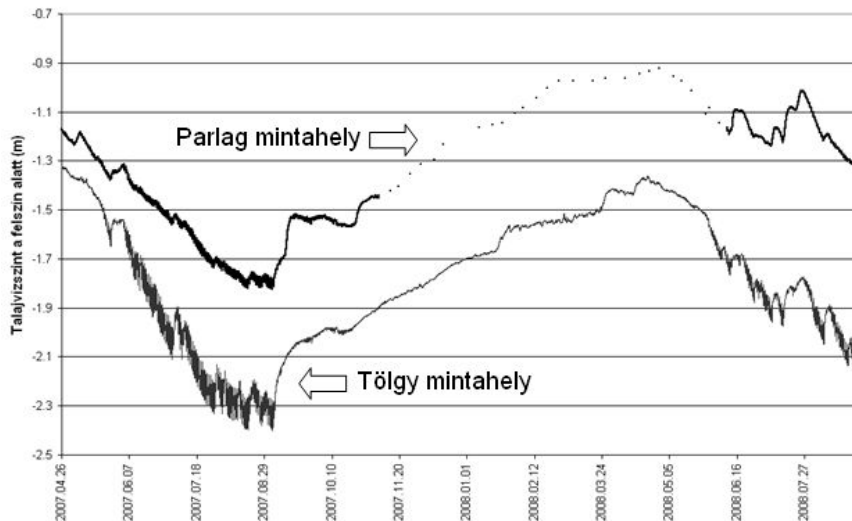
A 0,4-es határérték alatt kezd csökkenni a transzspiráció a sztóma záródása következtében (Granier et al, 1999). Az ábrából leolvasható, hogy mind 2007-ben, mind pedig 2008-ban voltak olyan stressz időszakok, amikor a felső talajrétegek nedvességtartalma korlátozta a transzspirációt.



5. ábra: Az elérhető víz alakulása 2007.05 és 2008.08 között

Talajvíz dinamika

A talajvíz szintén ciklikus évi menetet mutat mindkét megfigyelt területen. A talajvíz kutak vízjárását a 6. ábra mutatja. A két hely közötti magasságkülönbség csekély (2 méter) és a talajvíz áramlási rendszerben elfoglalt helyük pedig hasonló. A vegetációs időszakban kialakuló különbségek önmagukért beszélnek. A parlagi automata meghibásodása miatt a 2007-2008-as téli félévben csak heti adatok állnak rendelkezésre.



6. ábra: A talajvízszint alakulása 2007.05 és 2008.08 között

Összefoglalás – jövőbeni feladatok

A jelen dolgozatban egy erdő és parlagterület nedvességforgalmának egy lehetséges vizsgálati módszerét, mérési és modellezési technikáit mutattam be. Az előzetes eredmények néhány meteorológiai változó, a talajnedvesség és a talajvíz alakulását mutatják a megfigyelt időszakban.

A megfigyelési adatok (főként a talajvíz) alapján látszik az erdő nagyobb vízfogyasztása, mely például a 2007-es vegetációs időszakban akár 350 mm-el is több lehet, mint a parlag területé.

Jövőbeni feladat a vízháztartási modellek kalibrálása és a vízháztartás komponensek számszerűsítése, valamint a klímaváltozás hatásának vizsgálata.

Analyses of forest-groundwater relationships in NE Hungary

The role of forest cover in water resource utilization has been debated for almost a century. Shallow groundwater is threatened by the upcoming climate change due to increased drought events, therefore it is critical to better understand forest-water relationships. Methods of water balance calculations for a forest and fallow vegetation cover are described at sites in NE Hungary. The discussed preliminary results show meteorological time series and fluctuations of soil moisture deficit and groundwater table during the investigated period.

Hivatkozások

- ABER, J.D., OLLINGER, S.V., FEDERER, C.A., REICH, P.B., GOULDEN, M.L., KICKLIGHTER, D.W., MELILLO, J.M., LATHROP, R.G. (1995): Predicting the effects of climate change on water yield and forest production in the northeastern United States, *Climate Research*, 5: 207-222
- ACUTIS, M., DONATELLI, M. (2003): SOILPAR 2.00: software to estimate soil hydrological parameters and functions, *Europ. J. Agronomy*, 18: 373-377
- ALLEN, A., CHAPMAN, D.: (2001): Impacts of afforestation on groundwater resources and quality, *Hydrogeology Journal*, 9: 390-400
- ANDRESSIAN, V. (2004): Waters and forests: from historical controversy to scientific debate, *Journal of Hydrology*, 291: 1-27
- BARTHOLY, J., PONGRACZ, R., GELYBO, GY. (2007): Regional climate change expected in Hungary for 2071-2100, *Applied ecology and environmental research* 5(1): 1-17
- BLISS, C.M., COMERFORD, N.B. (2002): Forest harvesting influence on water table dynamics in a Florida flatwoods landscape, *Soil Sci.Soc.Am.J.*, 66: 1344-1349
- BOSCH J.M., HEWLETT J.D. (1982): A review of catchment experiments to determine the effect of vegetation changes on water yield and evapotranspiration. *J Hydrol* 55:3-23

- BOURAOUI, F., VACHAUD, G., LI, L.Z.X., CHEN, L.T.T. (1999): Evaluation of the impact of climate changed on water storage and groundwater recharge at the watershed scale, *Climate Dynamics*, 15: 153-161
- BREUER, L., ECKHARDT, K., FREDE, H.G. (2003): Plant parameter values for models in temperate climates, *Ecological modelling*, 169: 237-293
- CANADELL, J., JACKSON, R.B., EHLERINGER, J.R., MOONEY, H.A., SALA, O.E., SCHULZE, E.D. (1996): Maximum rooting depth of vegetation types at the global scale, *Oecologia*, 108: 583-595
- CROSBIE, R.S., BINNING, P., KALMA, J.D. (2005): A time series approach to inferring groundwater recharge using the water table fluctuation method, *Water Resources Research*, 41: 1-9
- DANTEC, V.L., DUFRENE, E., SAUGIER, B. (2000): Interannual and spatial variation in maximum leaf area index of temperate deciduous stands, *Forest Ecology and Management* 134: 71-81
- DINGMAN, S. L. (2001): *Physical Hydrology* (2nd edition), Prentice Hall, 646p
- ERIKSSON, H., EKLUNDH, L., HALL, K., LINDROTH, A. (2005): Estimating LAI in deciduous forest stands, *Agricultural and Forest Meteorology*, 129: 27-37
- FÜHRER, E.(1992): A klíma szerepe az alföldfásítás múltjában és jövőjében in: *A Nagyalföld alapítvány kötetei 2. Az Alföld fásítása* (szerk.: Rakonczai J.): 33-40
- GÁCSI, ZS.(2000): A talajvízszint észlelés, mint hagyományos, s a vízforgalmi modellezés, mint új módszer alföldi erdeink vízháztartásának vizsgálatában, Doktori értekezés, NyME, Sopron.
- GÁLOS, B., LORENZ B., JACOB, D. (2007): Klímaváltozás-szélsőségesebbé válnak száraz nyaraink a 21.században? In: Mátyás Cs-Vig P.: *Erdő és Klíma V.*, NyME, Sopron.
- GENUCHTEN, M. (1980): A closed-form equation for predicting the hydraulic conductivity of unsaturated soils, *Soil Sci. Soc. Am. J.*, 44: 892-898
- GRANIER, A., BREDAN,N., BIRON, P., VILLETTE, S. (1999): A lumped water balance model to evaluate duration and intensity of drought constraints in forest stands, *Ecological Modelling*, 116: 269-283
- GRIBOVSZKI, Z., KALICZ, P., SZILÁGYI J., KUCSARA,M. (2008): Riparian zone evapotranspiration estimation from diurnal groundwater level fluctuations, *Journal of Hydrology*, 349: 6-17
- JANSSON, P.-E. AND KARLBERG, L. (2001). *Coupled Heat and Mass Transfer Model for Soil-Plant-Atmosphere Systems*. Div. of Land and Water Resources, KTH, Stockholm (<http://www.lwr.kth.se/vara%20datorprogram/CoupModel/index.htm>)
- JÁRÓ, Z., SITKEY, J. (1995): Az erdő és talajvíz kapcsolata, *Erdészeti kutatások*, 85: 35-46
- LADEKARL, U.L., RASMUSSEN, K.R., CHRISTENSEN, S., JENSEN, K.H., HANSEN, B. (2005): Groundwater recharge and evapotranspiration for two natural

- ecosystems covered with oak and heather, *Journal of Hydrology*, 300: 76-99
- MUSSCHE, S., SAMSON, R., NACHTERGALE, L., DE SCHRIJVER, A., LEMEUR, R., LUST, N. (2001): A comparison of optical and direct methods for monitoring the seasonal dynamics of leaf area index in deciduous forests. *Silva Fennica* 35(4): 373–384
- SZODFRIDT I., (1996): Az erdő és víz. In: Mátyás Cs.(szerk.): Erdészeti ökológia, mezőgazda kiadó, Budapest, 240-249
- TIMLIN, D.J., AHUJA, L.R., PACHEPSKY, Y., WILLIAMS, R.D., GIMENEZ, D., RAWLS, W. (1999): Use of Brooks-Corey parameters to improve estimates of saturated conductivity from effective porosity, *Soil Sci. Soc. Am. J.*, 63: 1086-1092