

Nyugat-Magyarországi Egyetem
Kitaibel Pál Környezettudományi Iskola
Biokörnyezet-tudomány program

Egy erdő és parlagterület vízforgalmának összehasonlító vizsgálata

DOKTORI (PhD) ÉRTEKEZÉS

Írta:

Móricz Norbert

Tudományos témavezetők:

Prof. Dr. Mátyás Csaba
Dr. Gribovszki Zoltán

Sopron
2011

Egy erdő és parlagterület vízforgalmának összehasonlító vizsgálata

értekezés doktori (PhD) fokozat elnyerése érdekében készült
a Nyugat-magyarországi Egyetem Kitaibel Pál Környezettudományi Doktori
Iskolája Biokörnyezet-tudomány programja keretében

Írta:

Móricz Norbert

Témavezetők: Prof. Dr. Mátyás Csaba

Elfogadásra javaslom (igen/nem)

(aláírás)

Dr. Gribovszki Zoltán

Elfogadásra javaslom (igen/nem)

(aláírás)

A jelölt a doktori szigorlaton.....% -ot ért el.

Sopron, 2008.május 28.

a Szigorlati Bizottság elnöke

Az értekezést bírálóként elfogadásra javaslom (igen/nem):

Első bíráló: Dr. Vekerdy Zoltán (igen/nem)

(aláírás)

Második bíráló: Dr. Vig Péter (igen/nem)

(aláírás)

(Esetleg harmadik bíráló (Dr.)) (igen/nem)

(aláírás)

A jelölt az értekezés nyilvános vitáján.....% -ot ért el

Sopron,

.....
Bírálbizottság elnöke

A doktori (PhD) oklevél minősítése.....

.....
Az EDT elnöke

Tartalomjegyzék

Abstract.....	5
Kivonat.....	5
1. Bevezetés.....	6
1.1 A tudományos probléma felvetése.....	6
1.2 A disszertáció célkitűzései és kutatási kérdései.....	7
2. Irodalmi áttekintés.....	8
2.1 Az erdők szerepe a hidrológiai ciklusban.....	8
2.2 Az erdők hatása a vízkészletekre.....	9
2.2.1 Páros vízgyűjtő kísérletek eredményei.....	9
2.2.2 Lokális összehasonlító vízforgalmi kutatások eredményei.....	10
2.2.3 Talajvízszint süllyedés és az erdők kapcsolata a Duna-Tisza között.....	12
2.3 Napi periódusú fluktuáció a felszínközeli talajvizekben.....	14
2.4 Az 1-D-s vízforgalmi modellek.....	19
2.4.1 Brook90.....	19
2.4.2 Coupmodel.....	20
2.4.3 SWAP.....	20
2.4.4 Hydrus 1-D.....	20
3. Anyag és módszer.....	21
3.1 A mintaterületek jellemzése.....	21
3.1.1 A kísérleti terület tágabb geográfiai és ökológiai környezete.....	21
3.1.2 A mintaterület általános jellemzése.....	24
3.1.3 Az időjárási viszonyok.....	26
3.1.4 A hidrológiai viszonyok.....	27
3.1.5 Mintahelyek vegetáció jellemzői.....	29
3.1.6 Talajjellemzők.....	31
3.2. Mérések módszertana.....	31
3.2.1 Alapadatok mérése.....	31
3.2.2 Ellenőrző adatok mérése.....	38
3.3 Feldolgozás módszertana.....	39
3.3.1 A vízforgalom modellezése a Hydrus 1-D modellel.....	39
3.3.2 Talajvíz fogyasztás becslése a talajvíz- fluktuáció módszerével.....	51
3.3.3 Távérzékelte és lokálisan modellezett ET összehasonlításának módszere.....	52
3.3.4 A Hydrus 1-D modell jóságának tesztelése.....	53
4. Eredmények.....	54
4.1 Talajnedvesség- és talajvízszint dinamika.....	54
4.2 A Hydrus 1-D modellek kalibrálása.....	56
4.3 A vízforgalmi összetevők.....	62
4.3.1. Intercepció veszteség.....	62
4.3.2 Transzspiráció.....	63
4.3.3 Talajfelszín párolgás.....	68
4.4. Távérzékelte és modellezett evapotranszpirációs eredmények összehasonlítása.....	69
4.5. A vízforgalom értékelése, összehasonlítása.....	71
4.5.1. A modell-szimulációk bizonytalansága, érzékenységvizsgálat.....	71
4.5.2. A tölgy mintahely vízforgalma.....	73
4.5.3. A parlag mintahely vízforgalma.....	74
4.5.4. A mintaterületek vízforgalmának összehasonlító elemzése.....	75
5. Összefoglalás.....	77

6. Kitekintés	79
7. Tézisek.....	80
Köszönetnyilvánítás	81
Irodalomjegyzék.....	82
Ábrák jegyzéke.....	91
Táblázatok jegyzéke.....	93
Mellékletek jegyzéke	93
Melléklet.....	94

Abstract

Comparative Water Balance Study of Forest and Fallow Plots

A complex water balance modeling was initiated in a drought-threatened lowland environment to clarify the uncertainties concerning the water usage of groundwater-dependent forests and to contribute for improving the evapotranspiration (ET) estimation of regional models.

The objective of the dissertation was to estimate and compare water balance components for an oak and a fallow plot, exposed to similar site conditions, by calibrating two one-dimensional Hydrus models. Model simulations described the observed soil moisture and groundwater level sufficiently well. Groundwater consumption was estimated also by the water table fluctuation method. The simulated evapotranspiration was compared with a remote-sensing based estimation of ET.

According to the results of the Hydrus models, the estimated ET at the oak stand was approximately 30% higher than at the fallow site during the two-year study period. At the same time, the groundwater consumption was three times higher in the forest than at the fallow site. The remote-sensing based (MODIS) estimation of evapotranspiration of nearby, comparable sites deviated by less than 10% from the model based result.

Kivonat

Egy erdő és parlag vízforgalmának összehasonlító vizsgálata

A síkvidéki erdők talajvíz-fogyasztásában fellelhető bizonytalanság tisztázása, valamint a különböző regionális modellek pontosabb evapotranszpirációs számításainak elősegítése céljából egy – terepi méréssel ellenőrzött – komplex vízforgalmi modellezést végeztem. A kutatást a Nyírség egy antropogén hatásoktól mentes, magas talajvízű területén végeztem.

Az értekezés egy kocsányos tölgyes állomány és egy közeli parlagterület vízforgalmát hasonlítja össze egy-egy numerikus egydimenziós modell (Hydrus 1-D) kalibrálásával. A terepi felvételezés során a talaj és vegetáció jellemzői közül a gyökérzet mélységbeli eloszlását, a levélfelület indexet valamint a talaj víztartó képességét határoztam meg. A kalibráláshoz mindkét mintahelyen a talajprofil több mélységében mért talajnedvesség valamint talajvízszint adatsorokat használtam.

A talajvíz-fogyasztást nemcsak a Hydrus modellel, hanem a talajvíz-fluktuáció módszerével is becsültem egy tapasztalati módszer segítségével, melyhez nagy időbeli felbontású talajvízadatokat alkalmaztam. A modellel szimulált evapotranszpirációt a MODIS távérzékelés alapú párolgás becslés eredményeivel is összehasonlítottam. A modell illesztésének sikerét mutatta, hogy a szimulált talajnedvesség és talajvízszint csak kisebb mértékben tért el a mérési eredményektől.

A Hydrus modell eredmények szerint a becsült evapotranszpiráció a tölgy mintahelyen mintegy 30%-kal volt magasabb a parlag mintahelyen becsülnél. Ugyanakkor a tölgyes talajvíz-fogyasztása mintegy háromszorosa volt a parlag fogyasztásának. A talajvíz-fogyasztás aránya a teljes transzspirációból lényegesen nagyobb volt a száraz 2007-es vegetációs időszakban, mint a nedves 2008-as évben, annak ellenére, hogy a talajvízmélység nagyobb volt 2007-ben mindkét mintahelyen. A teljes vizsgált időszakot tekintve a Hydrus modellek aktuális evapotranszpirációja kevesebb, mint 10%-kal tért el választott mintaterületek - MODIS felszínhőmérséklet alapján - becsült értékétől.

1. Bevezetés

1.1 A tudományos probléma felvetése

A Föld hidrológiai ciklusában az erdők kitüntetett szerepet töltenek be, mivel szerkezetük révén (magasság- és vertikális tagoltság) különleges határfelületet képeznek a légkör és a felszín között. A lombkoronára hulló csapadék egy része közvetlenül visszapárolog a légkörbe (intercepció), miközben aktív hőháztartási kölcsönhatás zajlik a légkör és az erdőfelszín között (*Delfs 1955, Führer 1994, Szász és Tőkei 1997, Kucsara 1998, Dingman 2001*). Az erdők párologtatása a nagyobb vízigény (levélfelület index) és mélyebb gyökérzet miatt általában nagyobb, mint a lágyszárú vegetációnak.

A felszíni és felszínalatti lefolyást az erdők jelentősen csökkentik, ezáltal a csapadék hasznosulását javítják (*Újvári 1980, Führer 1981, Sitkey 1989, Manninger 2007*). Egy vízgyűjtő erdősültségi fokának nagy hatása van a hidrológiai ciklus legtöbb elemére (pl. intercepció, párolgás, lefolyás, talajvíz-utánpótlás), ezáltal az erdőborítottság nagy vízgazdálkodási jelentőséggel bír (*Hewlett 1982, Szász és Tőkei 1997, Vig 2000, 2002*).

Az előrejelzett hazai éghajlati változások a nyarak jelentős mértékű melegeződését és a vegetációs idejű csapadék csökkenését mutatják (*Bartholy et al. 2007, Gálos et al. 2007*). Az éghajlati viszonyok megváltozására a magyarországi erdők különösen érzékenyek, hiszen legfontosabb erdei fafajaink zonális szárazsági határa („xeric limit”) megtalálható hazánkban (*Mátyás et al. 2009*). A fafajok szárazsági határain a jelenlétet a rendelkezésre álló vízkészletek határozzák meg (*Mátyás 2010*).

Az erdők jövőbeni elterjedését – a különböző megközelítéseket alkalmazó modellek – elsősorban a zonális fafajokra összpontosítva vizsgálták (*Mátyás és Czímber 1997, Thuiller et al. 2005, Kramer et al. 2010*). Ezek a megközelítések általában nem foglalkoznak a talajvíz-függő erdőállományokkal, melyek síkvidéki területeken jelentős területeket foglalnak el. Magyarországon az alföldi erdők mintegy 35%-a tekinthető talajvíz-függőnek (*Halász 2006*), melyek általában negatív vízmérlegű termőhelyeken találhatók.

Az erdőállományok és a felszínborítás éghajlatra gyakorolt visszahatásának vizsgálata egy új és folyamatosan fejlődő területe a regionális klímamodellezésnek. A regionális modellek az eltérő párolgási és albedó jellemzők alapján becsülik a különböző felszínborítások klímamódosító (elsősorban hőmérséklet és csapadék) hatását (*Bonan 2008, Drüsler et al. 2009, Gálos et al. 2010*). A modellek jelenlegi térbeli felbontása és a rendelkezésre álló adatbázisok azonban egyelőre nem teszik lehetővé, hogy a modellekben a sekély talajvízzel jellemezhető területek magasabb evapotranszpirációja is megjelenjen, mely valószínűsíthetően befolyásolná a felszínborítás éghajlati visszacsatolását is. A jövőben a kérdés még fontosabbá válhat. Egyrészt a klímaváltozás hatására az evapotranszpirációs kényszer várhatóan emelkedni fog, mely a talaj felső rétegeinek erőteljesebb kiszáradása következtében a talajvíz-készletek fokozottabb igénybevételét vonhatja maga után. Másrészről a jövőben az Alföld vízhatástól függő területein további erdősítések várhatóak (*Führer 2005*).

A síkvidéki erdők vízháztartásra (talajvíz-készletekre) gyakorolt hatása nagy vitát váltott ki az elmúlt évtizedek során az erdészeti és vízügyben dolgozó szakemberek között. Az alföldi erdősültség múltbeli változásának – vízkészletekre gyakorolt – negatív hatásai mellett érvelt például *Major (1993, 2002)* és *Pálfai (1990)*. Ugyanakkor az erdők talajvízszintekre gyakorolt hatásának elhanyagolható mértékéről is megjelentek tanulmányok (*Járó 1992, Járó és Sitkey 1995, Nováky és Szesztay 2002*) és számos kutatás a kérdés összetettségére (aszályos időjárás, talajvíz-kivétel fokozódása, lecsapolás) hívta fel a figyelmet (*Pálfai 1990, Szodfridt 1992, Rakonczai 2006, Völgyesi 2006, Göbölös 2008*).

1.2 A disszertáció célkitűzései és kutatási kérdései

A síkvidéki erdők talajvíz-fogyasztásának megítélésében fellelhető ellentmondás tisztázására a komplex vízforgalmi modellezés módszere a legalkalmasabb. A nemzetközi szakirodalomban viszonylag kevés tanulmány célja irányult a síkvidéki talajvíz-függő erdők vízfogyasztásának meghatározására, illetve egyéb felszínborítással való összehasonlítására. Napjainkig – a legjobb ismeretem szerint – nem született olyan, a talajvíz-fogyasztásra koncentrált hazai tanulmány, mely az erdők és más felszínborítás vízforgalmi komponenseit számszerűsítette volna.

Az értekezés célja tisztázni a talajvíz-függő erdők – változó időjárási viszonyok közötti – vízforgalomban betöltött szerepét. A vizsgálathoz két sekély talajvízű mintahely, egy kocsányos tölgyes és egy parlagterület vízforgalmi komponenseit hasonlóan össze terepi méréssel kombinált 1-D-s vízforgalmi modellezés segítségével, különös tekintettel a két eltérő növényzet talajvíz-fogyasztására.

A vízforgalmi összehasonlítás mellett kitekintek az evapotranszpirációs eredmények regionális modellekben való felhasználhatóságára valamint a klímaváltozás talajvíz-függő erdőkre gyakorolt hatásának vizsgálatának kérdésére.

A kutatásom során az alábbi kérdésekre kerestem a választ:

1. Kimutatható-e az erdő nagyobb vízfogyasztása a parlagterülettel szemben?
2. Van-e különbség a talajvíz-fogyasztásban a két felszínborítás között?
3. Megfigyelhető-e különbség a mintahelyeken egy száraz (2007) és nedves (2008) vegetációs időszak evapotranszpirációja, illetve talajvíz-fogyasztása között?
4. Jelentkezik-e háttér talajvíz-utánpótlódás és megfigyelhető-e a vegetációs időszakon kívül is?
5. Mennyire térnek el egymástól a különböző módszerekkel becsült evapotranszpirációs és talajvíz-fogyasztás eredmények?

2. Irodalmi áttekintés

Az irodalmi áttekintést négy fontosabb témakör köré csoportosítottam. Először az erdők hidrológiai ciklusban betöltött szerepét mutatom be röviden, majd részletesen foglalkozom az erdők vízkészletekre gyakorolt hatásáról és a felszínközeli talajvízszintekben jelentkező napi hullámozás jelenségével. Végül az egydimenziós hidrológiai modellezésben leggyakrabban alkalmazott modelleket mutatom be, különös tekintettel az evapotranszspiráció számítási módjára.

2.1 Az erdők szerepe a hidrológiai ciklusban

A vízháztartás különféle vízmozgások és készletváltozások sorozataként, illetve kölcsönhatásiként felfogható, állandó változásban lévő folyamat (Nováky 1990). Az erdők a hidrológiai ciklusban a párolgási és a lefolyási viszonyok módosítása által különleges szerepet töltenek be. Az erdők csapadék intercepciós vesztesége és párologtatása általában nagyobb, mint más felszínborításnak. Ugyanakkor az erdők hatékonyan csökkentik a lefolyást, illetve a talaj párolgási veszteségét, elsősorban az avartakaró által. Az erdők vízháztartásbeli szerepének megítélése e tényezők együttes figyelembevételével lehetséges.

Az intercepciós veszteség nagyságát a csapadék visszatartásának képessége határozza meg. Az erdők a nagyobb felületük miatt magas intercepciós veszteséggel jellemezhetőek, mely elérheti a szabadtéri csapadék 40%-át is a különböző erdei ökoszisztémákban (Delfs 1955, Szász és Tőkei 1997, Dingman 2001). A korona és a törzs, valamint az avar tározási kapacitásának meglehetősen nagy a változékonysága az állományi (pl. lombhullató vagy örökzöld fafaj) és klimatikus körülményektől függően. A korona tározóképesége többek között a levélfelület nagyságának, a csapadék intenzitásának és a levélfelület felületi feszültségének a függvénye (Führer 1984). Bizonyos körülmények között előfordulhat negatív intercepció is, mely a kondenzált horizontális csapadék révén – a faállomány jellemzőinek függvényében – jelentős bevételi forrás is lehet, hazai körülmények között azonban általában nem jelentős (Ward és Robinson 1975, Rácz 1981, Szász és Tőkei 1997).

Az erdők párologtatása (transzspiráció) a nagyobb vízigény és mélyebb gyökérzet miatt általában nagyobb, mint a többi felszínborításnak (Szodfridt 1996). A vízigény a levélfelület emelkedésével arányosan növekszik. Bár az intercepciós párolgás intenzitása – rövidebb időszakokban – jelentősen meghaladhatja a transzspiráció során mérhető értékeket, egy mérsékeltövi erdei ökoszisztéma evapotranszspirációjában a párologtatás a legnagyobb arányt képviselő komponens (Stewart 1977, Calder és Newson 1980, Dingman 2001).

Az erdei ökoszisztémákban a talajfelszín párolgási veszteségét jelentősen befolyásolja a lombkorona sugárzás intercepciója, illetve a felszín borító lágyszárú aljnövényzet és avartakaró. A lombkorona záródása jelentősen csökkenti a talajfelszínen a párolgás számára elérhető energia nagyságát, melyet a Beer-Lambert (*Impens és Lemeur* 1969) függvény ír le. Az avartakaró, mint fizikai záróréteg akadályozza meg a nedvesség gyors elpárolgását (Szász és Tőkei 1997). Azonban a nem teljesen záródott és kisebb levélfelülettel rendelkező erdei ökoszisztémák esetén a talajfelszíni evaporáció nagysága elérheti az evapotranszspiráció 20-30 (Roberts *et al.* 1980), szélsőséges esetben akár az 50%-át is (Kelliher *et al.* 1993).

Az erdő a csapadék minerális talajba szivárgását az avartakaró érdessége és kedvező vízelnyelési tulajdonságai által nagymértékben elősegíti. Eredményeként a síkvidéki erdőterületek felszíni lefolyása gyakorlatilag elhanyagolható (Hewlett 1982, Szász és Tőkei 1997).

A Föld erdei az éghajlatot fizikai, kémiai és biológiai folyamatok által befolyásolják, melyek hatással vannak a hidrológiai ciklusra és a légkör összetételére. A trópusi erdők alapvetően hűtik a légkört a párologtatás által, ugyanakkor a boreális erdők hatása inkább melegítő lehet az alacsony albedó eredményeként (Bonan 2008).

Az erdőborítás növekedése mérsékeltövi körülmények között a klímaváltozás várható mértékét mérséklő regionális hatással jellemezhető. Hazánk teljes erdősisét feltételezve a csapadék mintegy 10-15%-os növekedése és az aktív felszín hőmérsékletének 1°C-os csökkenése lenne várható (Gálos 2010).

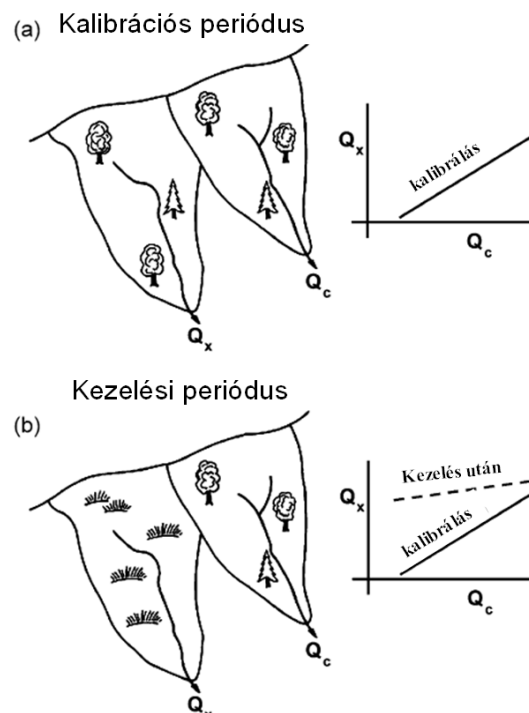
A felszínborítás elmúlt évszázadbéli változása – az erdőterület jelentős növekedésének dacára – mintegy 0,1°C-al járult hozzá a nyári félév középhőmérsékletének emelkedéséhez a Kárpát-medencében (Drüszler et al. 2009).

2.2 Az erdők hatása a vízkészletekre

Az erdők vízkészletekre gyakorolt hatását kisebb vízgyűjtő léptékben páros vízgyűjtő kísérletekkel, pontszerűen pedig vízforgalmi modellek segítségével vizsgálták.

2.2.1 Páros vízgyűjtő kísérletek eredményei

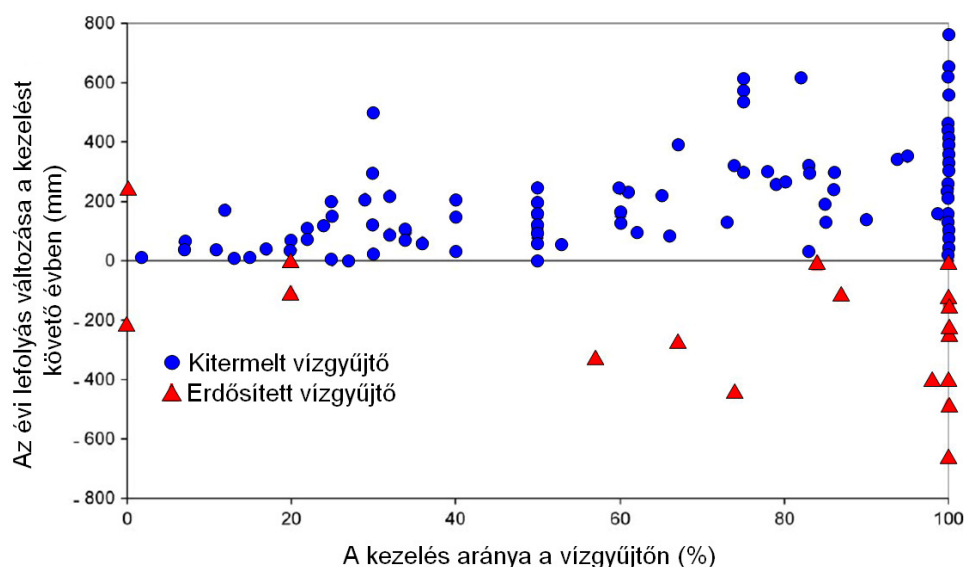
Az erdők vízkészletekre gyakorolt hatásának vizsgálata céljából nagyszámú páros vízgyűjtő kísérletet hajtottak végre (Andressian 2004). Az első ilyen jellegű kísérletet Coloradóban Wagon Wheel Gap körzetében végezték (Bates és Henry 1928). A kísérlethez két egymáshoz hasonló vízgyűjtőt választottak, melyeket hosszú ideig monitoroztak a lefolyásbeli eltérések feltárásának céljából. A kalibrációs periódus végén az egyik vízgyűjtőn módosították a felszínborítást, míg a másikon változatlanul hagyták, így a felszínborítás módosításának hatása értékelhetővé vált a lefolyás által (1. ábra).



1. ábra: Páros vízgyűjtő kísérletek vázlatos rajza (Hewlett 1982 nyomán)

A kísérletek során elsősorban a kitermelt erdő hatásával foglalkoztak, hiszen egy erdősisét következményeinek elemzése hosszabb időt vesz igénybe. A legtöbb kísérlet természetesen kisebb vízgyűjtőterületen történt és a hatásokat főként a lefolyási viszonyok tekintetében vizsgálták (alapvízhozam, árvízi hozam, évi lefolyás).

Az erdősítéseket követően az erdő jellegétől függetlenül általában a lefolyás és a talajvíz táplálás csökkenéséről számoltak be, míg a kitermelések hatására a lefolyás változó mértékben növekedett (Andressian 2004). A páros vízgyűjtő kísérletek (106 db) eredményei azonban csak a változás irányában egyeztek, a változás mértékében jelentős szórás volt tapasztalható (2. ábra).



2. ábra: Az évi lefolyás változása (mm) a kezelést (kitermelés és erdősítés) követő évben 106 db páros vízgyűjtő kísérlet eredményei alapján (Andressian 2004 nyomán)

Az eredmények kiértékelését nehezíti, hogy a lefolyás változása nagymértékben függ a kezelést követő év csapadékösszegétől. Emiatt *Hibbert et al.* (1975) a csapadék-lefolyás arány megváltozásának elemzését javasolta. A kísérletek során fény derült arra is, hogy a felszínborítás-változás hatása időben nem állandó. Az erdőirtást követően természetes körülmények között szukcesszió következik be, melynek hatására az erdők kitermelésének eredménye csak rövid ideig érvényesül (*Hornbeck et al.* 1997).

Az erdősítések a források vízhozamát is befolyásolják. A Soproni-hegységben *Firbás* (1978) több mint 50 db forrás vízhozamát mérte több mint 30 éven keresztül és megállapította, hogy a források vízhozama csökkenő tendenciát mutat. A jelenség okaként a terület nagymértékű fenyvesítését és ezáltal megnövekedett intercepciós veszteséget neveztek meg (*Führer* 1982).

A páros vízgyűjtő kísérletek eredményeiből kiderül, hogy az erdők vízfogyasztása általában nagyobb, mint az egyéb felszínborításoké, azonban a kezelések hatása jelentős eltéréseket mutat. Az eredmények nagy szórását a kísérletek eltérő hidrológiai (vízfolyás hálózatban elfoglalt hely) és vegetációs (erdősítés léptéke, fafaj, fiziológia, kor) jellemzői okozhatják (*Robinson* 1998, *Vertessy et al.* 2001, *van Dijk* 2007, *Wattenbach et al.* 2007).

2.2.2 Lokális összehasonlító vízforgalmi kutatások eredményei

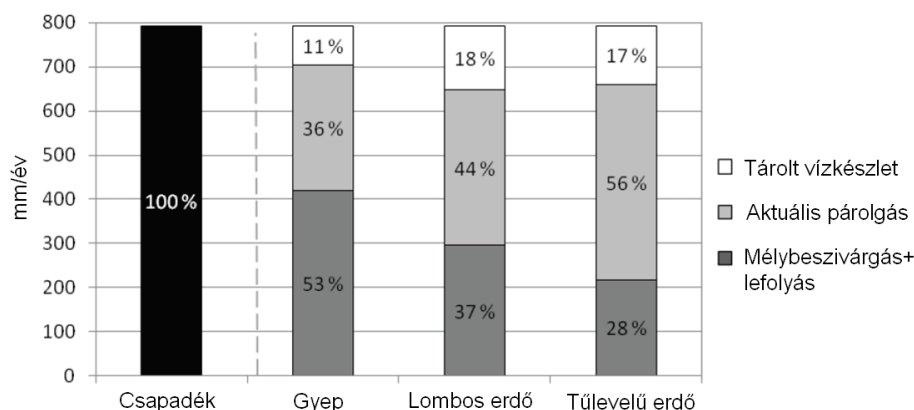
Az erdők hatását a vízmérlegre – pontmodellek alkalmazásával – talajvíz-függő és talajvízhatástól független területeken egyaránt vizsgálták. A vizsgálatok célja elsősorban párolgásbeli, illetve talajvíz-táplálásbeli különbségek kimutatása volt.

Talajvízhatástól független termőhelyeken végzett kísérletek általában az erdők nagyobb párologtatásáról számoltak be. Az alábbiakban néhány vizsgálat eredményét mutatom be.

Finch (1998) különböző felszínborítások (erdő és gyepek) mélybeszivárgását hasonlította össze és azok érzékenységét vizsgálta különböző vegetációs paraméterekre nézve. A vizsgálata-

tokat az USA keleti partvidékén végezte, ahol az évi átlagos csapadékmennyiség 587 mm, az átlagos potenciális evapotranszspiráció pedig 601 mm volt. Az erdőborítás jelentősen csökkentette a gyökérzóna alá jutó vízmennyiséget, mely megközelítőleg 55%-a volt a gyeper felszín esetén becsültnék. Hasonló eredményről számolt be *Ladekarl et al.* (2005) egy tölgyes és hanga vegetáció vízforgalmának összehasonlításával. A méréseket Dániában végezte, ahol a sokéves átlagos évi csapadékösszeg 880 mm, míg a potenciális evapotranszspiráció mindössze 553 mm volt. Az erdő alatti sokéves átlagos mélybeszivárgás mintegy 65%-a volt a hanga vegetáció alatt jelentkezőnek.

Egy Németországban folytatott liziméteres vizsgálat szerint egy lombos erdő átlagos évi párolgása a közel 800 mm átlagos évi csapadékmennyiség mintegy 44%-át tette ki, szemben a gyeper felszínével, ahol az arány 36% volt (*Harsch et al.* 2008). Ennek megfelelően a lombos erdő alatti mélybeszivárgás is jelentősen elmaradt a gyeperen mérttől. A kísérlet helyszínén (St. Arnold) az évi középhőmérséklet 9,0°C volt (3. ábra).



3. ábra: Átlagos éves vízmérleg a St. Arnoldi kísérleti területen 1966-2006 között (*Harsch et al.* 2008 nyomán)

Hazánkban *Gácsi* (2000) egy erdeifenyves és növényzet nélküli talajfelszín mélybeszivárgását hasonlította össze tájékoztató jelleggel. A mélybeszivárgás az erdőborítás esetén – átlagos csapadékmennyiséggel számolva – mintegy 64%-a volt a növényzet nélküli felszínének. Csökkenő csapadékmennyiséget feltételezve az erdőállomány alatt jelentősebben csökkent a mélybeszivárgás, mint az erdőn kívüli területen.

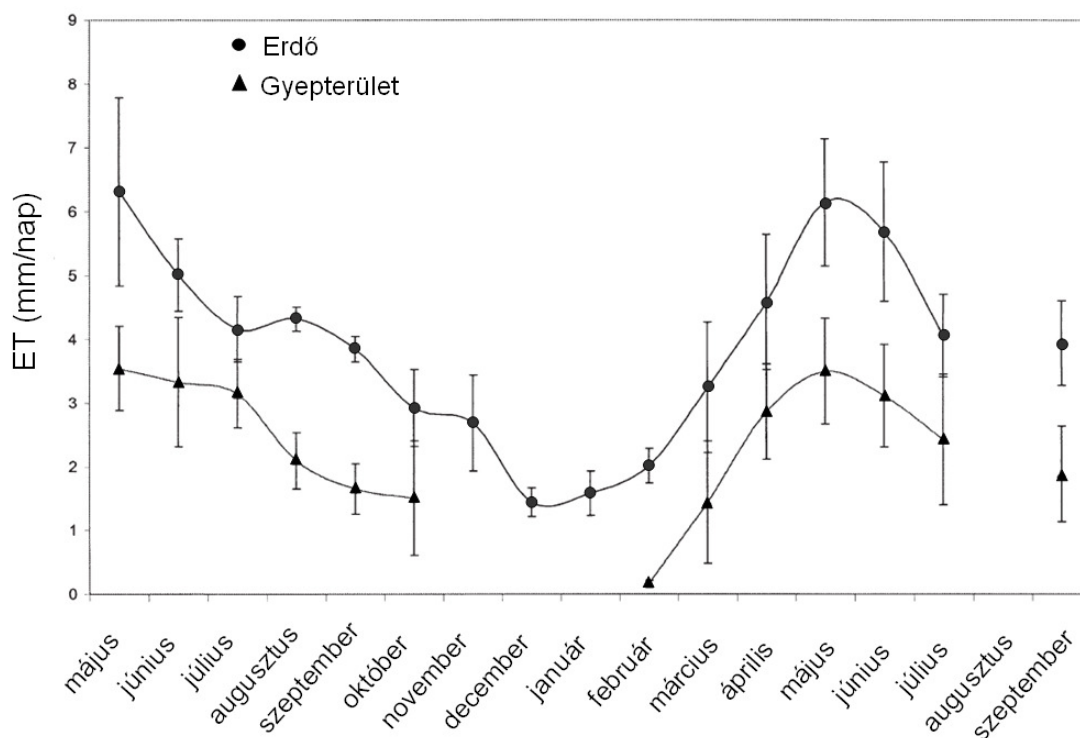
Nem minden tanulmány mutatta az erdők mélybeszivárgás csökkentő hatását. *Roberts és Rosier* (2005) egy gyeper és egy erdő vízforgalmát kilenc méter mélységig elhelyezett talajnedvesség-mérő szenzorok kiértékelésével elemezték. A talajnedvesség profilban jelentős különbségek alakultak ki a gyeper és az erdő alatt. A gyeper alatti tavaszi gyorsabb kiszáradást az erdő nyári erősebb párolgatótása egyensúlyozta, így nyár végén a talajnedvesség profil mindkét felszín alatt hasonló volt. A mélybeszivárgást a csapadék, a párolgás és a talajnedvesség mérésének segítségével fejezték ki, mely a két felszínborítás esetén évi összegben nem tért el szignifikánsan egymástól.

Talajvíz-függő területeken végzett vizsgálatok is eltérő eredményekkel szolgáltak a talajvíz-fogyasztást tekintve. Az alábbiakban néhány ilyen irányú kutatási eredményről számolok be.

Járó és Sitkey (1995) egy lajosmizsei nemesnyárasban végzett 16 éves mérésorozatra hivatkozva megállapították, hogy az olasznyaras, gyeper és szántó átlagos evapotranszspirációja nem tér el jelentősen egymástól. Vizsgálataik során az párolgást a talajvíz vegetációs időszakban történt süllyedésével azonosították és a változások mértékét hasonlították össze különböző felszínborítások alatt. A vizsgálat gyenge pontja, hogy ugyan a talajvízszint a vízmérlegre ható tényezők eredő hatását mutatja, de ez csupán egyetlen eleme a

vízháztartásnak. A többi vízháztartási komponens, de főként az oldalirányú talajvízáramlás elhanyagolása miatt a talajvízszint önmagában az evapotranszpiráció meghatározására nem alkalmas.

Nachabe et al. (2005) egy gyepterület párologtatását nagy időbeni felbontású talajnedvesség-mérés segítségével hasonlította össze, mely magában foglalta a talajvíz zónáját is. A Floridában végzett kísérletet szubtrópusi körülmények között végezték. A becsült párologtatás az erdőterületen (1320 mm) csaknem duplája volt a gyepterületen (700 mm) mértnek (4. ábra).



4. ábra: Az evapotranszpiráció (ET) havi átlagos napi értékei az erdőben és a gyepterületen (*Nachabe et al.* 2005 nyomán)

Összefoglalva megállapítható, hogy az eltérő vízforgalmi eredményeket szolgáltató összehasonlítások értékelésénél mindig figyelembe kell venni a helyi klimatikus jellemzőket, elsősorban a csapadékmennyiséget és a hőmérsékletet.

2.2.3 Talajvízszint süllyedés és az erdők kapcsolata a Duna-Tisza közén

A Duna-Tisza közti talajvízszint süllyedés kérdéskörét *Gácsi* (2000) munkáját felhasználva és azt kiegészítve foglalom össze. A Duna-Tisza közti homokhátságon a természetes vegetáció az erdőssztyep, vagyis a kiemelt, szárazabb fekvésekben homoki gyeptársulások képezték a természetes vegetációt, mivel a száraz, kontinentális jellegű klíma viszonyok között ilyen helyzetben erdők nem képesek vízigényüket kielégíteni. Erdők potenciálisan a buckák közötti mélyedésekben voltak jellemzőek és akkor voltak életképesek, ha jelentős vízigényüket a közeli talajvíztükör vízkészlete fedezte (*Szodfridt* 1994).

A Homokhátság erdőterülete a történelmi idők során folyamatosan változott. Az erdők irtása a régmúlt koroktól (kelták, rómaiak) kezdve folyamatos volt, olyannyira, hogy a török uralom után a terület csaknem fátlan síkság volt. A hátságon az erdőszültség a XVIII. század végén érte el minimumát (1789-ben 4,5%). Az újraerdősítés már a XIX. században elkezdődött, a legnagyobb fordulatot az 1923-as Alföld-fásítási törvény (*Bartha* 1991, *Molnár* 2003)

és az 1950-es földrendezések hozták (*Major és Neppel* 1988). Az erőteljes erdősítések következtében az erdősültség a hátságon a II. világháború előtti (1935) 6,6%-ról napjainkra 19% fölé (a honfoglalás korához közeli értékre) emelkedett, ezzel a hátság erdőterülete több, mint háromszorosára növekedett. Az erdőterület további növekedése várható a jövőben a régióban az EU vidékfejlesztési rendszeréhez kapcsolódóan. Az Alföldfásítási program keretében azonban egyensúlyi vagy negatív vízmérlegű (csapadék < potenciális párolgás) területekre is telepítettek erdőállományokat. Ez azonban csak addig nem jelent problémát, amíg a talajvíz a gyökerek számára elérhető mélységben húzódik.

A Duna-Tisza közén az 1970-es évek közepétől jelentős talajvízszint süllyedés következett be, melynek méretei az 1990-es évek közepére aggasztóvá váltak. A talajvíz-süllyedés okainak kutatásával számos szakember foglalkozott. A probléma összetettsége ráirányította a figyelmet alföldi erdeink vízháztartási kérdéseire is. A talajvízszint-változás szóba jöhető okairól, s ezek egymáshoz viszonyított súlyáról igen eltérő a honi szakemberek véleménye.

A rétegvíz-kitermelések hatásának megítélése azonban meglehetősen egységes. Mint arról *Pálfai* (1993) beszámol, az 1960-as évek eleje óta a felszín alól kitermelt vízmennyiség a nyolcszorosára nőtt. Mivel a felszín alatti vizek egységes hidraulikai rendszert alkotnak, kétségtelennek tűnt, hogy a nagyarányú és egyre fokozódó rétegvíz kitermelés talajvízszint süllyesztő hatással bír (*Liebe* 1990).

A csapadékhiány – különösen a téli félévben – az Alföldön tapasztalt talajvízszint süllyedésre nézve meghatározó tényező (*Pálfai* 1990). *Major* (1990) ugyanakkor a Solti síkságra hivatkozva – ahol is az aszály ellenére nem tapasztalható talajvízszint süllyedés, egyéb tényezők érvényesülését pedig kizárhatónak tartja – kijelenti, hogy az aszályos időjárás önmagában nem magyarázza a talajvíz-szint csökkenését.

A vízrendezés hatásának jelentősége erősen vitatott. A Homokhátság belvízrendezési és lecsapolási munkálatai az 1875-1914 közötti időszakban zajlottak. A nagy párologtató felületek megszűnését a csapadék csökkenésével is párhuzamba vonták. A kor meteorológusai viszont nem tudtak kimutatni ilyen jellegű makroklimatikus hatást. A homokhátság csatornarendszerének komoly talajvízszint-süllyesztő hatása mellett legalább annyi szakember foglalt állást, mint ahányan annak minimális jelentőségét hangsúlyozták.

Legalább ilyen ellentmondásos az erdők és területnövekedésük megítélése. *Ijjász* (1938) hazai és külföldi mérések alapján megállapította, hogy a síkvidéki erdők hatása a talajvízre az egyes vidékek geológiai, talajtani, hidrológiai, klimatológiai és növénytermesztési viszonyai szerint nagyon különböző: pozitív és negatív egyaránt lehet. Vizsgálatai alapján, az Alföldön csaknem valamennyi fafaj – amennyiben nem kap elegendő csapadékot – vízszükségletét a talajvízből fedezi, mely alól az akác és a fenyő sem kivétel.

Több szerző említi az alföldi erdőterületek növekedését és vélhető szerepüket a talajvízszint lesüllyesztésében (*Major és Neppel* 1988, 1990, *Major* 1993, 2002, *Pálfai* 1990, 1993). *Major* (1990) szoros kapcsolatot mutatott ki az erdők területe és az 1985-re szerkesztett talajvízszint süllyedés területei között. Az erdők talajvízszint-süllyesztő hatását a VITUKI ménteleki Komlói Imre kísérleti telepén végzett vizsgálatok alapján (*Major* 1993, 2002) igazolta. *Pálfai* (1990) a községhatáronkénti erdősültségi adatokat és az erdősültség növekedés értékeit vetette össze a talajvízszint süllyedés adataival, s a kapcsolatot szorosnak ítélte.

Szesztay (1993) és *Nováky és Szesztay* (2002) nem az erdőterületek növekedését, hanem épp ellenkezőleg, a XV. századtól kezdődő erdőpusztításokat okolják. Véleményük szerint az Alföld vízháztartásának művi jellege elsősorban a növénytakaróban bekövetkezett nagymértékű változás következménye. Kiemelik, hogy az erdősültség csökkenésével a területi párolgás csökkenése, a lefolyás növekedése és a hasznosítható vízkészletek drasztikus csökkenése is együtt járt. Legfontosabb feladatként az egyes állományok vízháztartási sajátosságainak számszerűsítését emelik ki.

Szodfridt (1992) *Major* (1990) megállapításaival kapcsolatban felhívja a figyelmet, hogy az erdők vízkészlet-gazdálkodásban betöltött szerepe csak fafajra, korosztályra bontva vehető számításba és a területi kiterjedés önmagában való vizsgálata módszertanilag kifogásolható. *Szodfridt* (1992) kiemelte, hogy a fenyveseknél az erdőtelepítést követő első évtizedben viszonylag alacsony a vízigény, majd a fiatalos kori záródás és a magassági növekedés hirtelen elindulása idején növekszik, majd kb. 20 éves kortól kezdődően már jellemzően csökkenő. A vízfelhasználás – fafaj váltás okozta – változására vonatkozólag egy mintaterületre (Nagykőrös) vonatkozóan számításokat is végzett és ezek alapján megállapította, hogy a mesterségesen ültetett erdők területarányának növekedése jelentősen csökkentette az erdők vízfelhasználását.

Járó (1992) adatai szerint a Duna-Tisza közeli homokhát erdőgazdasági táj utóbbi 100 évben telepített erdeinek kétharmada fenyő, melyek talajvíz-fogyasztása elhanyagolhatónak tekinthető.

Pálfai (1990) a homokhátsági talajvízszintet csökkentő tényezők hatását – szakértői vélemények, szakirodalmi közlések, regressziós vizsgálatok és szóbeli konzultációk alapján – az alábbi megoszlásban tételezi fel:

▪ időjárás (csapadék és párolgás)	50%
▪ rétegvíz kitermelés	25%
▪ talajvíz kitermelés	6%
▪ területhasználatban bekövetkezett változások	10%
▪ vízrendezésben bekövetkezett változások	7%
▪ egyéb (szénhidrogén kitermelés, településszerkezet vált. stb.)	2%
▪ összesen:	100%

Egy talajvízháztartás modellel végzett elemzés 80%-ban az időjárás megváltozását, 13%-ban az erdősítést és 5%-ban a belvízcsatornák hatását vélte felelősnek a homokhátsági talajvízszintek süllyedésért (*Völgyesi* 2006).

Rakonczai (2006) kiemelte, hogy a Duna-Tisza-köze talajvizeinek utánpótlódásában csak a csapadéknak van meghatározó szerepe (a magasabb területek felől nincs lehetőség felszín alatti szivárgásra), s a folyók hatása is csak egy korlátozott sávban mutatható ki. Ez a klímára való érzékenységet támasztja alá, azonban a terület szárazodását kiváltó tényezők közül megemlíti még a fokozódó rétegvíz-kitermelést, a csapadékhiány miatti jelentősebb öntözési tevékenységet, a csatornákat és egyéb vízmentesítő létesítményeket és a földhasználat változásokat. Hasonló véleményt fogalmazott meg *Molnár* (2003) is, kiemelve a táj élőhelygazdagságának csökkenését.

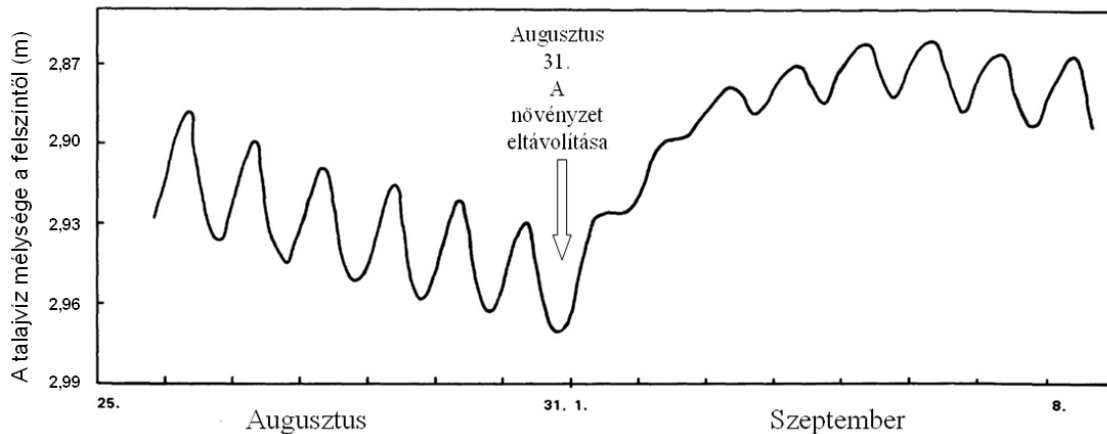
Zsákovics et al. (2009) egy csapadék anomálián alapuló aszályindex (SPI) segítségével vizsgálta az összefüggéseket a klíma, a felszínborítás és a talajvíz változásai között. Az eredmények alapján egy vízgazdálkodási szempontú veszélyeztetettségi térképet készítettek, amit összehasonlítottak az 1992-2001 közötti időtartam NDVI elemzésével kapott, a klíma változékonysága, változása szempontjából potenciálisan veszélyben lévő erdők területével.

2.3 Napi periódusú fluktuáció a felszínközeli talajvizekben

A talajvíz napi periódusú változásait a mérsékelt övben elsősorban a meteorológiai viszonyok által irányított evapotranszpiráció okozza. A felszínhez közeli talajvizek nedvességforrásként szolgálnak a vegetáció számára.

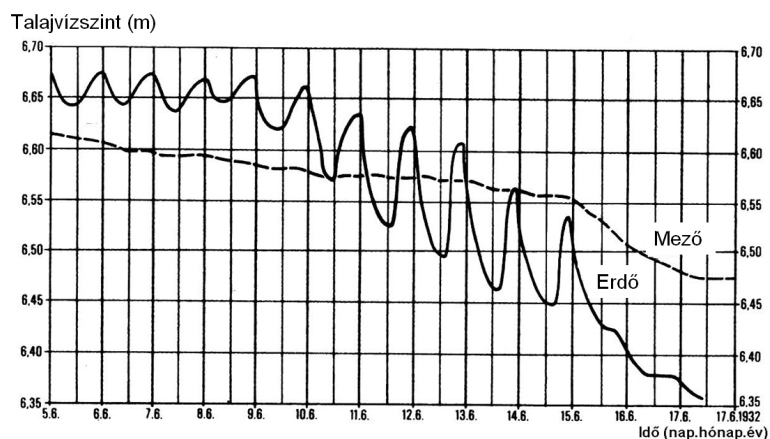
A talajvízszintekben és a lefolyásban az evapotranszpiráció hatására megjelenő napi hullámzás leírásával, okainak vizsgálatával többen foglalkoztak.

A legkorábbi vizsgálatok még a múlt század első felében születtek. *White* (1932) kutatásai során a talajvízszintekben jelentős éjszakai emelkedést és napközbeni süllyedést tapasztalt, melynek okát a növényzettől függő párologtatás hatásaival magyarázta. Ezt bizonyította többek között az is, hogy a vegetációval nem vagy csak időszakosan rendelkező, valamint mély talajvíztükrű területeken ez a változás nem volt jellemző. A transzspiráció és a talajvízszint közötti összefüggés jól kimutatható különböző antropogén behatásoknál. A növényzet eltávolítása a talajvízszint emelkedésével együtt a napi talajvíz-fluktuáció csökkenését is eredményezte (5. ábra).



5. ábra. A talajvízszint napi periódusú hullámzásának csökkenése és szintjének emelkedése a vegetáció eltávolítása után (*White* 1932 nyomán)

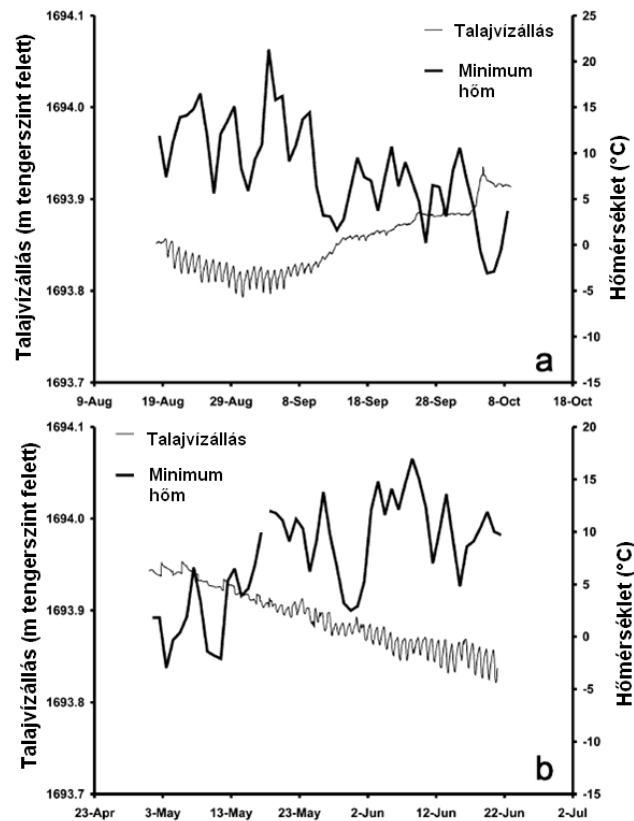
Thal-Larsen (1934-35) a talajvízszint napon belüli változását vizsgálta két eltérő felszínborításon. Az erdővel borított felszín alatt jelentős talajvíz-fluktuációt talált, szemben a mezőn, ahol alig volt kimutatható napi járása a talajvízszintnek (6. ábra)



6. ábra: Egy erdő és mező alatti talajvízszint változás Wageningen (Hollandia) közelében (*Thal-Larsen* 1934/35 nyomán)

Magyarországon 1999-től kezdve folynak a talajvíz és lefolyás napi ciklusát megfigyelő mérések a Soproni-hegységben (*Gribovszki* 1999, *Gribovszki és Kalicz* 2001, *Gribovszki et al.* 2002, 2006), melyeket vízfogyasztás becslési módszerek kidolgozásához is felhasználnak (*Gribovszki et al.* 2008b). *Goodrich et al.* (2000) a San Pedro-folyó mentén mind a talajvízállásban, mind a folyó vízállásában megfigyelte a napi periodikus változást, melyet a vízfolyásmenti vegetáció párologtató hatásának tulajdonított.

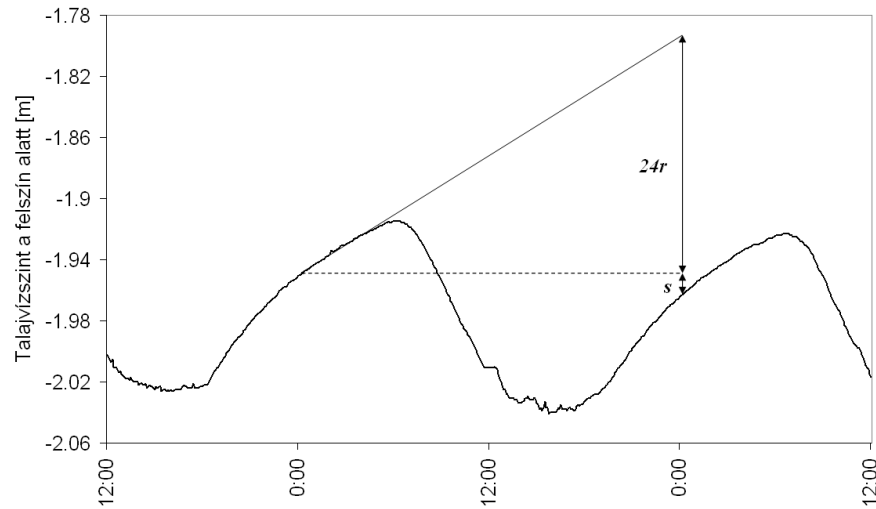
A napi talajvíz-fluktuáció eredetének kérdésével is sokan foglalkoztak, közülük egy tanulmányt emelek ki. *Lautz* (2008) terepi mérési eredmények segítségével bizonyította, hogy a légnyomás és a hőmérséklet nem lehet okozója a megfigyelt napi talajvízszint ingadozásnak. A növényzet vízfogyasztásának hatására jelentkező talajvízjárás dinamikáját szezonális szinten részletesen elemezte és kiemelte, hogy a minimum hőmérséklet fagypont fölé emelkedése és süllyedése, mint a vegetáció működésének egyik fő befolyásoló faktora, a napi hullámozás beindulásának és leállításának idejével azonosítható (7. ábra).



7. ábra. A talajvízállás és a napi minimum hőmérsékletek 2005. augusztus 18-tól október 8-ig és 2006. május 1-től június 22-ig az iowai Red-Canyon patak mentén (*Lautz* 2008 nyomán)

A napi karakterisztikus talajvíz szignál alapján viszonylag kevés irodalom dolgozott ki módszert a vízfogyasztás becslésére.

White (1932) egy eljárást fejlesztett ki a talajvíz-fogyasztás becslésére sekély talajvízű területeken, mely napjainkig az alapját képezi a később kidolgozott eljárásoknak is. Feltételezte, hogy az éjjeli órákban (0-4^h) a transzspiráció elhanyagolható és a talajvíz görbére ezen időszakban húzott egyenes iránytangense (r) azonos az egységnyi idő alatti talajvíz-utánpótlódással (8. ábra).



8. ábra: A White módszer elve (White, 1932 nyomán)

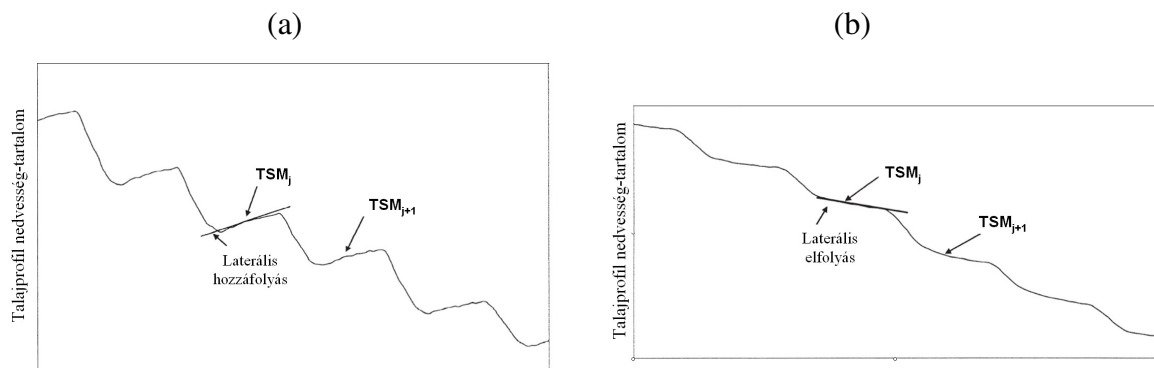
Transzspiráció hiányában a talajvíz folyamatosan emelkedne a nap folyamán, de a vegetációs időszakban általában egy s nagyságú csökkenés jellemző. A napi evapotranszpiráció (ET) összegét a következő képlet segítségével számolta:

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

ahol S_y a talajra jellemző fajlagos hozam (vízteleníthető hézagterefogat) és s a készletváltozás.

Bauer et al. (2004) egy új módszert fejlesztettek a talajvíz-fogyasztás becslésére a talajvíz napi fluktuációjának felhasználásával. A napi párolgást a terepen mért napi talajvíz-fluktuáció és a telítetlen zóna készletváltozása alapján becsülték.

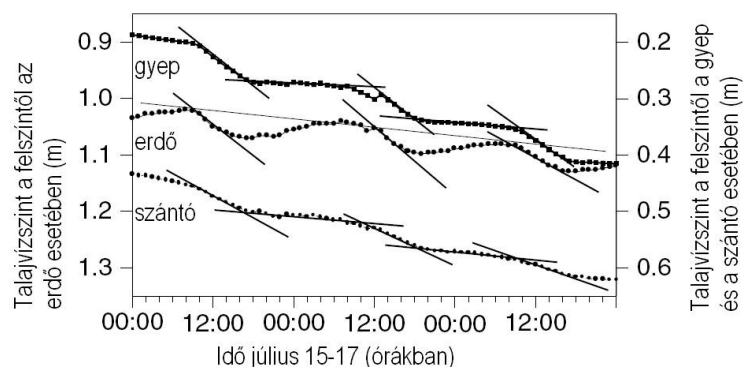
Nachabe et al. (2005) a talajnedvesség változásának napi ritmusát vizsgálták Floridában, egy gyeper felület borítású leáramlási és egy erdő vegetációval borított feláramlási területen. Nagy gyakoriságú talajnedvesség-mérésre alapozva, a White-módszert a talajnedvességre adaptálva határozták meg az evapotranszpirációt. Vizsgálataik alapján megállapították, hogy a talajprofil nedvességtartalmának változása eltérő a fel- és leáramlási területen (9. ábra).



9. ábra. A teljes nedvességtartalom változása feláramlási (a) és leáramlási területen (b) (Nachabe et al. 2005 nyomán)

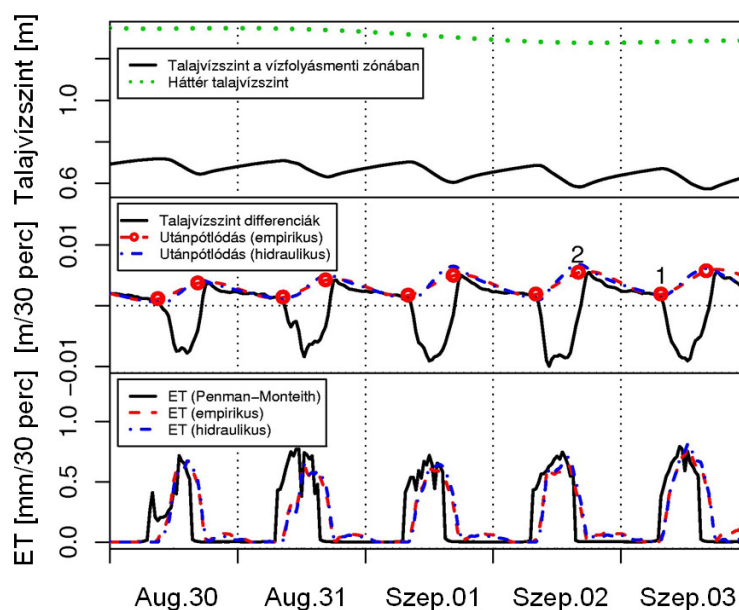
Megállapították, hogy a szignál alakját a talajvízszint mélysége és a gyökérzet vertikális eloszlása együttesen befolyásolja. Felhívták a figyelmet arra, hogy a vízfolyásmenti zóna növényeinek vízfogyasztása csak részben származott a talajvízből. A talajvízből és a talajnedvességből történő vízfelvétel együttes meghatározására az izotópos nyomjelzők használatának a White módszerrel történő összekapcsolását javasolták.

Schilling (2007) Iowa (USA) államban végzett vizsgálatait során a talajvíz tipikus napi mintázatát figyelte meg egy gyep, egy erdő és egy szántó felszín esetén. Az erdő esetén – ellentétben a másik kettő felszínborítással – napközben süllyedő, éjszaka emelkedő talajvízszintet regisztrált (10. ábra).



10. ábra. A talajvízszint változása gyep, erdő és szántó felszínek esetén (Schilling 2007 nyomán)

Gribovszki et al. (2008b) a White-féle módszert fejlesztették tovább, a napon belüli változó talajvíz-utánpótlást figyelembe véve. Az evapotranszpirációt két módszer, egy hidraulikus és empirikus segítségével határozták meg. A háttérből történő utánpótlódást nagy időbeni felbontású talajvízszint mérés és a fajlagos hozam segítségével becsülték. Az új eljárást a Sopron melletti Hidegvíz-völgy kísérleti vízgyűjtőjének 2005. évi hidro-meteorológiai adatain tesztelték (11. ábra).



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

A White-féle módszert *Loheide II.* (2008) is módosította és így becsülte a napon belüli evapotranszspirációt a vízfolyásmenti öv talajvízszintjeinek napi ritmusa alapján. Alapötletként a vízfolyásmenti zónában lévő talajvízszintek és az utánpótlódást előidéző háttérnyomásszint között tételezett fel rövid időszakokra vonatkozóan lineáris kapcsolatot. A számításokhoz a folytonosan hozzáférhető fajlagos hozam fogalmát definiálta és a különböző talajfizikai féleségek fajlagos hozamára nomogrammot szerkesztett (*Loheide II. et al.* 2005). A módszer helyességét modellvizsgálatokkal előállított adatsorokon és terepi mérések idősorai alapján sikerrel tesztelte.

2.4 Az 1-D-s vízforgalmi modellek

Az egydimenziós hidrológiai modellek a talaj, mint tározótér tekintetében két fő csoportra oszthatóak. Az úgynevezett csöbör modellek a talajt vertikálisan homogénnek feltételezve működnek. Amennyiben a tározóterük megtelik, a többletet lefolyásnak vagy mélybeszivárgásnak feltételezik. E modellek főként a különböző klímazónák hozzávetőleges vízháztartásának jellemzésére alkalmasak (*Thornthwaite* 1948). Fő erősségük, hogy adatigényük minimális, mely általában a csapadékot, a potenciális párolgást és a talaj nedvességtározási kapacitását foglalja magában. Hátrányuk, hogy csak talajvíz-független területeken alkalmazhatóak, hiszen e modellekkel a talajvíz kapilláris emelését nem lehet figyelembe venni.

A vertikálisan rétegzett modellekben a víz mozgásának szimulálása fizikai törvények szerint történik, melyet változó telítettségű körülmények között a Richards egyenlet (*Richards* 1931) ír le. E modellek azzal a feltételezéssel élnek, hogy a talaj, melyben a nedvességáramlást szimulálják, horizontálisan homogén, mélységében pedig heterogén. A gyakorlatban az ilyen típusú modelleket a vízháztartási összetevők (csapadék-intercepció, infiltráció, transzspiráció, mélybeszivárgás) meghatározására alkalmazzák.

Az ismertebb egydimenziós modellek közül a Brook90 (*Federer et al.* 2003), a Coupmodel (*Jansson és Karlberg* 2001), a SWAP (*van Dam* 2000) és a Hydrus 1-D (*Simunek et al.* 2005) említhető meg. E modellek közül a Brook90-et és a Coupmodel-t kifejezetten erdei ökoszisztémák vízforgalmának leírására fejlesztették ki. A párolgás számításának módszerét röviden minden modellnél bemutatom.

2.4.1 Brook90

A Brook90 modell egy determinisztikus, folyamatorientált, napi lépésű hidrológiai modell, mely főként erdőterületek vízháztartásának vizsgálatára alkalmas (*Federer et al.* 2003). Alapvetően kisebb vízgyűjtők vízháztartásának kutatása céljából készült, de alkalmas oktatási célokra, valamint a klímaváltozás hatásainak vizsgálatára is. A paraméterben rendkívül gazdag modell egy adott hely párolgási viszonyait és talajnedvesség változását képes szimulálni napi lépésben. A modell futtatásához szükséges meteorológiai változók a csapadék, a maximum és minimum hőmérséklet, a globálsugárzás, a párányomás és a szélesebség.

A napi párolgás számításához a Penman-Monteith (P-M) egyenlet (*Monteith* 1965) módosított verzióját használja (*Shuttleworth és Wallace* 1985). A szokásos két ellenállás (felszíni és légköri) alkalmazása helyett 5 különböző ellenállást ír fel, melynek segítségével külön becsüli a potenciális transzspirációt és a talajfelszín evaporációt. A módszer figyelembe veszi a transzspiráció és a talajfelszín evaporáció – energetikai alapú – egymásra hatását is. Az intercepciós víz párolgását szintén a P-M egyenlet segítségével számolja a sztóma ellenállás elhanyagolásával és az aerodinamikus jellemzők megfelelő beállításával.

A modell az intercepciós veszteség és a talajnedvesség mérésével validálható. Hátrányaként említhető, hogy a talajvizet egyszerű tározóként kezeli és az oldalirányú talajvízmozgás figyelembe vételére nem alkalmas.

2.4.2 Coupmodel

A Coupmodel egy svéd fejlesztésű modell, mely a korábbi SOIL modell továbbfejlesztett változata. A paraméterekben gazdag modellt eredetileg erdőtalajok víz-és hőháztartásának vizsgálatára készítették, de ma már bármilyen felszínborítás esetén alkalmazható.

A potenciális transzspirációt és potenciális talajfelszín evaporációt a P-M módszerrel számítja 4 különböző ellenállás alkalmazásával. Az intercepciós víz párolgását a Brook modellhez hasonlóan becsüli. A potenciális transzspiráció értékét az intercepció napi értéke alapján arányosan csökkenti, feltételezve azt, hogy az intercepció közben a transzspiráció elhanyagolható. A talajfelszín evaporáció számolható energia-mérleg módszerrel is, amennyiben a talajfelszín hőmérsékletének változása rendelkezésre áll.

A vegetáció jellemzésére több lehetőség van, melyek a szükséges paraméterek számában különböznek. A modell segítségével akár többszintű vegetáció sugárzás intercepciójának és fényért való versenyének szimulálására is van lehetőség. A dinamikus kezelt vegetáció paramétereit (pl. levélfelület-index, gyökérhossz) a modell akár automatikusan is becsüli az időjárási jellemzők figyelembevételével. A talaj fizikai jellemzőinek paraméterezése több módszerrel lehetséges, melyek különböző eljárásokkal becsülhetőek is.

2.4.3 SWAP

A SWAP modell alapvetően egy agrár-szemléletű szimulációs program, melyet Hollandiában az Alterra csoport fejlesztett ki. A modell a vízforgalom mellett a hó és vízben oldott anyagok forgalmát szimulálja a vegetáció változásával kölcsönhatásban. A modell rendkívül részletgazdag, a felső és alsó határfeltételre is több választási lehetőséget kínál fel.

A párolgást a talajt teljesen vagy részlegesen borító vegetációra képes számolni. A talaj teljes borítottsága esetén a talajfelszín evaporációt elhanyagolja és a potenciális transzspirációt a P-M egyenlettel becsüli az aerodinamikus és állományi ellenállások megadásával. A részleges borítottság esetén a talajfelszín evaporációt az elérhető sugárzási energia és a nedves talajfelszín potenciális értékének segítségével becsüli. A potenciális transzspirációt az intercepció napi értékével arányosan csökkenti. Az aktuális transzspirációt és evaporációt több módszerrel, az elérhető nedvesség függvényében becsüli.

Agrárkutatói célokat szolgál egy a modellbe integrált komplex gabona-növekedési modul. A modell nem rendelkezik grafikus felülettel, így a modell bemeneti adatainak megadása kissé körülményes.

2.4.4 Hydrus 1-D

A Hydrus 1-D modell talajnedvességet- és hőforgalmat szimuláló alkalmazás. A modell a talaj felső és alsó határfeltételének leírásához több lehetőséget is felkínál. A telített és telítetlen zóna nedvesség-viszonyainak szimulálására kiválóan alkalmas.

A potenciális párolgás értékeket és az intercepciós veszteséget külső számítások segítségével szükséges meghatározni. A modell adatigénye a talaj fizikai jellemzőin (víztartó képesség és vízvezetőképesség függvények) kívül kiterjed a gyökérszét vertikális megoszlására, a potenciális talajfelszín evaporáció és párologtatás értékére, valamint a minerális talajba beszivárgó víz mennyiségére is. Az aktuális transzspirációt a gyökerek számára elérhető nedvesség függvényében becsüli a modell.

3. Anyag és módszer

E fejezetben bemutatom a vízforgalmi modellezés helyszíneit, majd a modellezéshez és annak ellenőrzéséhez szolgáló terepi mérésekről számolok be. Végül részletesen foglalkozom a feldolgozás módszertanával, különös tekintettel a modellezés folyamatára és a modell jóságának tesztelésére.

3.1 A mintaterületek jellemzése

3.1.1 A kísérleti terület tágabb geográfiai és ökológiai környezete

Az Alföld északkeleti részén található Nyírség Magyarország második legnagyobb homokvidéke, mely a Tiszántúl síkjából mintegy 20-50 m magasságra emelkedik ki.

Felszínfejlődés

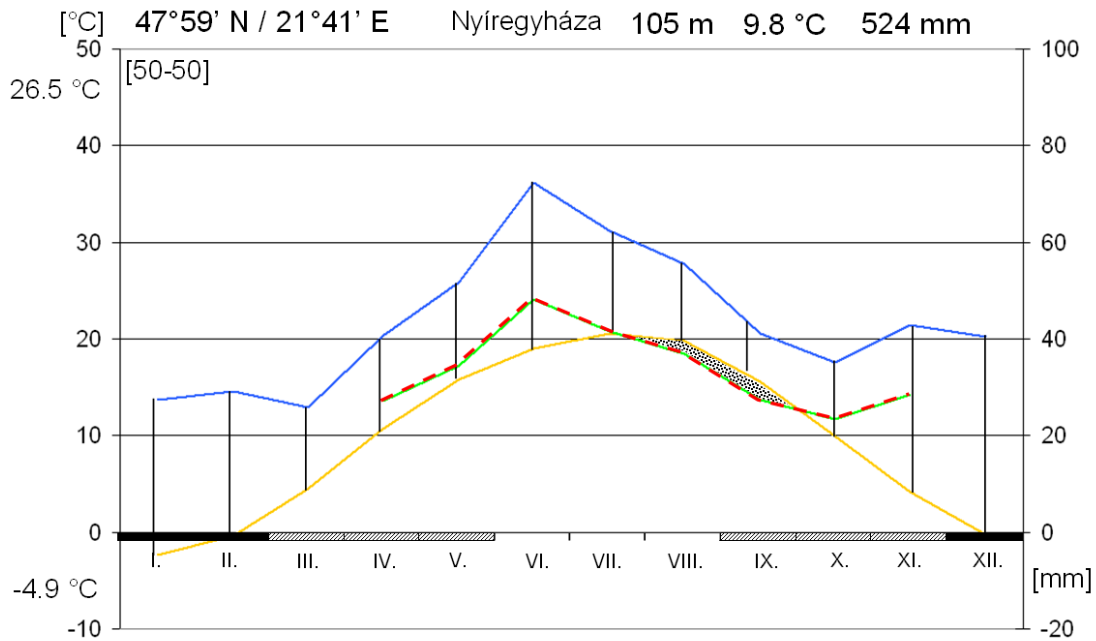
A Nyírség morfológiája a múlt geológiai folyamatait tükrözi. A pleisztocén során – a pannon beltengerből korábban lerakodott üledéksorra – a Nyírség területét érintő folyók egy egybeolvadó hordalékkúpot képeztek. A hordalékkúp kialakulása egészen a pleisztocén végéig eltartott, és így a folyók a pannon rétegsorra egy 150-300 m vastag pleisztocén rétegsort képeztek (Borsy 1961). A terület felszínének kialakításában nemcsak a folyóvizek, hanem a szél is szerepet játszott. A defláció következtében a Nyírségben sokféle alakultak ki különböző futóhomok-formák, például parabola buckák. A holocén során a nedvesebb és hűvösebb időszakokban a Nyírség területét összefüggő erdők borították, míg a szárazabb és melegebb periódusokban szélbarázdák és buckavidékek alakultak ki.

A mintaterület környékének morfológiai képében a futóhomokformák az uralkodóak, amit az É-D irányú folyóvölgyek tesznek változatossá.

Éghajlat

A Nyírség északias fekvése az Alföldön belül meghatározó az éghajlatra nézve. A napi és évi hőmérsékletek szélsőséges ingadozása jellemzi, nyarai az Alföld többi területéhez képest hűvösebbek, míg a telek itt a leghidegebbek. Az átlagos évi középhőmérséklet Debrecen-Pallag állomáson 10,0°C, Nyíregyházán 9,8°C körül alakul. A januári középhőmérséklet átlaga Nyíregyházán -2,4°C, a júliusi 20,5°C. A Nyírségre jellemző a változékony csapadékeloszlás és a nyári aszályra való hajlam is, de az Alföld többi területéhez képest főként nyáron több csapadékot kap. Az évi csapadék mennyisége általában mindenhol eléri az 500 mm-t, ÉK-felé haladva Záhony közelében eléri a 650 mm-t is a Kárpátok csapadéktorlasztó hatásának eredményeként. A Budiko-féle ariditási index alapján a terület ($H=1,24$) a száraz és mérsékelt meleg osztályhoz tartozik.

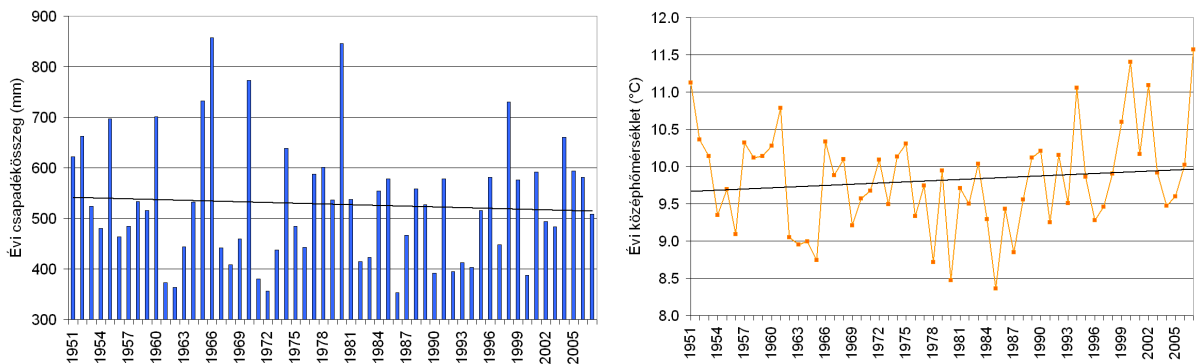
A Walter-Lieth féle klímadiagram (Walter és Lieth 1964) szerint a csapadék akkor képes kielégíteni a növényzet igényét, ha a havi csapadékösszeg mm-ben kifejezett értékének a kétszerese nem kisebb a havi átlaghőmérséklet °C-ban kifejezett értékénél. A 12. ábra elkészítéséhez Nyíregyháza állomás 1951 és 2000 közötti adatait használtam fel.



12. ábra: Nyíregyháza Walter-féle klímadiagramja
 Forrás: Országos Meteorológiai Szolgálat havijelentések (OMSZ)

Mivel a csapadékgörbe végig a hőmérsékleti görbe felett fut, a csapadék általában elegendő a növények számára. A fás növényzet magasabb vízigényének figyelembevételére alkalmas a redukált csapadékgörbét. A csapadékgörbe értékeit annak 2/3-ra kell csökkenteni. A redukált csapadékgörbe nyár végén és ősz elején jelez aszályra hajlamos időszakot.

Az évi csapadékmennyiség és évi középhőmérséklet idősornak az 1951 és 2007 közötti időszakát mutatom be a 13. ábrán.



13. ábra: Nyíregyháza éves csapadékösszegének és évi középhőmérsékletének változása 1951 és 2007 között

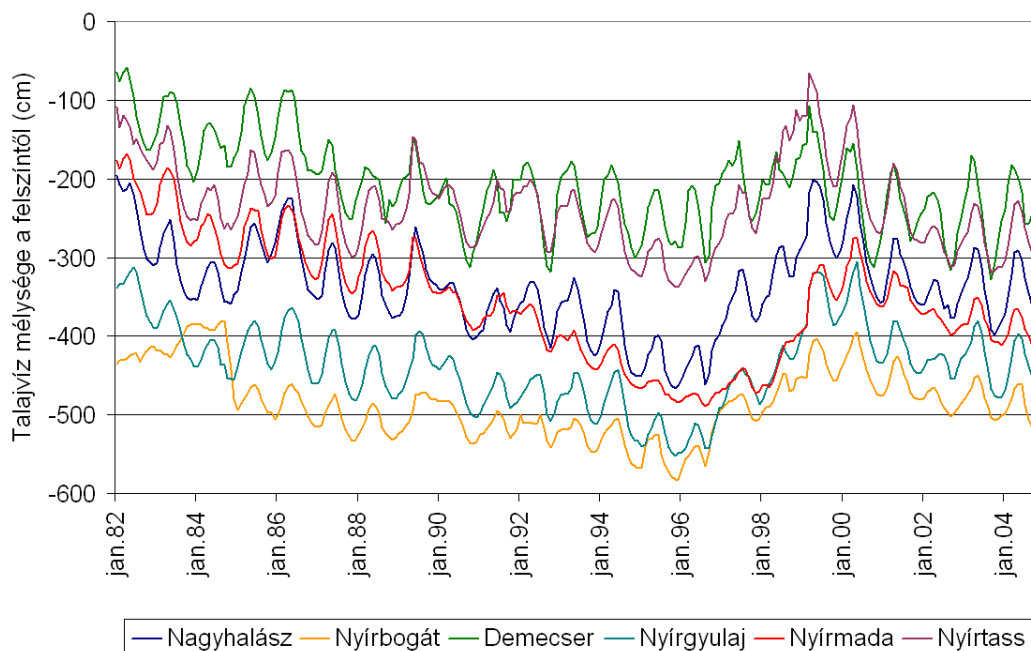
Forrás: Országos Meteorológiai Szolgálat havijelentések (OMSZ)

A 80-as évek elejétől a 90-es évek közepéig egy erősen aszályos periódus jellemezte a környéket. 1995 óta viszont néhány száraz és nagyon nedves év kivételével átlagos csapadékjárás tapasztalható. A hőmérséklet az 1980-as évek közepéig enyhén süllyedő, majd ezt követően emelkedő tendenciát mutat.

Hidrológiai viszonyok

A Nyírség jelenkori hidrológiai viszonyait a sajátos geológiai felépítés, az éghajlati viszonyok és az emberi beavatkozások együttesen alakították ki (Borsy 1961). A Nyírség területét az 1800-as évektől kezdve több lépcsőben csapolták le, így nincs egyetlen természetes állapotban levő vízfolyása sem, viszont a középső és déli részének sűrű a belvízelvezető csatornahálózata. A csatornák vízjárása nagyon szélsőséges, a száraz időszakokban a kisebb csatornák rendszerint teljesen kiszáradnak (Borsy 1961).

A felszín alatti vizek tekintetében a pleisztocén és pannon rétegvizek ismertek. Az ivóvíz-nyerő kutak többsége ezekből a nagyobb mélységekben fekvő rétegvizekből táplálkozik. A talajvíz általában a futóhomokban vagy az alatta fekvő folyóvízi rétegekben helyezkedik el és a Nyírség nagyobb részén a felszínhez közel húzódik, csak a magasabb homokháton nem lehet 10 méteres fúrásokkal elérni. A rétegvízből történő feláramlás a Nyírség kiemelt helyzete miatt nem jelentős, a függőleges szivárgási tényező általában négy nagyságrenddel kisebb a vízszintesnél (Liebe 1997). A talajvíz a szezonális ingadozáson túl érzékenyen reagál a csapadék nagyobb periódusú változásaira is (14. ábra).



14. ábra: Talajvízszint alakulása néhány nyírségi talajvízkútban 1982 és 2004 között (Forrás: VITUKI adatbázis)

A 14. ábrán jól látható, hogy a 80-as évek és a 90-es évek első felének aszályos periódusa következtében a talajvízszint lesüllyedt, majd a nagyobb csapadékú évek hatására jelentős emelkedést mutatott, a 2000-es évek elején pedig újra kis mértékben csökkent.

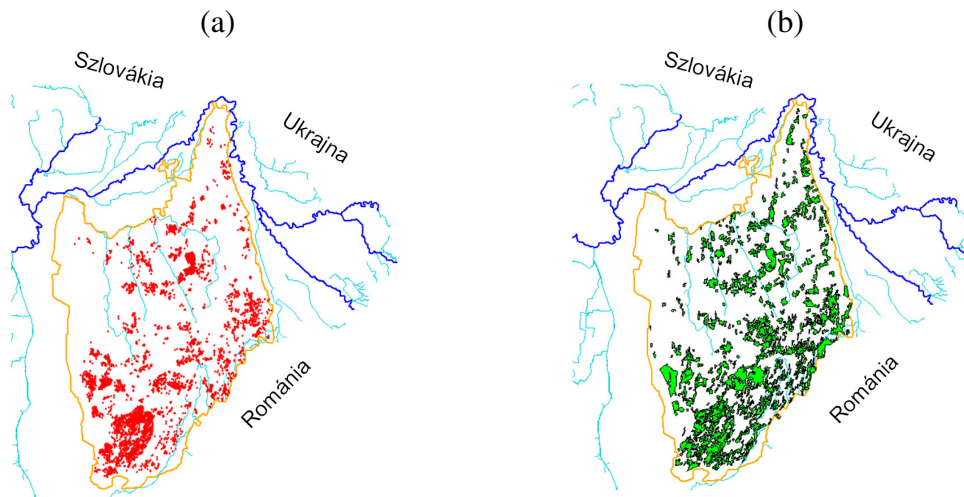
A legmagasabb talajvízállást általában április, május hónapban lehet megfigyelni, a minimumok legtöbb helyen októberben vagy novemberben jelentkeznek.

Vegetáció

A Nyírség az Alföld (*Eupannonicum*) flóratartományába tartozik, és annak Nyírségense flórajárását alkotja. A nyírségi flóra nagyobb része, 55%-a közép-európai fajokból áll. Nagy százalékban fordulnak elő K-i, DK-i (*pontusi és pontusi-mediterrán*) valamint D-i elemek is. A balkáni és kárpáti elemek az endemizmusokkal együtt is csak néhány százalékot tesznek ki. A mezőgazdasági kultúra miatt a kozmopolita és bevándorolt fajok ma már kb. 12%-át teszik

ki a flórának. A holocén során a természetes vegetáció gyakran változott a klímaingadozásoknak megfelelően. Jelen klimatikus viszonyok mellett a Nyírségben potenciálisan a kötöttebb talajokon kocsányos tölgyes (*Quercus robur*), lazább homoktalajon pedig pusztai erdő (*Festuceto-Quercetum tibiscense*) alakulna ki (Borsy 1961).

A Corine Land Cover (CLC2000) vektoros felszínborítási adatbázis alapján a Nyírség erdőgazdasági területnek 25,1%-a erdő (lombhullató és örökzöld), 5,8%-a rét és legelő, 17,1%-a gyümölcsös- szőlő-település és 52%-a szántóföld volt. Az Állami Erdészeti Szolgálat nyilvántartása szerint (Halász 2006) a Nyírség erdőgazdasági táj területének mintegy 28,9%-át borították erdők (15. ábra).



15. ábra: (a) Erdőterület az Állami Erdészeti Szolgálat felmérése alapján (2004), (b) Erdőterület a CLC2000 adatbázis alapján (2000)

Az Országos Erdőállomány Adattár 2005. évi adatai alapján a nyírségi erdők 55,5%-a volt akác, 19,3%-a nemesnyáras, 9-9%-a erdeifenyves és kocsányos tölgyes, 4,2%-a pedig egyéb kemény lombos. A fennmaradó 3% pedig gyertyános-kocsányos tölgyes (0,2%), cseres (0,1%), hazai nyaras (0,8%), egyéb lágy lombos (1,3%) és feketefenyves (0,6%) között oszlott meg.

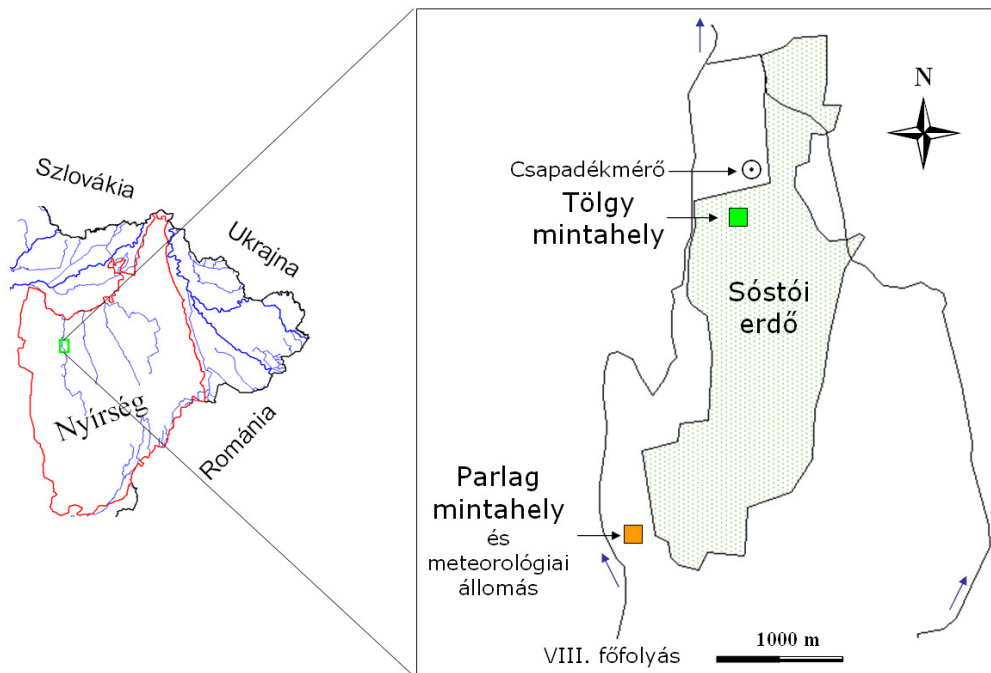
Talajviszonyok

A Nyírség területén a talajképző közet a homok, löszös homok és iszapos homok, így a terület talajainak közel 97%-a homok fizikai féleségű. A Nyírség nagy részén futóhomok, vékony és vastag humuszrétegű homoktalajok fordulnak elő. A réti és láptalajok a homokvonulatok közötti laposokban és a Rétközben fordulnak elő, míg a nyugati részén nagy területet foglalnak el a csernozjom jellegű talajok. A futóhomokban gyakran fordul elő 1-5 cm vastagságú agyagos vas-oxidos szalagok, melyeket kovárványcsíkoknak hívnak. A Nyírség talajainak 75,3%-a talajvízhatástól független, míg az időszakos vízhatású területek 22,7%-ot foglalnak el (Borsy 1961, Halász 2006).

3.1.2 A mintaterület általános jellemzése

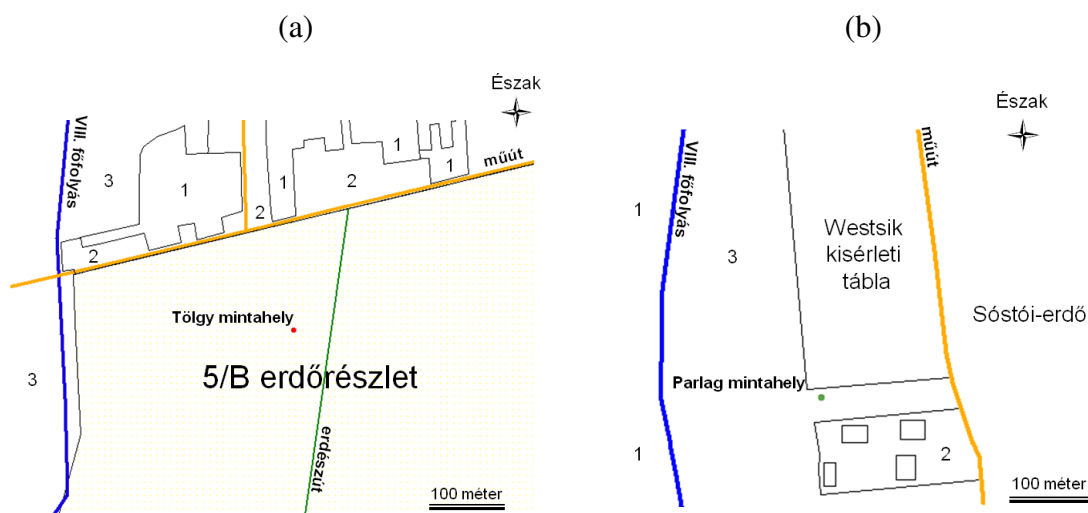
A Nyírség, mint kutatási terület az antropogén szempontból viszonylag kis érintettsége, a felszínhez relative közeli talajvíz-készlete valamint alföldi viszonylatban jelentős erdőterülete miatt került kiválasztásra.

A kutatás helyszínéül egy kocsányos tölgy domináns természetközeli erdőtömb és környezete került kiválasztásra Nyíregyházától északi irányban (16. ábra).



16. ábra: A mintaterület elhelyezkedése

A vízforgalmi modellezés és a monitoring mérések céljából két eltérő felszínborítású, egy erdei és egy parlag mintahelyet jelöltünk ki a Sóstói-erdő környezetében (17. ábra).



17. ábra: A tölgy (a) és a parlag (b) mintahely helyszínrajza – 1: rét-legelő, 2: beépített terület, 3: szántóföld

Az erdei mintahely a Sóstói-erdő északi részén található kocsányos tölgyesben, míg a parlagterületi mérés a Westsik-féle tartamkísérlet közvetlen szomszédságában található területen történt. A mintahelyek múltját tekintve a tölgy mintahely egy a múlt évszázad 50-es éveiben természetesen úton felújított tölgyes állomány, míg a parlag mintahely a közelmúltig művelt terület volt, néhány éve vonták ki a művelésből. A mintahelyek kiválasztásánál

ügyeltem arra, hogy a mintahelyek a talaj fizikai jellege és a talajvíz dinamika tekintetében megfelelően képviseljék a szűkebb környezet jellemzőit. A jellemzően homogén talajviszonyokat megerősítették az erdőrésztlet más részein végzett talajfúrások is.

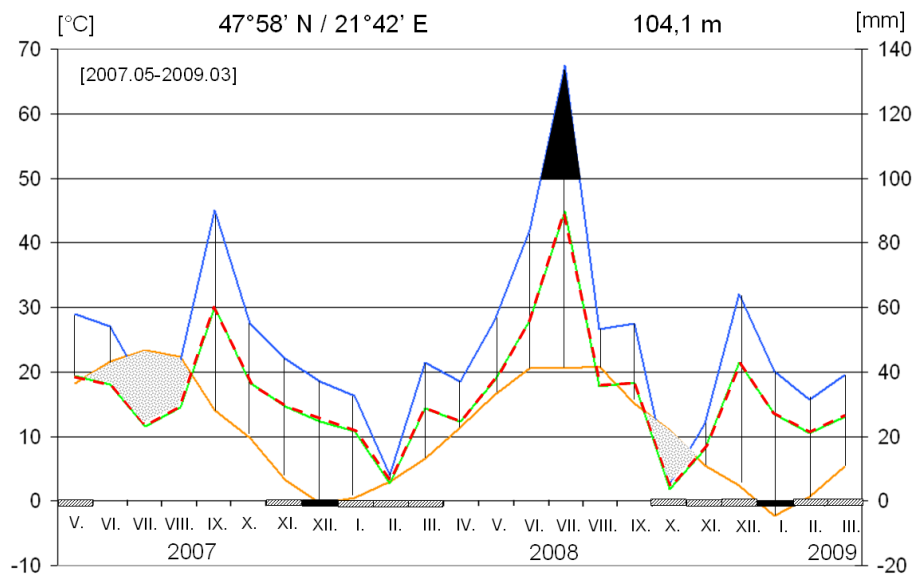
A később ismertető vizsgálatok a helyválasztás sikerességét bizonyították, hiszen mindkét mintahely egyértelműen a helyi talajvíz-áramlási rendszer feláramlási övezetében található. A mintaterületek lejtése kisebb, mint 2%, melynek következtében számottevő felszíni lefolyást nem tapasztaltunk. A két mintahely erózióbázis feletti magassága (vízfolyás mederszintje és a mintahely tengerszint feletti magasságának különbsége) nem tért el egymástól számottevő mértékben, így a mintahelyeken megfigyelt talajnedvesség és talajvíz-szint dinamika a felszínborítás eltérő jellegéből adódott (1. táblázat).

1. táblázat: A két mintahely néhány topográfiai adata

	Erdei mintahely E1	Parlag mintahely P1
EOV koordináta	849125 és 298842	848187 és 296072
Tszf.magasság (m)	102,2	104,1
Lejtés (°)	1,2	0,6
Erózióbázis feletti magasság (m)	2,9	2,1

3.1.3 Az időjárási viszonyok

A vizsgált időszak (2007.05-2009.03) időjárásának jellemzésére a *Walter-Lieth* (1964) diagramot alkalmaztam (18. ábra).



18. ábra: Nyíregyháza időjárási viszonyainak alakulása a Walter-Lieth féle módszerrel ábrázolva

A 2007-es vegetációs időszakot megelőző tél rendkívül enyhe és csapadékszegény volt. A vegetációs időszak is meglehetősen száraz és az átlagosnál melegebb idővel volt jellemezhető. A Walter-Lieth féle diagram májustól szeptemberig egy aszályveszélyes időszak kialakulását jelezte, júliusi maximummal. A 2007-es év országos átlagban is az elmúlt évtizedek egyik legmelegebb éve volt, ugyanakkor a csapadék mennyisége az átlagos felett alakult. A 2007-2008-as téli időszak enyhe és csapadékban szegény volt.

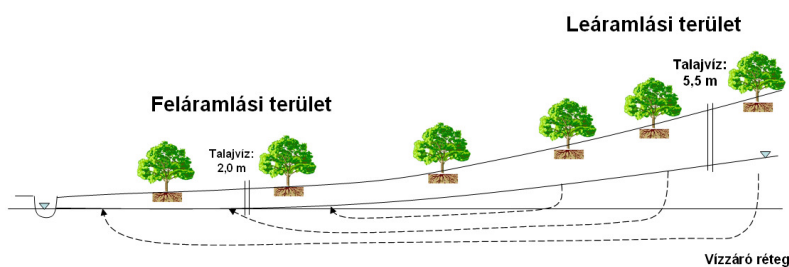
2008 vegetációs időszaka az átlagosnál kissé melegebb és csapadékosabb volt. Főként a nyári hónapokban alakultak ki jelentős esőzések, de a hőmérséklet ekkor is kissé átlag felett alakult. Kisebb mértékű nedvességihiány csak október folyamán alakult ki.

3.1.4 A hidrológiai viszonyok

A felszíni vizeket tekintve, a két mintahelytől megközelítőleg 200-300 m távolságra folyik a Nyírség egyik vízlevezető csatornája, a VIII. számú főfolyás (17. ábra). A főfolyás az Újfehértó környéki nagyobb laposok, valamint a Császárszállás-Nyíregyháza mellett húzódó, helyenként erősebben feldarabolódott elhagyott folyóvölgyek levezetője. Közepes vízhozama $0,65 \text{ m}^3/\text{sec}$ (Borsy 1961). A főfolyás vízszintjének ingadozása – a saját készítésű talajvíz kutak mérési eredményei alapján – nem zavarta a talajvízszint megfigyelését.

A felszín alatti vizek kapcsán érdemes néhány szóban megemlíteni a talajvíz áramlási rendszerek elméletét, melynek alapjait Tóth (1963) fektette le. Tóth különböző rendű (lokális, intermedier, regionális) áramlási rendszereket definiált, melyek hierarchikusan fészkelte rendszert hoznak létre.

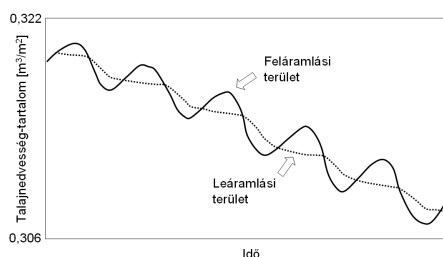
Az áramlási rendszerek beszivárgási (leáramlási) és megcsapolási (feláramlási) területre oszlanak. A beszivárgási területek az adott rendszerben a magasabban, míg a megcsapolási területek az alacsonyabban fekvő területeket foglalják el (19. ábra).



19. ábra: A talajvíz-áramlás fel-és leáramlási területeken

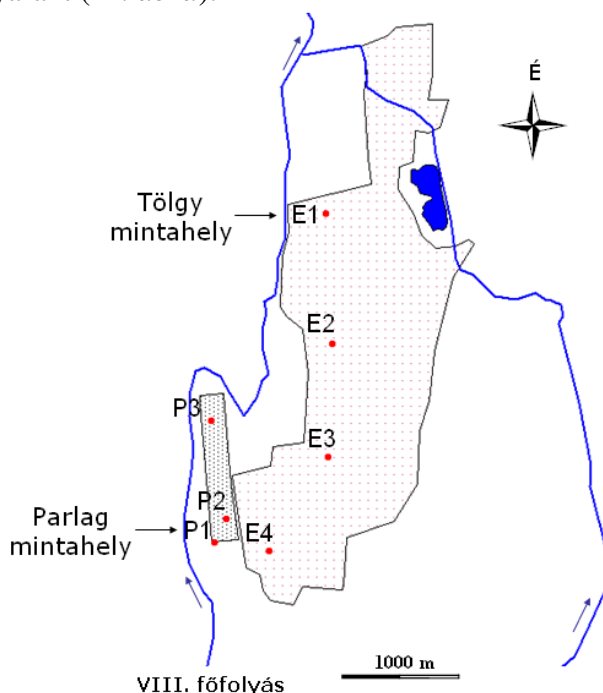
A két területet sok tekintetben eltérő környezet jellemzi. A beszivárgási területek hidrológiai szempontból általában szárazak, a talajnedvesség alacsony és a talajvíz mélyen húzódik. A talajvízjárást a csapadék nagyobb periódusú ingadozásai és a szomszédos területek felé történő elfolyás befolyásolják. Ezzel ellentétben a megcsapolási területek jó nedvesség-ellátottságúak és nettó talajvíz-bevétellel jellemezhetőek, a talajvíz jellemzően a felszín közelében tartozódik és higrofil vegetáció jellemzi (Tóth 1963, Freeze 1969).

A fel- és leáramlási terület eltérő hidrológiai viselkedése kifejeződik a talajnedvesség-tartalom változásában és a talajvíz napi menetében is. Míg a leáramlási területen egy lépcsős jellegű, de folyamatosan süllyedő talajnedvesség-tartalom (talajvízszint) figyelhető meg, addig a feláramlási területen jelentős éjszakai visszatöltődés látható (Nachabe et al. 2005) (20. ábra).



20. ábra: A talajvíz jellegzetes napi hullámozása fel- illetve leáramlási területen (Nachabe et al. 2005 nyomán)

A tölgy és parlag mintahelyen kívül további 5 talajvíz kutat létesítettünk (hármát az erdőben, kettőt pedig a szántóföldön) a talajvízállás dinamika jobb megismerése érdekében, fel- és leáramlási területen egyaránt (21. ábra).



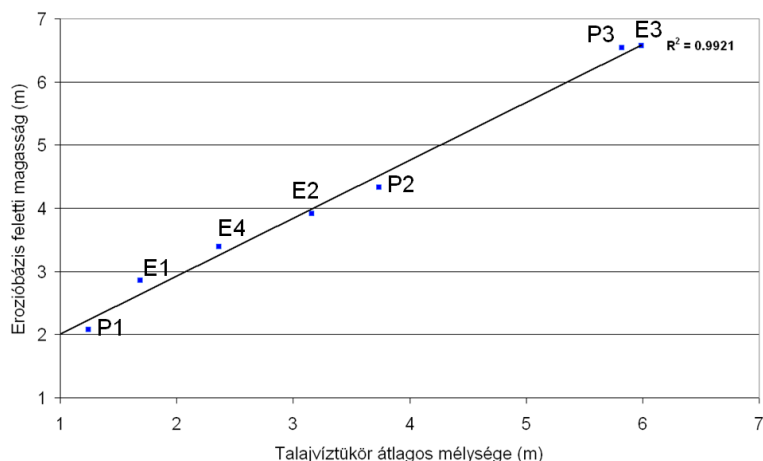
21. ábra: A létesített talajvíz kutak elhelyezkedése (E1, E2, E3, E4: erdei kút, P1, P2, P3: parlag, illetve szántóföldi kút)

A két mintahelyen (E1 és P1) folyamatos, a mintaterületen található egyéb kutak (E2, E3, E4, P2, P3) talajvízszintjének mérése heti gyakorisággal történt (2. táblázat). Az egyes kutak vízállás idősorai az 1. sz. mellékletben találhatóak meg.

2. táblázat: A mintaterület talajvíz kutjainak fontosabb jellemzői

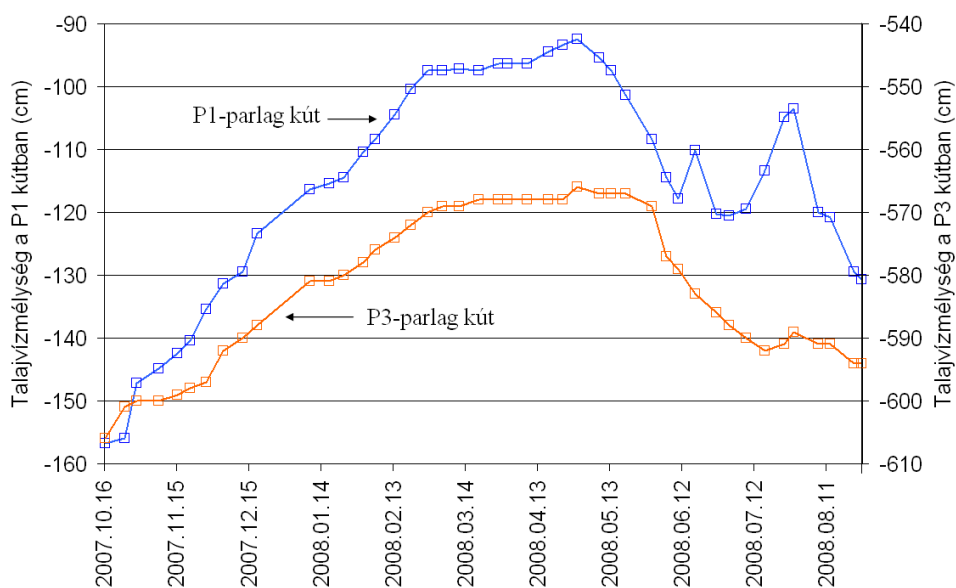
	Átlagos talajvízszint mélység (m)	Erózióbázis feletti magasság (m)	Átlagos talajvízszint (tszf. m.)	Növényzet	Helyi domborzati jelleg
E1	1,69	2,9	100,49	kocsányos tölgyes (5B)	Öntés sík
E2	3,16	3,9	100,91	lomb-elegyes kocsányos tölgyes (17C)	Enyhe lejtő
E3	5,99	6,6	101,57	akácós (25F)	Bucka tető
E4	2,36	3,4	102,62	egyéb kemény lombos (20F)	Egyenletes terepsík
P1	1,24	2,1	101,56	parlag	Öntés sík
P2	3,74	4,3	101,99	szántóföldi növényzet	Bucka tető
P3	5,82	6,5	102,26	szántóföldi növényzet	Enyhe lejtő

Az egyes talajvíz kutak erózióbázis feletti magassága és a talajvízszint átlagos mélysége lineáris összefüggést mutat, azaz adott helyen a talajvízszint mélységét a mikrodomborzat határozza meg (22. ábra).



22. ábra: A talajvíz kutak átlagos mélysége és az erózióbázis feletti magasság összefüggése (E: erdei kút, P: parlag, szántóföldi kút)

A tölgy és a parlag mintahely egyértelműen feláramlási területen található. A leáramlási területek mélyebb talajvizet (P3) kisebb szezonális ingadozással jellemezhetők, mint a feláramlási övek sekélyebb (P1) talajvizet (23. ábra).



23. ábra: A talajvízszint változása a P1 és P3 kútban

3.1.5 Mintahelyek vegetáció jellemzői

A tölgy mintahely vegetációjának jellemzéséhez a Nyíregyházi Erdészet, Nyíregyháza 5B erdőrészletének leíró adatait és helyszíni megfigyeléseimet használtam fel. Az állomány elegyes, többségében kocsányos tölgyből áll, de jelentős a hegyi juhar és akác aránya is. Hektáronként átlagosan 270 db törzs található, az állomány átlagos záródása 70% (3. táblázat).

3. táblázat: A Nyíregyházi Erdészet, Nyíregyháza 5B erdőrésztetének fontosabb jellemzői

Fafaj	Elegyarány (%)	Kor (év)	Magasság (m)	Átmérő (cm)	Fatermő-képességi osztály	Fatermő-képesség (m ³ /év)	Záródás (%)	Körlap (m ² /ha)	Törzsszám (db/0.1 ha)
KST	55	50	18	24	4	8	70	7,0	15
HJ	18	50	17	22	4	7	70	2,2	6
JA	8	50	19	28	3	12	70	1,3	2
A	12	50	20	30	4	12	70	1,4	2
MAK	7	50	18	24	4	8	70	1,1	2

A tölgy mintahely néhány tízméteres környezetében néhány – a természetes felújítás során fennmaradt – 100 év körüli kocsányos tölgy (*Quercus robur*) található, melyek magassága meghaladja a 20 métert. A második lombkoronaszintben 8-12 méter magasságban hegyi juhar (*Acer pseudoplatanus*) és akác (*Robinia pseudoacacia*) is megtalálható. A cserjeszintben jellemző a mogyoró (*Corylus*), a fagyal (*Ligustrum vulgare*) és a bodza (*Sambucus*) előfordulása. A laza szerkezetű avarréteg nagyjából 2-3 cm vastag volt, döntően a korábban lehullott levelek változó fokú lebomlásából alakult ki (24. ábra).



24. ábra: A tölgy mintahely

A parlag mintahely egy szántóföldi művelésből kivont terület, melyet gyomnövényzet borít (25. ábra). A fajok közül megemlíthető a magas aranyvessző (*Solidago gigantea*), a fekete üröm (*Artemisia vulgaris*), a szőrös disznóparéj (*Amaranthus retroflexus*), a parlagfű (*Ambrosia artemisiifolia*), az egérárpa (*Hordeum murinum*) és rozsnok félék (*Bromus sp.*).



25. ábra: A parlag mintahely

3.1.6 Talajjellemzők

A talajviszonyokat mindkét mérőhelyen talajfeltárás eredményei alapján értékeltem. Mindkét mintahelyen 3 méter hosszú, 1 méter széles és 1,3 m mély talajszelvényt ástunk.

A talaj mindkét mintahelyen homok fizikai féleségű és mély termőrétegű, a genetikai talajtípust tekintve típusos réti talaj. A mélyebb rétegekben a vályog válik uralkodóvá, mely egyre agyagosabbá válik. A tölgy mintahely talajprofilját a helyszíni talajvizsgálat alapján a következő rétegek jellemzik:

1. 0-50 cm: A szint, erősen humuszos, sötétbarna homokos vályog, gyökerekkel erősen átszótt
2. 50-80 cm: réti B-szint, erősen humuszos, szürkésbarna-rozsdaszínű vályog, kevés agyaggal, kissé tömődött
3. 80-140 cm: okkeres, barnás egyre finom homokosodó C szint, 110 cm alatt szürkésbarna agyagos homok
4. 140-260 cm: okkeres kékeszürkés agyagos vályog (fúrás minta alapján)
5. 260-390 cm: glejes szürkés-kék agyagos vályog (fúrás minta alapján)

A parlag mintahely talajprofilja a tölgy mintahelyhez hasonló rétegződést mutat:

1. 0-40 cm: A szint, sötétbarnászürkés vályogos homok, gyengén tömődött
2. 40-80 cm: réti B-szint, vályogos homok, gyengén tömődött
3. 80-130 cm. C szint, sötétbarnás szürke fekete vályogos agyagos homok, gyengén tömődött
4. 130-280 cm: sötétbarnás homokos vályog (fúrás minta alapján)
5. 280-400 cm: tömörödött, agyagos vályog okkeres foltokkal (fúrás minta alapján)

3.2. Mérések módszertana

A méréseket alap- és ellenőrző adatok bontásban mutatom be. Az alapadatokat a modellezés bemenő értékei, melyek a meteorológiai, növényzeti és talajjellemzőket foglalják magukban. Az ellenőrző mérések (talajnedvesség és talajvízszint) segítségével a modellt kalibrálható valamint az eredmények megbízhatósága is értékelhető.

3.2.1 Alapadatok mérése

Meteorológiai mérések

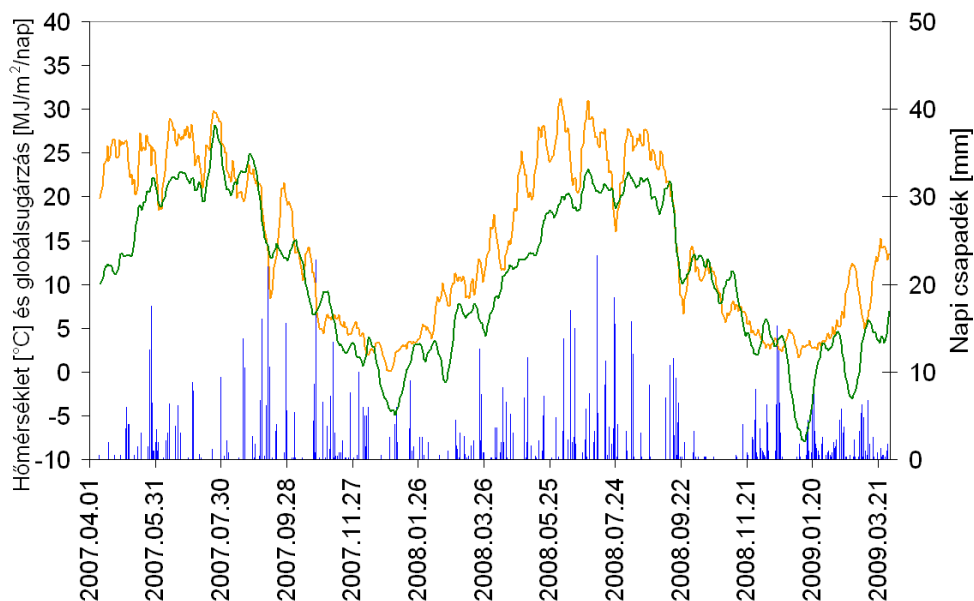
A tölgy és parlag mintahelyek vízmérlegének modellezése céljából meteorológiai méréseket folytattam. A parlag területen egy – a Debreceni Egyetem, Agrár-és Gazdálkodástudományok Centruma, Nyíregyházi Kutatóintézete által telepített – agrometeorológiai automata állomás működött (*iMETOS, Pessl Instruments, Ausztria*), mely órás átlag adatokat szolgáltatott a léghőmérsékletről, a relatív páratartalomról, a globálsugárzásról, a csapadékról és a szélességről két méter magasságban. Az automata mérést napi Hellmann-típusú csapadékmérés egészítette ki. A tölgy mintahelyen nem volt lehetőségem meteorológiai torony állítására, így a parlagterületen mért meteorológiai paramétereket – a szélesség kivételével – alkalmaztam az erdő felett is. A hőmérséklet és relatív páratartalom lehetséges eltéréseinek együttes hatását érzékenységvizsgálattal elemeztem a párolgási összetevők értékeire nézve.

A csapadék nagy térbeli változékonysága miatt a tölgy mintahelytől 500 méterre egy automata billenőedényes csapadékmérőt (*Rainlog Data Logger*) is telepítettem (26. ábra), melynek mérési felbontása 0,25 mm volt perces időintervallummal (*Rainwise, Bar Harbor, USA*). A meteorológiai eszközök specifikációját a 2a. sz. melléklet tartalmazza.



26. ábra: A Rainwise automata csapadékmérő

Az automata csapadékmérők nem voltak fűtöttek, így téli időszakban a kézi mérés napi csapadékadatait használtam (27. ábra).



27. ábra: A csapadék (kék oszlopok), a napi középhőmérséklet (zöld vonal) és a globálisugárzás alakulása (sárga vonal)

A csapadék intercepciós veszteségének mérésére nem volt lehetőségem, így annak meghatározására különböző modellezési eljárásokat alkalmaztam. A becsült intercepciós veszteség kalibrálása és ellenőrzése a felszínhez közeli talajnedvesség mérési sorainak felhasználásával történt.

Vegetáció jellemzők

A vegetáció jellemzői közül terepi méréssel a maximális levélfelület indexet ($LAI_M = \text{Maximum Leaf Area Index}$) határoztam meg. A LAI és a felszíni albedó szezonális változását a Moderate Resolution Imaging Spectroradiometer (MODIS) távérzékelési felvételek feldolgozásával becsültem.

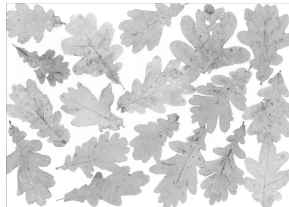
Levélfelületi index

A levélfelület nagyságának meghatározása nem könnyű feladat, emiatt meglehetősen sok módszert dolgoztak ki a becslésére. A LAI becslésének módszerei közül megemlíthető a

destruktív levélgyűjtés, az avarcsapda, az allometrikus kapcsolat, az inverz fénymodell, a hemiszférikus fotókiértékelés és a távérzékelés módszere (Whitford *et al.* 1995, Mussche *et al.* 2001).

A LAI maximális értékét két módszerrel volt lehetőségem meghatározni: levélgyűjtés módszerével és a MODIS távérzékelte felvételek feldolgozásának útján.

A levélgyűjtés ismert felületnagyságok csapdás módszerével történik, melynél feltételeztem, hogy a levélcsapda az állományban átlagosan lehullott levélmennyiséget reprezentálja (Eriksson *et al.* 2005). Mivel a levelek csapdás módszerrel történt gyűjtésére nem volt lehetőségem, így a lehullott leveleket a tölgy mintahely környékén 2007 késő őszén gyűjtöttem össze. A lehullott leveleket öt reprezentatív helyről (1 m×1 m) szedtem össze. A falevelek lebomlása nem okozott problémát, hiszen a frissen lehullott levelek lebomlása a gyűjtés idejékor még nem kezdődött el, ugyanakkor a korábbi évek során lehullott levelek már jórészt lebomlottak. Az öt minta mindegyikéből 2 db A3-as lapméretnek megfelelő levélmennyiséget szkenneltem be. A leveleket a lapon átfedés nélkül a lehető legjobb térkitöltés mellett helyeztem el (28. ábra).

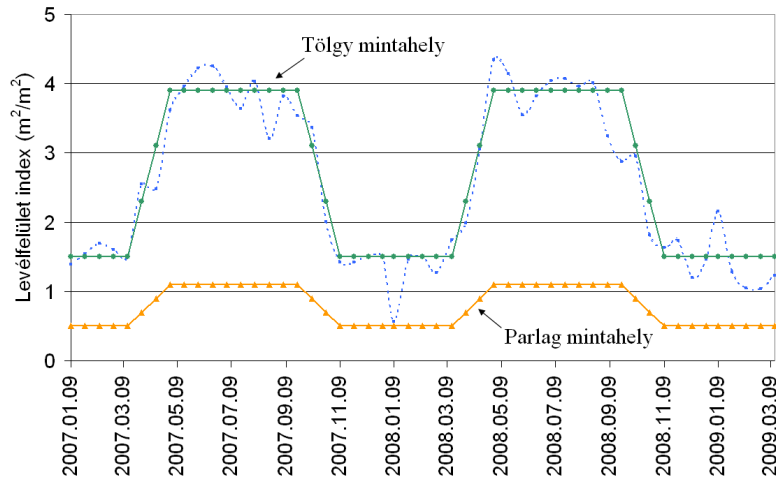


28. ábra: A levelek szkennelése: a levélfelület meghatározásának egyik lépése

A következő lépésben meghatároztam a levelek által elfoglalt terület arányát. A levelek által elfoglalt területek arányait a levélfelületek digitalizálásával és az A3-as lap területének ismeretében kaptam. A levélmintákat 105°C-on kiszáritottam és mind az A3-as minták levéltömegét, mind az össztömeget lemértem. Az ismert felületek és tömegek arányának segítségével meghatároztam az egy négyzetméterre eső levélfelület. Az 5 minta átlagolt eredménye 3,9 m²/m² LAI lett.

A levélfelület szezonális változásának követéséhez a MODIS 16-napos, továbbfejlesztett vegetációs index felületeit (EVI = Enhanced Vegetation Index) használtam fel. Az EVI a normalizált vegetációs index (NDVI = Normalized Difference Vegetation Index) egy változata, mely különösen a vegetáció egészségi állapotának vizsgálatára alkalmas. A különböző vegetációs indexek és a levélfelület index közötti függvénykapcsolatot Wang *et al.* (2005) 6 év levélfelület mérés eredményeire alapozva határozták meg.

A szabadon hozzáférhető vegetációs felületeket a megfelelő koordinátarendszerbe alakítottam, majd alkalmaztam a Wang *et al.* (2005) által meghatározott algoritmust a levélfelület becsléséhez. A 250 m horizontális felbontású levélfelület index abszolút értékei inkább tájékoztató jellegűek, ugyanakkor a levélfelület szezonális változása jól nyomon követhető. Megfigyelhető, hogy a levélfelület értéke a vegetációs időszak során fokozatosan csökkent (29. ábra).



29. ábra: A levélfelület index szezonális változása (tölgy mintahely: szaggatott vonal – MODIS adat, folytonos vonal – a modellben alkalmazott, parlag mintahely: folytonos vonal – a modellben alkalmazott)

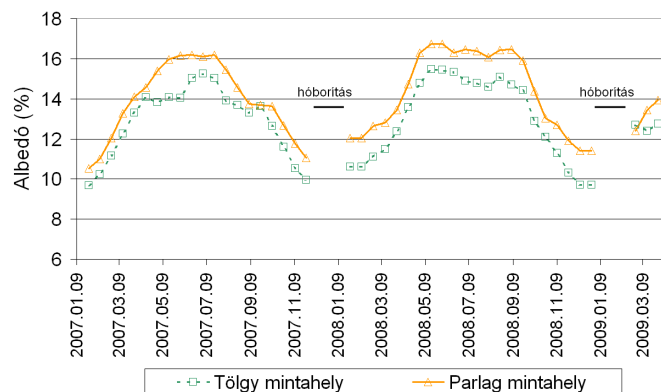
A 2007-es vegetációs időszakban a maximális levélfelület $4,2 \text{ m}^2/\text{m}^2$ körül alakult, mely jól illeszkedett a levélgyűjtés eredményéhez. A téli időszakban készült fényképek szerint nem maradt számottevő levél az ágakon, így a nyugalmi időszak $1,5 \text{ m}^2/\text{m}^2$ körüli levélfelületi értéke feltehetőleg a gazdag lágyszárú növényzet levélhez hasonló spektrális jellemzőinek tulajdonítható.

A fenológia követése céljából 2007 áprilisától heti gyakorisággal fotók is készültek az állományról. A lombfakadás 2007-ben meglehetősen korán, már március közepe táján bekövetkezett. A maximális levélfelület mindkét évben május közepe táján alakult ki. A lombohullás folyamata szeptember végével kezdődött és november közepén fejeződött be.

A LAI maximális értékét a parlag mintaterületen a levélgyűjtés módszerével becsültem. A mintaterület három reprezentatív, $50 \times 50 \text{ cm}$ -es felületéről gyűjtöttem be az összes levelet. A leveleket szkennelés és a levelek által elfoglalt felület meghatározása útján dolgoztam fel. A három minta átlagos levélfelület index értéke $1,1 \text{ m}^2/\text{m}^2$ lett. A vegetációs időn kívül $0,5 \text{ m}^2/\text{m}^2$ levélfelületet becsültem terepi megfigyelések alapján.

Albedó

Az albedó szezonális változását mindkét mintahely esetén a MODIS 500 méter felbontású felvételei alapján becsültem (30. ábra).



30. ábra: Az albedó (%) szezonális változása a MODIS felvételei alapján a tölgy és a parlag mintahelyen

A felszín albedójának változása a fenológia szezonális alakulását követte. A vegetációs időszakban 14-17% körüli albedó volt jellemző, mely a téli időszakra 10-12%-ra csökkent. A tölgy mintahely albedója a vizsgált időszakban végig alacsonyabb volt a parlagon becslétnél. A napi albedó értékeket időbeli lineáris interpolálással határoztam meg.

A hiányzó értékek hóborítottságra utalnak, így ekkor a tölgy mintahelyen 45%-os, míg a parlag mintahelyen 75%-os albedóval számoltam Kondratiev (1969) javaslata alapján.

Talaj-és gyökérprofil mérése

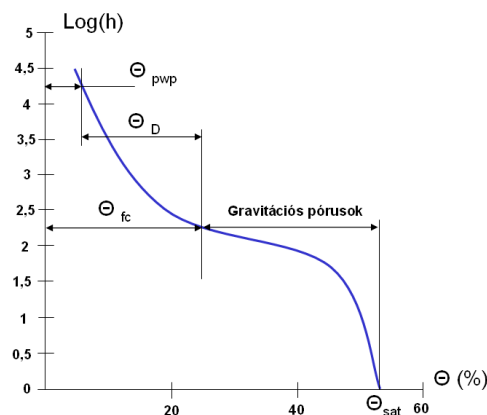
Talajjellemzők mérése

A mintahelyek talajprofiljának jellemzéséhez szemeloszlási és víztartó képesség görbéket használtam.

A szemeloszlási görbét az egyes talajminták kézi szitálásával, majd hidrometrálásával határoztam meg. A szitálás során a következő szemcseátmérők meghatározása történt: > 20 mm, 10-20 mm, 5-10 mm, 2-5 mm, 1-2 mm, 0,5-1 mm, 0,2-0,5 mm, 0,08-0,5 mm és <0,08 mm. A hidrometrálás segítségével pedig a 0,08 mm-nél kisebb átmérőjű frakció további elkülönítésére volt lehetőség.

A felszín közeli talajrétegek fizikai féleségét mindkét mintahelyen a kompakt finomhomok (0,02-0,2 mm) jellemzi. A tölgy mintahelyen a homok aránya a felső 1 méteres talajrétegben 85 és 99, a parlag mintahelyen pedig 80 és 99% között változott. A legmagasabb mért talajvízszintek alatt a vályog és agyag aránya mindkét mintahelyen jelentősen megemelkedett, így 23% vályog, illetve 33% körüli agyagtartalom volt jellemző a talaj mélyebb rétegeiben, mely a homokos agyagos vályog fizikai féleségnek felelt meg.

A víztartó képesség függvény a talajban lévő víz mennyisége (θ) és energiaállapota (h) közötti kapcsolatot fejezi ki (31. ábra).



31. ábra: A víztartó képesség függvény (Stefanovits 1981 nyomán)

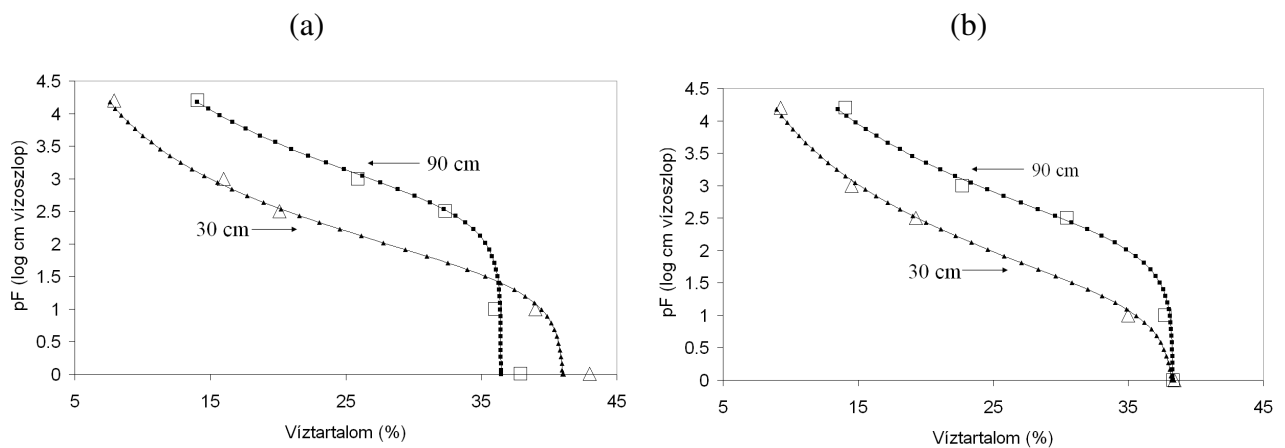
Az energiát, vagy másképpen potenciált vízoszlop cm-ben adjuk meg. A vízoszlop cm-ben kifejezett szívóerő logaritmus a pF érték. Laboratóriumi körülmények között általában a száradási görbét szokás meghatározni. A görbéről fontos hidrofizikai jellemzők olvashatóak le (Stefanovits 1981):

- A 0 cm-hez tartozó talajnedvesség a telített állapotot jellemzi, mely az összporozitás értékét adja (θ_{sat}).
- A 200 cm-hez tartozó víztartalom a szántóföldi vízkapacitás értéke. Ez a nedvességtartalom főként kora tavasszal nagyobb csapadékok után néhány nappal alakul ki (θ_{fc}).

- A 15000 cm-hez tartozó víztartalom közelítőleg a növényi gyökérzet szívóerejének felső határa. Ez az érték a hervadásponthoz (θ_{pwp}). A növények számára maximálisan elérhető nedvesség (diszponibilis víz) a szántóföldi vízkapacitás és a hervadásponthoz tartozó víztartalom különbsége (θ_D).

A víztartó képesség függvényeket a talajprofil 6 szintjére (10,30,50,70,90 és 120 cm), háromszoros ismétlésben, bolygatatlan talajminták segítségével határoztam meg. A zavartalan talajminták telítést követő nedvességtartalmát négy potenciálértékre állapítottuk meg: pF0: teljes telítés, pF1,0, pF2,5: szántóföldi vízkapacitás, pF3,0 és pF4,2: hervadásponthoz tartozó víztartalom.

A víztartó képesség függvényt a laborban meghatározott potenciál-nedvességtartalom párokra történt illesztéssel határoztam meg (32. ábra). A hidrológiai modellezés területén az egyik leggyakrabban használt *van Genuchten* (1980) féle módszert alkalmaztam. A függvényt és az összefüggés paramétereit két program (TALAJTANonc 1.0 (Fodor és Rajkai 2005) és RETC (RETention Curve) (*van Genuchten et al.* 1991) segítségével is meghatároztam. Az eredményeket tekintve számottevő különbséget nem tapasztaltam.



32. ábra: A 30 és 90 cm-es mélységű víztartó képesség függvények a tölgy (a) és a parlag (b) mintahelyeken

A tölgy mintahelyen a szántóföldi vízkapacitás a talajprofil sekélyebb részein még 20-25% körüli, míg a mélyebb rétegekben eléri a 30% körüli értéket. A felszínhez közeli rétegek porozitás értéke magas (45% körüli) és a mélységgel csökkenő tendenciát mutat. A parlag mintahely talajprofiljában hasonló változást lehet megfigyelni. A laborban mért víztartó képesség értékek a 3. sz. mellékletben találhatóak.

A talaj telített hidraulikus mátrix vezetőképességének (K_{sat}) mérésére nem volt lehetőségem. K_{sat} nagyon érzékeny a talaj fizikai jellemzőire, így becslésére számos közvetett módszert fejlesztettek ki.

A víztartó képesség függvényből való származtatás egyik megközelítését *Rawls* (1998) dolgozta ki:

$$K_{sat} = B * \theta_e^{3-\lambda}$$

ahol:

λ : Brooks-Corey pórusméret-eloszlási index (*Brooks és Corey* 1964)

B : 0,00053

A λ értéke a víztartó képesség függvényből a $\lambda = n-1$ összefüggés alapján számítható (Timlin *et al.* 1999).

A kétfázisú zóna telített hidraulikus vezetőképességét slug-teszt segítségével határoztam meg. Előnye a módszernek, hogy gyorsan és egyszerűen végrehajtható, hátránya azonban, hogy csak a kút közvetlen környezetét jellemzi a vizsgált kút talajvíz szintjének mélységében. A mérést 2008 májusában végeztem, amikor a talajvízszint a felszíntől a tölgy mintahelyen 150, a parlag mintahelyen 120 cm-re volt, így a mérési eredmények e talajmélységre vonatkoznak (4. táblázat).

4. táblázat: A telített hidraulikus vezetőképességek (mm/nap)

Mélység (cm)	Rawls (1998)		Slug-teszt	
	Erdő	Parlag	Erdő	Parlag
10	2340	1200	-	-
30	1410	980	-	-
50	2010	790	-	-
70	1140	740	-	-
90	20	40	-	-
120	210	90	-	-
>120	-	-	140	80

Mivel a telített hidraulikus vezetőképesség becslése kevésbé megbízható, így a vízháztartás modellezés során a telített hidraulikus vezetőképességet kalibráló változóként használtam.

Gyökérprofil

A gyökérzet vertikális kialakulását sokféle tényező befolyásolja. A vegetáció jellegén kívül a talaj fizikai jellemzői (pl. agyagtartalom, ásványi anyagok) és a talajvíz jelenléte (mélysége, oxigén ellátottság) egyaránt jelentősen befolyásolja fejlődését (Breda *et al.* 2006).

A mintaterületek sekély talajvízzel jellemezhetőek, így a talajvíz jelenléte minden bizonyosan befolyásolta a gyökérprofil kialakulását. Általában az évi legalacsonyabb talajvízállás szintjéig érnek le a legmélyebb gyökerek, melyek működését a glejesség és rövid ideig tartó tavaszi magasabb talajvízállás nem zavar. A tartósabban magas tavaszi talajvízállás viszont egy sekélyebb gyökérzet kialakulását segíti elő (Köstler *et al.* 1968).

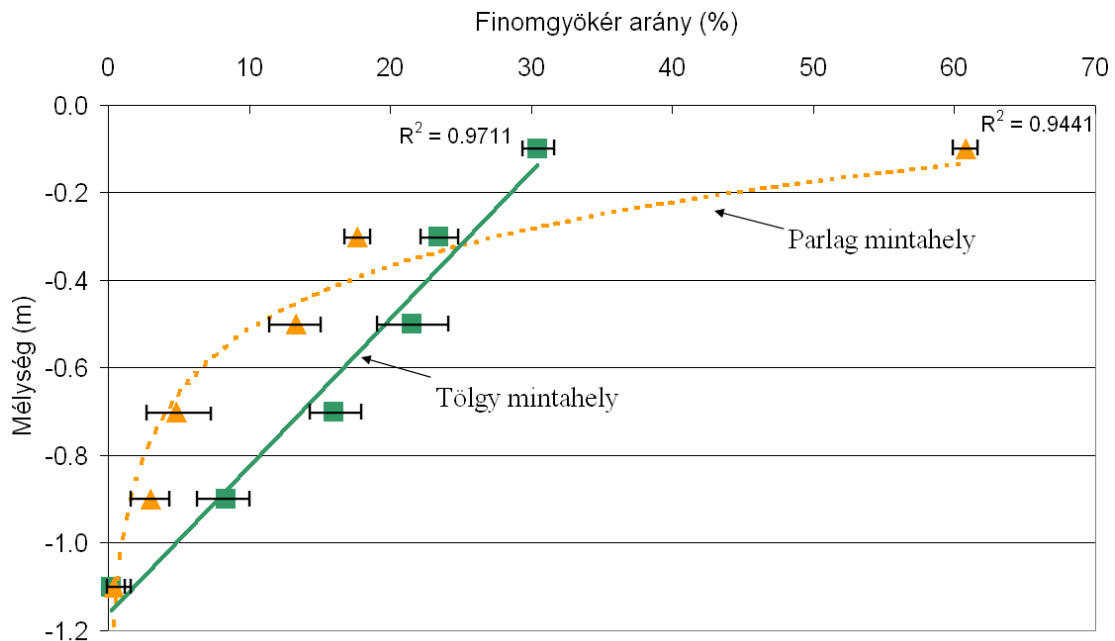
A gyakorlatban a finomgyökér hosszát szokás meghatározni, mivel vízfelvételt nem a finomgyökér biomasszájának tömege, hanem annak felülete határozza meg (Breda *et al.* 2006).

A tölgy és parlag mintahelyen a vertikális gyökérprofil 130 cm-es mélységig terepi mintavétel segítségével határoztam meg. A mintavételezés egységnyi, 1 dm³ térfogatú talajminták vételével történt, rétegenként ötszörös ismétlésben. A mintázott mélységek a következők voltak: 0-20, 20-40, 40-60, 60-80, 80-100 és 100-120 cm.

Az elemzés során a finomgyökerek (átmérő <2 mm) mélységi eloszlását határoztam meg. Az egyes mintákból a finomgyökereket kiválogattam, majd 105°C-on szárítószekrényben kiszárítottam. Az egyes rétegek mintáit 300 dpi felbontásban szkenneltem, majd raszterizáltam és meghatároztam a gyökerek által elfoglalt pixelek számát.

A tölgy mintahelyen a gyökérrány a mélységgel megközelítőleg lineárisan csökkent és 1 méter alatt már csak egészen kevés finomgyökeret találtunk. A öt minta alapján számolt

rétegenkénti szórás nem volt jelentős (33. ábra). A maximális gyökérmélységet 1,5 méternek becsültük, figyelembe véve a törzsek alatt mélyebbre hatoló gyökereket.



33. ábra: A finomgyökerek vertikális eloszlása a tölgy és a parlag mintahelyen

A parlag helyszín gyökérfeltárása a tölgy mintavételhez hasonlóan történt és a mintázott rétegek is megegyeztek (31. ábra). A finomgyökér aránya a tölgy mintahellyel ellentétben nem lineárisan, hanem logaritmikusan csökkent a mélység növekedésével. Amíg a finomgyökerek több mint fele a felső 20 cm-es rétegben volt jellemző, addig a legalsó mintázott rétegben a gyökereknek mindössze 6%-a volt megtalálható, mely természetesen a lágyszárú növényzet jelenlétével volt magyarázható. A maximális gyökérmélységet 80 cm-nek becsültük.

3.2.2 Ellenőrző adatok mérése

Talajnedvesség

A talajnedvességet mindkét mintahelyen négy szintben (10, 30, 50 és 70 cm) mértem. A méréshez a Decagon cég (Decagon Devices, Pullman, USA) által gyártott ECH₂O EC-5 szenzorokat alkalmaztam (34. ábra).



34. ábra: ECH₂O EC-5 szenzor

Az 5 cm hosszú érzékelőket a szelvénygödör falában készített aknák segítségével, alulról szúrta pontosan a mérni kívánt talajrétegbe (pl. a 10 cm-es mélységet jellemző szenzor a 7,5-12,5 cm közötti szakasz átlagát mérte). Így a méréseket bolygatatlan talajmintákon tudtam elvégezni és csak az egyes érzékelők alatt zavartam meg kissé a talaj természetes állapotát.

A szenzorok dielektromos ellenállást mérnek. A mérés hibája kalibráció nélkül a talajok többségében nem haladja meg a $\pm 3\%$ -ot. A szenzorok a talajnedvességet 15 percenként mérték, melyet egy hozzájuk kapcsolt adatgyűjtő tárolt el, melynek kapacitása 30000 mérési adat volt.

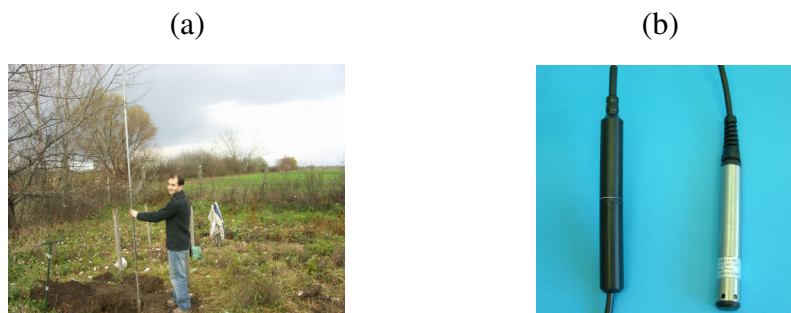
Sajnos a mérés nem volt zavartalan, mindkét mintahelyen egy-egy szenzor mérési adatai nem voltak kiértékelhetőek, ugyanis a szenzor meglehetősen érzékeny a talajjal való szoros kapcsolat meglétére.

A mérés pontosságát két alkalommal a gravimetriás talajnedvesség módszerével ellenőriztem. Az ellenőrző mérést torzítja, hogy a mérés nem ugyanazon mintán és a gyökerek kiválogatásával történt, így az alacsonyabb értékeket mutatott. Az összehasonlításhoz az ismételt mérések maximumát használtam. A minták száraz tömegét 105°C -os hőmérsékleten szárítószekrény segítségével határoztam meg. A nedves és száraz tömeg, valamint a térfogat-tömeg ismeretében a talaj nedvességét térfogatszázalékban fejeztem ki.

Az automata talajnedvesség mérés pontossága a teljes profil átlagában mintegy $\pm 3,7\%$ -os volt, ami nem sokkal volt több a gyártó által megadott pontosságnál ($\pm 3\%$).

Talajvíz

A mintahelyeken a talajvizet perforált PVC csövekből készített talajvíz kutakban mértem. A mérés a Dataqua DA-S-LRB 118 eszközzel történt (35. ábra), melynek nyomáson alapuló érzékelője 1 mm pontosságú mérést tesz lehetővé. Az integrált adatgyűjtő 30000 adat tárolására alkalmas. Az automata mérést több alkalommal manuális kézi méréssel is ellenőriztem.



35. ábra: A talajvízkút készítése a parlag mintahelyen (a), Dataqua talajvízmérő szonda (b)

A talajnedvesség- és talajvízszintmérő eszközök specifikációja a 2b. sz. mellékletben található.

3.3 Feldolgozás módszertana

A vízforgalmi összetevők meghatározását a Hydrus 1-D modell segítségével végeztem. A talajvíz-fogyasztást nemcsak a modellel, hanem a talajvíz-fluktuáció módszerével is becsültem egy új módszer empirikus változatával. A modell által becsült evapotranszpirációs értékeket összevettem egy távérzékelés alapú becslés eredményeivel, végül a modell jóságát különböző mutatók segítségével vizsgáltam. A modellezés során alkalmazott valamennyi paraméter értéke megtalálható az 5. sz. mellékletben.

3.3.1 A vízforgalom modellezése a Hydrus 1-D modellel

Mielőtt rátérnék a vízforgalom modellezésének bemutatására, érdemes néhány szóban összefoglalni az erdők vízháztartását, különös tekintettel a síkvidéki talajvíz-függő erdők

esetére. Egy erdővel borított felszín vízháztartása a következő egyenlet segítségével fejezhető ki (Szász és Tőkei 1997):

$$\Delta S = (C_{s_M} + C_{s_m} + H_f + H_{fa} + K) - (P + E_f + E_{fa} + S_z + I)$$

ahol ΔS : vizsgált talajréteg vízkészlet-változása
 C_{s_M} : hulló csapadék
 C_{s_m} : felszín közelében képződő csapadék
 H_f és H_{fa} : felszíni és felszínalatti hozzáfolyás
 K : kapilláris úton felemelt víz
 P : párolgás (transzspiráció és talajfelszín evaporáció)
 E_f és E_{fa} : felszíni és felszín alatti elfolyás
 S_z : mélybeszivárgás
 I : korona és az avar intercepció vesztesége

A vízforgalmi számítások során a felszín közelében képződő csapadékot általában hidrológiai szempontból elhanyagolhatónak veszik. A síkvidéki erdőterületeken a felszíni hozzá- és elfolyás szintén elhanyagolható. Azokon a területeken, ahol a talajvíz a felszín közelében helyezkedik el, jelentős lehet a felszín alatti, azon belül is a talajvíz hozzá- és elfolyás. A kapilláris úton felemelt vízzel nem szükséges foglalkozni, ha a vizsgált talajréteg magába foglalja a talajvíz zónáját is. A mélybeszivárgás sekély talajvíz jelenlétében a talajvíz csapadékból történő utánpótlódását jelenti, mely ez esetben a talajvíz-készletváltozás részét alkotja. A síkvidéki erdők sekély talajvízű környezetének vízháztartása így a következő egyenletre egyszerűsödik, amennyiben a vizsgált talajréteg a talajvizet is magába foglalja:

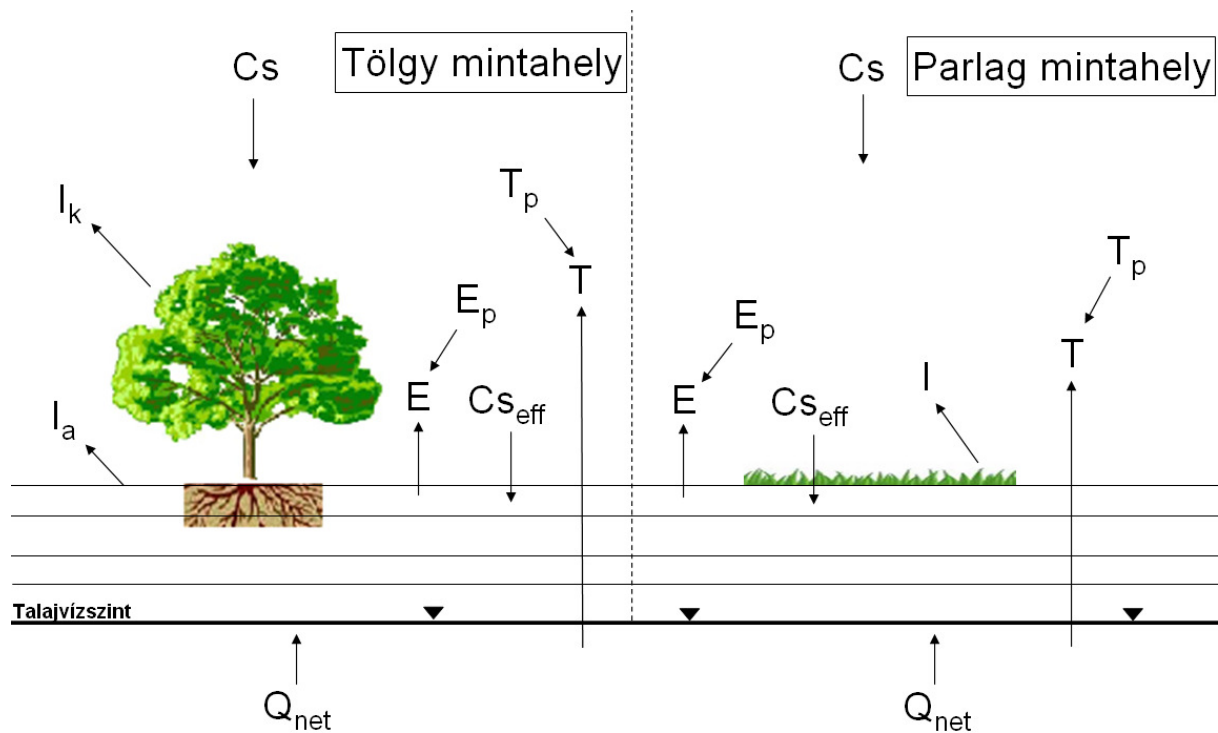
$$\Delta S = (C_{s_M} + H_{fa}) - (P + E_{fa} + I)$$

A modellezés során a szabadtéri csapadékot mértem, a talajvíz hozzá- és elfolyást, a csapadék intercepciót és a párolgást pedig becsültem.

A korábban bemutatott egydimenziós modellek közül a vízforgalmi modellezés megvalósításához a Hydrus 1-D modellt (Simunek et al. 2005) választottam. A választás a modell alsó határfeltételének rugalmas beállítási lehetősége miatt esett e modellre, melyre a többi megismert egydimenziós modell esetén nem volt lehetőség. A Hydrus 1-D 3.0 egy Windows alapú egydimenziós vízháztartás modell, mely áramlási és transzport egyenletek segítségével szimulálja a nedvesség áramlását egy tetszőleges talajprofilban. A modell alapvető fizikai törvényszerűségeken alapul, így bármely felszín talaj vízháztartásának modellezésére alkalmas. A program a telített és telítetlen zóna nedvességáramlását a Richards (1931) egyenlet numerikus megoldásával szimulálja. A modelltől részletek a <http://www.pc-progress.com/en/Default.aspx?HYDRUS-1D> oldalon érhetőek el. A Hydrus 1-D modellt hazánkban először Vekerdy (1996) alkalmazta egy nagyobb térség (Kisalföld) vízháztartási vizsgálata során.

A Hydrus 1-D modell alapja egy változó telítettségű talajprofil, melyben a vertikális irányú nedvesség áramlása modellezhető. A talajprofil mélységét a modellben mindkét mintahelyen három méterben határoztam meg és összesen hét talajrétegre osztottam a mintavételezett talajrétegeknek megfelelően (0-20 cm, 20-40 cm, 40-60 cm, 60-80 cm, 80-100 cm, 100-120 cm és 120-300 cm). Az avart nem kezeltem külön rétegeként, mivel laza szerkezete miatt hidraulikus tulajdonságait nem lehetett megmérni, valamint nem képezett jelentős beszivárgási akadályt sem. A modell a hidraulikus számításokat 200 db rétegre becsülte a talajprofilban, nagyobb sűrűséggel a talajfelszínhez közelebb eső részen. A modell szimulációk során mind a bemeneti, mind pedig az eredmény adatokat napi időlépcsőben kezeltem. A felső és alsó

határfeltételnek különböző konfigurációi lehetségesek a kutatási céltól függően, melyek lehetnek előírt vagy változó nyomásszintek és fluxusok (36. ábra).



36. ábra: A numerikus modell vízforgalmi összetevői (C_s : szabadtéri csapadék, $C_{s\text{eff}}$: hatékony csapadék, I : intercepciós veszteség, I_k : korona intercepciós veszteség, I_a : avar intercepciós veszteség, T_p : potenciális transzspiráció, T : aktuális transzspiráció, E_p : potenciális talajfelszín evaporáció, E : aktuális talajfelszín evaporáció, Q_{net} : nettó talajvíz-utánpótlódás)

A modell felső határfeltételének légköri felső határt választottam, mely az aktuális meteorológiai viszonyok megadását jelentette. A talaj beszivárgási képessége elég magas volt, hogy egyik mintahelyen sem alakult ki felszínen pangó vízréteg vagy felszíni lefolyás.

A modell alsó peremének változó fluxusú határfeltételt állítottam be (Q_{net}), melyet a napi talajvíz-fluktuációs módszer által számított talajvíz utánpótlódás segítségével adtam meg (Gribovszki *et al.* 2008b). A modell nem szimulálja az oldalirányú hozzá-illetve elfolyást. A talajvíz-fluktuáció módszerével megadott talajvíz-utánpótlódás viszont a laterális és vertikális irányból érkező fluxust egyaránt magába foglalja. Mivel a laterális áramlás főként a telített zónát érinti, így a Hydrus-modell szempontjából a laterális irányú hozzáfolyást együtt lehet kezelni az alulról történő vertikális talajvíz-utánpótlódással.

A felső határfeltétel bemeneti meteorológiai változói a napi hatékony csapadék ($C_{s\text{eff}}$), a potenciális transzspiráció (T_p) és a potenciális talajfelszín evaporáció (E_p).

A hatékony csapadékot, mely a csapadéknak azon hányada mely eléri a minnerális talajt, a csapadék intercepciós veszteségének becslésével határoztam meg. A tölgy mintahely esetén az intercepciós veszteség magába foglalja a korona (I_k) és az avarintercepciót (I_a). Az intercepciós veszteséget (I) a tölgy mintahelyen Gash (1979) és Menzel (1997), a parlag mintahely esetén pedig von Hoyningen (1983) módszerével számoltam.

Az aktuális transzspiráció (T) értékét a modell az elérhető talajnedvesség, a megadott gyökérprofil és a potenciális párologtatási viszonyok (T_p) segítségével határozta meg. A van Genuchten (1987) által javasolt S-alakú vízfelvétel redukciós görbét alkalmaztuk. A talajfelszín párologtást (E) a Hydrus modell a potenciális értékből (E_p) a talajfelszín közelében elérhető nedvességi viszonyok alapján számította.

A víztartó képesség függvény paramétereit valamint a telített hidraulikus vezetőképességet minden egyes modellezett talajrétegre meg kellett adni. A modell figyelembe tudja venni makropórusok jelenlétét is, azonban e lehetőséget a talaj sekélyebb részének – szerkezet nélküli – homok fizikai félesége miatt nem alkalmaztam. A gyökérprofil a terepen mért adatok alapján állítottam be. A modell fontosabb kapcsolóinak beállításait a 4. sz. melléklet tartalmazza.

Bemeneti adatok

A modell bemeneti adatait a felső és alsó határfeltétel szerint külön tárgyalom. A minerális talajba beszivárgó csapadékot (1), a potenciális transzspirációt (2) és a potenciális evaporációt (3) mint felső, a talajprofil alján jelentkező fluxust, mint alsó határfeltételt vizsgáltam.

A párolgással kapcsolatos fogalmakat, mivel nem mindig egyértelműek, célszerűnek tartottam röviden összefoglalni.

Az evapotranszspiráció (*ET*) fogalma minden olyan jelenséget magába foglal (vízfelületek párolgása, talaj-és növény felületről történő párolgás, a növényi párologtatás és a hó-jég szublimációja), melynek során a folyékony vagy szilárd halmazállapotú víz vízgőzzé válik. A fogalom egyenértékű az aktuális evapotranszspiráció fogalmával (*Dingman 2001*).

A potenciális evapotranszspiráció (*PET*) definíciója elméleti jellegű, mely egyforma, vegetációval borított terület evapotranszspirációját jelenti, ahol a nedvesség korlátlanul rendelkezésre áll. A fogalmat *Thorthwhaite* (1948) vezette be egy klímaosztályozási séma részeként, mely elsősorban a klímától és kevésbé a felszínborítástól függött. Viszont a potenciális evapotranszspiráció függ számos felszín jellemzőtől, mint albedó, légköri és állományi vezetőképesség és intercepciós víz jelenléte. Emiatt *Penman* (1956) a *PET* fogalmát módosította, mely így az egyforma borítású, nedvességgel jól ellátott gyepfelület potenciális párolgását jelenti és referencia-párolgás néven terjedt el. A *PET*-et leginkább a klíma szárító erejének kifejezésére használhatjuk.

A potenciális párolgás (evaporáció) fogalma *Penman* (1948) nevéhez fűződik, aki kombinálta a tömeg és energia-mérleg alapú megközelítéseket. A *Penman* vagy kombinációs egyenlet vízfelületek párolgásának becslését szolgálja. A *Penman* egyenlet alkalmas az intercepciós víz párolgási ütemének becslésére, ha figyelembe vesszük a vízgőz vertikális transzportjának hatékonyságát is, mely a felszín érdességétől és magasságától függ (*Dingman 2001*).

A *Penman* egyenletet *Monteith* (1965) módosította az állományi vezetőképesség bevezetésével. A *Penman-Monteith* formula – a sztóma vezetőképességének megadásával – adott vegetációs felület potenciális párologtató képességét írja le. Az egyenlet alkalmazható a potenciális talajfelszín párolgás számítására is a megfelelő aerodinamikus és felszíni ellenállás, valamint a talajfelszínen elérhető sugárzási egyenleg megadásával (*Federer et al. 1996*).

Az aktuális transzspirációt a növényzet számára a gyökérszónában elérhető talajnedvesség készlet befolyásolja, melyet a sztóma-vezetőképesség számításában lehet figyelembe venni. Az aktuális talajfelszín párolgás pedig a talajfelszín közeli talajréteg nedvességi viszonyainak megfelelően alakul. Egy erdei ökoszisztéma evapotranszspirációja tehát a csapadék intercepciós vesztesége, a transzspiráció és a talajfelszín párolgás összege (*Dingman 2001*).

A hatékony csapadék

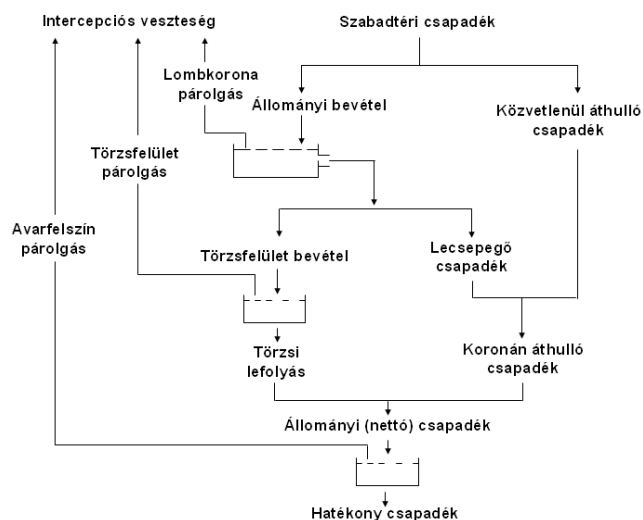
A hatékony csapadék becsléséhez szükséges intercepciós veszteséget a tölgy és parlag mintahelyen eltérő módszer alkalmazásával vizsgáltam. Lágyszárú vegetáció esetén a felületre jutó csapadék párolgása nem jelentős, így ez esetben az intercepciós veszteség számításához elegendő az adott felület tározási kapacitásának ismerete. Ezzel szemben egy erdőállomány nagy érdeessége következtében a lombkoronáról történő párolgás nem elhanyagolható.

Tölgy mintahely

Egy erdei ökoszisztémában a csapadéknak csak egy része éri el közvetlenül a talajt. Másik része először a levelekre, gallyakra, ágakra, törzsekre tapad. Ez az átmenetileg visszatartott víz ott részben azonnal párologni kezd, részben lecsöpög, részben a törzseken lefolyva éri el a talajt, valamint megtapad a növényi felületeken és csak a csapadékhullás után párolog el. A csapadéknak ezt a felfogott részét intercepciónak nevezzük (Delfs 1955, Führer 1994, Kucsara 1996).

A vegetáció felületére érkező csapadék (szabadtéri csapadék) egy részét a lombkorona felfogja (állományi bevétel), egy része pedig közvetlenül átesik rajta. Ez utóbbi mennyiség a közvetlenül áthulló csapadék. Az állományi bevétel a korona tározási kapacitásának eléréséig átmenetileg tározódik. Ez a visszatartott víz közben részben párologni kezd, részben pedig abszorbeálódik a növény által. Az abszorpció mértéke hidrológiai tekintetben elhanyagolhatónak vehető (Hewlett 1982).

Amikor a koronában lévő vízmennyiség eléri az adott lombkorona tározási kapacitását, akkor az elkezd lecsepegni (lecsepegő csapadék) vagy törzsi lefolyást képez. A közvetlenül áthulló és lecsepegő vízmennyiség összege a koronán áthulló csapadék. A törzsi lefolyás és a koronán áthulló csapadék összegét együtt állományi vagy nettó csapadéknak hívjuk (Brutsaert 1982, Führer 1994). Az állományi csapadék nagy része az avartakaróra és a lágyszárú aljnövényzetre esik, mely a víz egy további hányadát (avarfelszín párolgás) tartja vissza. Az intercepciós veszteség a lombkoronáról, a törzsfelületekről és az avarfelszínről történő párolgás összege (Gash és Morton 1978). A minerális talajt elérő csapadék a hatékony csapadék (37. ábra).



37. ábra: A csapadék útja az erdőben (Gash és Morton 1978 nyomán)

A tölgy mintahelyen a vegetációs időszakban a *Gash* (1979) modell segítségével számoltam az intercepciót. A *Gash* intercepciós modell viszonylag kevés paramétert igényel és megbízható becslést szolgáltat (*Dolman* 1987).

Lankreijer et al. (1993) sikeresen alkalmazta a modellt lombhullató és tűlevelű erdőkre egyaránt. A modell a csapadékeseményeket diszkrét eseményeknek feltételezi, amelyek között elegendő idő áll rendelkezésre a lombkorona teljes száradásához.

Az intercepció folyamatát három fázisra osztja. Az első a nedvesedési fázis (I_w), amely a csapadék kezdete és az állomány teljes telítettségének időpontja közötti időszakot jelenti. A második telítettségi fázisban (I_s) az állomány teljesen nedvesnek feltételezett. Az utolsó szakasz a száradási (I_d), mely a csapadékhullás befejeződése után következik. Ha az állományban tárolt víz nem éri el az állomány tározási kapacitását, akkor a lecsepegő vizet elhanyagolhatónak feltételezi.

Az elpárolgó interceptált csapadék teljes mennyisége a három említett fázis során elpárolgott víz összege:

$$I = I_w + I_s + I_d$$

Ha a csapadék (Cs) nem elég az állomány telítéséhez, akkor a teljes intercepció a csapadék és az áteső csapadék különbsége:

$$I = I_w + I_d = Cs(1 - p - p_t)$$

A p változó a szabad átesési koefficiens, mely a szabad és a lombkoronával borított területek arányával fejezhető ki.

A halszemoptikával készített fotók alapján a záródás átlagosan 86%-os volt a tölgy mintahelyen, így a p változó értékét 0,14-nek állapítottam meg. A p_t törzsi lefolyás aránya, melyet *Valente et al.* (1997) alapján a csapadék 3%-ának vettem. Hasonló nagyságú törzsi lefolyást mértek a síkfőkúti kísérlet cseres-tölgyesében is. A mért törzsi lefolyás lombos állapotban a szabadtéri csapadék 3,4%-a, lombtalan állapotban pedig 3,9%-a volt (*Szabó* 1975).

Amikor a csapadék mennyisége elegendő a korona telítéséhez és az átlagos párolgási intenzitás (\bar{I}_p) a csapadék közben elhanyagolható, akkor a korona intercepciós veszteség a tározási kapacitással (C) egyenlő. Másrészt, ha a párolgás intenzitása nagyobb, mint $(1 - p)\bar{R}$ – ahol \bar{R} az átlagos csapadék intenzitás – akkor az állomány nem éri el a telítettséget és az intercepció a koronán megmaradó csapadékkal lesz egyenlő. Az a csapadékmennyiség (Cs'), mely elegendő a lombkorona telítéséhez (*Gash* 1979):

$$Cs' = \left(\frac{-RC}{\bar{I}_p} \right) \ln \left\{ 1 - \left(\frac{\bar{I}_p}{R} \right) (1 - p - p_t)^{-1} \right\}$$

ahol C többek között a levélfelület indextől és a korona struktúrájától függ (*Herwitz* 1985). C értékét egy logaritmikus telítődési görbével határoztam meg (*Wattenbach et al.* 2005):

$$C = f \left[\log(1 + LAI) \right]$$

ahol f egy fafajtól függő paraméter, mely a levélfelület és a tározási kapacitás kapcsolatát írja le. A vegetációs időszakon kívül a törzsek és ágak együttes tározási kapacitását 0,5 mm-nek vettem (*Larcher* 1994).

Azok a csapadékesemények, melyek meghaladják Cs' értékét, a teljes intercepciós veszteség a csapadékesemény közbeni párolgás és csapadék intenzitástól függ:

$$I_w = Cs'(1 - p - p_t) - C$$

$$I_s = \left(\frac{I_p}{R}\right)(Cs - Cs')$$

$$I_d = C$$

Az átlagos párolgás- és csapadékintenzitás számításához *Gash* (1979) egy hónap átlagos értékeinek alkalmazását javasolta. Ennek oka, hogy több olyan tényező is van (pl. szélesség, cseppméret), melyet a módszer nem vesz figyelembe, így adott esemény ideje alatt fellépő intenzitás értékekből számított intercepciós veszteség eltérhet a valóságos értéktől. Azonban ha egy időszak átlagos értékeivel számolunk, akkor ezek a hibák kiegyenlítik egymást és egy adott időszakra a valóságot jobban közelítő eredményt kapunk (*Pypker et al.* 2005).

A fenti javaslatnak megfelelően az átlagos csapadék és párolgás intenzitás értékeket a vegetációs időszakban egy hónap alatt jelentkező csapadékeseményekből képeztem. A Cs' érték átlagos havi értékének kiszámításához csak a 3 mm-nél nagyobb csapadékeseményeket használtam (továbbá ahol az óras csapadékösszeg elérte a 0,5 mm-t), hiszen a párolgás- és csapadék intenzitást az állomány telített időszakaira kellett meghatározni.

Az intercepciós párolgást óras adatokból határoztam meg a Penman-formula alkalmazásával, az állomány légköri ellenállásának figyelembevételével:

$$I_p = \frac{\Delta R_{net} + \rho_a c_a C_{at} VPD}{\rho_w \lambda_v (\Delta + \gamma)}$$

ahol I_p az intercepciós párolgás (mm/óra), R_{net} a nettó sugárzás (MJ/m²/óra), Δ a telített párányomás görbéjének irántangense (kPa/°C), γ a psychrometrikus állandó (kPa/°C), VPD a telítési hiány (kPa), ρ_a a levegő sűrűsége (kg/m³), c_a a nedves levegő fajhője (kJ/kg/°C), λ_v a párolgáshő (MJ/kg), ρ_w a levegő fajhője és C_{at} az aerodinamikus ellenállás (s/m). Mivel az intercepciós párolgást nem fékezi a sztómatikus ellenállás, így a sztóma ellenállással ebben az esetben nem kellett foglalkozni.

A vegetációs időszakon kívül nem alkalmaztam a *Gash* módszert, mivel az automata csapadékmérő nem volt fűtött és így nem állt rendelkezésemre óras felbontású csapadékadat. A téli időszakban a *Menzel* (1997) által javasolt napi lépésű intercepciós függvényt használtam a levélfelület aktuális értékéből számolt tározási kapacitással:

$$I = C \left(1 - e^{(-cp_i)} \right)$$

ahol I az intercepciós veszteség (mm/nap), p_i a napi csapadék mennyisége és c egy fafajtól függő paraméter (*Wattenbach et al.* 2005).

Az avarréteg további intercepciós párolgási veszteséget idéz elő, mivel felfogja és visszapárologtatja a koronán áthullott csapadék egy részét. *Kiss et al.* (2005) eredményei szerint a tölgy avartakarójának tározási kapacitása 1,26 mm. A modell kalibráció során a tározási kapacitást kisebbnek, 0,5 mm-nek állítottam be. A kalibrált intercepciós tározási kapacitás (korona + avar) a tölgy mintahelyen 1,67 mm volt a vegetációs időszakban és 1,0 mm a vegetációs időszakon kívül.

Parlag mintahely

A parlag mintahelyen az intercepció veszteséget egy napi lépésű összefüggéssel számoltam (von Hoyningen 1983):

$$I = a_i LAI \left(1 - \frac{1}{1 + \frac{bCs}{a_i LAI}} \right)$$

ahol a_i egy empirikus koefficiens, b a talajfedettség aránya, LAI a levélfelületi index és Cs a napi csapadék. Az a_i empirikus érték a levélfelülettel szorozva a vegetáció tározási kapacitását jelöli. A tározási kapacitást a vegetációs időszakban 1,1 mm-nek, a vegetációs időszakon kívül 0,5 mm-nek állítottam a modell kalibráció során. A b változó értékét egynek vettem, hiszen a talajfelszín az egész időszakban növényzet borította.

Potenciális transzspiráció

Adott felület potenciális transzspirációja az a párolgási kényszer, mely akkor teljesül, ha a szükséges nedvesség korlátlanul rendelkezésre áll. A napi potenciális transzspirációt Federer et al. (2003) munkája alapján a Penman-Monteith modell segítségével számoltam (Monteith 1965):

$$T_p = \frac{\Delta(K + L) + \rho_a c_a C_{at} VPD}{\rho_w \lambda_v [\Delta + \gamma(1 + C_{at} / C_{can})]}$$

ahol T_p a potenciális transzspiráció (mm/nap), K a nettó rövidhullámú sugárzás (MJ/m²/nap), L a nettó hosszuhullámú sugárzás (MJ/m²/nap) Δ a telített párányomás görbéjének iránytangense (kPa/°C), γ a psychrometrikus állandó (kPa/°C), VPD a telítési hiány (kPa), ρ_a a levegő sűrűsége (kg/m³), c_a a nedves levegő fajhője (kJ/kg/°C), λ_v a párolgáshő (MJ/kg), ρ_w a levegő fajhője, C_{at} az aerodinamikus vezetőképesség (m/s) és C_{can} az állományi vezetőképesség (m/s).

A nettó rövidhullámú sugárzást (K) az albedó (a) és a mért globálsugárzás (G_s) segítségével számoltam:

$$K = G_s(1 - a)$$

A nettó hosszuhullámú sugárzás számításához az effektív emisszivitást (EF), a felhözetre vonatkozó korrekciót ($CLDCOR$) és a léghőmérsékletet használtam (T) Federer et al. (2003) alapján:

$$L = (EF - 1)CLDCOR(T + 273.15)^4$$

A felhözetre vonatkozó korrekciót a mért és potenciális globálsugárzás aránya alapján becsültem. Az effektív emisszivitás értékét Brutsaert (1982) modellje szerint határoztam meg:

$$EF = 1.24(10e_a / T + 273.15)^{1/7}$$

ahol e_a az aktuális párányomás.

A telítési páráhiányt a telítettségi és aktuális párányomás különbségeként, relatív páratartalom és aktuális hőmérséklet értékekből képeztem. A talaj hőfluxust elhanyagolhatónak feltételeztem, mivel az állomány lombkoronája 15-20 m-rel a talaj felszíne felett található, így

a talaj hőforgalma a lombkorona számára rendelkezésre álló energia szempontjából elhanyagolhatónak vehető. A talaj hőfluxus napi lépésű számítások esetén általában elhanyagolható (Federer et al. 2003).

Az aerodinamikus vezetőképességet a nullponteltolódás (Z_d) és az érdeesség (Z_0) segítségével adtam meg:

$$C_{at} = \frac{v_a}{6,25 \left[\ln\left(\frac{z_m - z_d}{z_0}\right) \right]^2}$$

ahol v_a a referencia magasságra számított szélesség és z_m a referencia magasság.

Megállapodás szerint referencia magasságon az állomány magasság (z_{veg}) feletti 2 méteres magasságot értjük (Dingman 2001). A szélesség értékek nem az erdő referencia szintjéről származtak, így azt logaritmikus szélprofil segítségével becsültem (Federer et al. 2003).

Az érdeességi magasság, zárt állomány, így a tölgy mintahely esetén az állomány magasság 5, egyéb vegetáció, így a parlag mintahely esetén 13%-a (Brutsaert 1982). A nullponteltolódás magasságát szintén Federer et al. (2003) alapján a következő képlet segítségével becsültem:

$$z_d = z_{veg} - z_0 / 0.3$$

A levél vezetőképesség (C_{leaf}) számításához Jarvis (1976) módszerét használtam:

$$C_{leaf} = g_{lmin} + f_T f_D f_R f_w f_C (g_{lmax} - g_{lmin})$$

ahol g_{lmin} a minimális levél-vezetőképesség, g_{lmax} a maximális levél-vezetőképesség, f_T, f_D, f_R, f_w, f_C függvények, melyek a hőmérséklet, a párányomás deficit, a globálsugárzás, a nedvesség stressz és a légköri szén-dioxid hatását fejezik ki a sztóma működésére. A maximális levél vezetőképesség értéke a tölgy mintahelyen 6,3, a parlag mintahelyen pedig 7,0 volt (Federer et al. 2003). Az állományi vezetőképességet az aktuális levélfelületi index-el való szorzással kaptam.

A potenciális transzspirációt a vegetáció számára rendelkezésre álló talajnedvesség nem befolyásolja, emiatt $f_w=1$. A légköri szén-dioxid koncentráció emelkedése okozta hatással nem foglalkoztam, így $f_C=1$.

A hőmérséklet függvény egy optimális ($f_T=1$) és két fél parabola alakú részből áll:

$$f_T \begin{cases} = 0 \rightarrow T_a < T_L \\ = 1 - [(T_1 - T_a)/(T_1 - T_L)]^2 \rightarrow T_L < T_a < T_1 \\ = 1 \rightarrow T_1 < T_a < T_2 \\ = 1 - [(T_a - T_2)/(T_H - T_2)]^2 \rightarrow T_2 < T_a < T_H \\ = 0 \rightarrow T_a < T_H \end{cases}$$

ahol T_a a napi középhőmérséklet és T_L, T_1, T_2 és T_H paraméterek, melyek értékei sorban a következők voltak: 0,10,30 és 40°C.

A párányomás deficit függvénye (f_D) lineárisnak feltételezett (Lohammar et al. 1980):

$$f_D = c_D / (c_D + VPD)$$

ahol c_D egy konstans, melynek értéke 2 kPa-ban rögzített (Federer et al. 2003).

A globálsugárzás függvényét (f_R) Stewart (1988) alapján határoztam meg:

$$f_K = \frac{12.78G_S}{11.57G_S + 104.4}$$

ahol G_S a globálsugárzás ($\text{MJ}/\text{m}^2/\text{day}$).

A vegetációs időszak csapadékeseményei idején az intercepciós párolgás előnyt élvez a transzspirációval szemben, mivel azt nem fékezi sztómatikus ellenállás (*Dingman* 2001). A csapadékos napokon a potenciális transzspirációt az intercepciós víz párolgásának napon belüli arányának alapján redukáltam (*Kroes et al.* 2008):

$$T_{red} = (1 - W_{frac})T_p$$

ahol T_{red} a redukált potenciális transzspiráció, W_{frac} az intercepciós párolgás napon belüli aránya és T_p a potenciális transzspiráció. W_{frac} az adott napi intercepciós párolgás és a potenciális intercepciós párolgás hányadosaként képezhető. A korrekció a teljes vizsgált időszak potenciális transzspirációját 4,1%-al csökkentette a tölgy és 1,1%-al a parlag mintahely esetén.

Potenciális talajfelszín párolgás

A potenciális talajfelszín evaporáció (E_p) nagyságát a talaj felszínén elérhető energia és az avarfelszín párazáró hatása együttesen határozza meg. A számításhoz a transzspirációhoz hasonlóan a Penman-Monteith modellt alkalmaztam (*Monteith* 1965). A talajfelszínen elérhető nettó sugárzást (R_t) a Beer-Lambert függvény segítségével számoltam (*Federer et al.* 2003):

$$R_t = R_{net} \times \exp(k(LAI + SAI))$$

ahol R_{net} a korona feletti nettó sugárzás, k a fény kioltási koefficiense, LAI a levélfelület index és SAI a törzs felület index.

A k koefficiens értékére *Breda* (1995) tölgy fafaj esetén 2 és 5 közötti LAI esetén 0,4 és 0,5 közötti értéket ajánlott, míg *Federer et al.* (1996) lombos állományok esetén 0,6-os értéket javasolt. A koefficiens értékét a tölgy mintahelyen 0,5-nek állítottam be. A parlag mintahely esetén *Federer et al.* (1996) 0,7-es ajánlását követtem.

A tölgy mintahelyen a vegetációs időszakban a nettó sugárzásnak 5, a vegetációs időszakon kívül pedig mintegy 37%-a jut le az erdő avarszintjéig. Ez összhangban van a síkfőkúti tölgyes 5,5, illetve 42,5%-os eredményével (*Justyák* 1987). Egy Soproni-hegységi bükkös sugárzás intercepciója a lombtalan állapot 65-75%-os értékéről a teljes kilombosodás eléréséig 90% fölé emelkedett (*Vig* 2002).

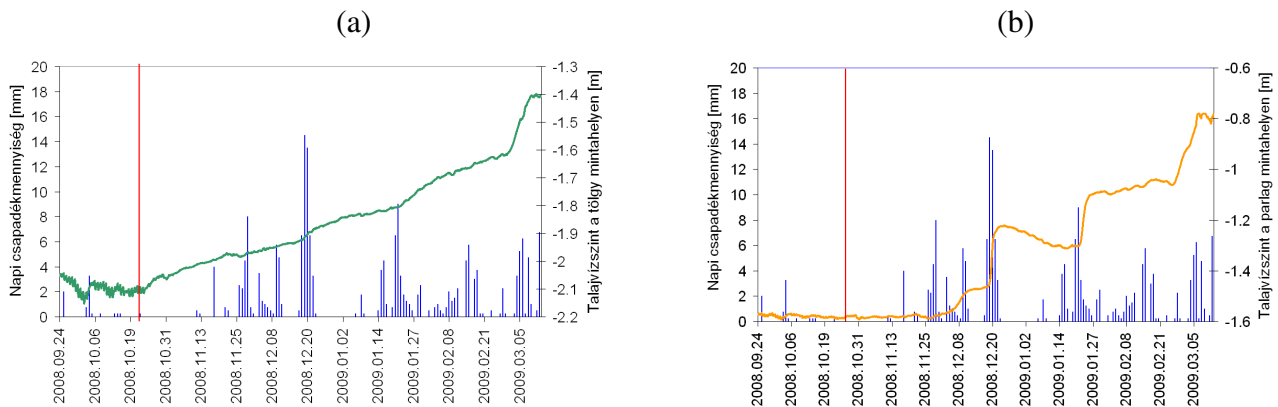
A parlag mintahely esetén a kisebb levélfelület ($1,1 \text{ m}^2/\text{m}^2$) miatt a nettó sugárzásnak 58%-a jut le a talajfelszínig a vegetációs időszakban.

A talajfelszín ellenállására (R_s) erdő felszínborítás esetén *Shuttleworth és Gurney* (1990) 500 s/m-t javasolt, mely a felszínközeli talajréteg potenciális (szántóföldi vízkapacitásnál magasabb talajtelítettség) körülményei között érvényes. A parlag felszín esetén nem állt irodalmi javaslat a rendelkezésemre, így az ellenállást ott is 500 s/m-nek határoztam meg. A felszín aerodinamikus ellenállásának számításához szélesebséget és különböző felszín jellemzőket (levélfelületi index, referencia magasság, érdesség, nullponteltolódás) használtam fel (*Jansson és Karlberg* 2001).

Alsó határfeltétel

A vegetációs időszakban az alsó határfeltételt a talajvíz-fluktuáció módszer segítségével számított utánpótlódás értékek képezték.

A modell alsó határfeltételének beállításakor kérdésként merült fel, hogy vajon a vegetációs időszakban tapasztalt talajvíz-utánpótlódás jelen volt-e a vegetációs időszakon kívül is vagy a talajvizet ezen időszakban kizárólag a csapadék beszivárgása táplálta. A vegetációs időszakon kívül a talajvíz a szignifikáns csapadékeseményekre viszonylag határozottan válaszolt, különösen a parlag mintahely esetén (38. ábra).



38. ábra: A talajvízszint és a napi csapadékmennyiség alakulása a tölgy (a) és parlag (b) mintahelyeken 2008. szeptember 24 és 2009. március 12 közötti időszakban

A talajvíz párologtatási időszakának végét jól mutatta a talajvíz napi hullámzásának megszűnése 2008. október 24-e környékén. Az ezt követő egy hónap során csekély mennyiségű csapadék esett, miközben a párolgás sem volt jelentős, melynek eredményeképpen a talajvízszint a parlag mintahelyen nem változott számottevően, mely a háttérből történő utánpótlódás csekély mértékére utalt. A tölgy mintahelyen kisebb mértékű emelkedés volt megfigyelhető, mely nagy valószínűséggel a háttérből történő talajvíz-utánpótlódás hatása.

2008. november végétől az időjárás csapadékosabbá vált, melynek hatására a talajvízszint több lépcsőben megemelkedett. A parlag mintaterületen a csapadékesemények határozott megjelenése a talajvízszintben elsősorban a sekély talajvízmélységnek volt köszönhető.

A tölgy mintahely talajvízszintjében – a parlagterülettel ellentétben – a vegetációs időn kívüli nagyobb csapadékok hatása késleltetve, fokozatosan jelentkezett. Ennek oka lehet többek között a tölgy mintahely jelentősen mélyebb talajvízszintje.

A modellezés során, a vegetációs időszakon kívül mindkét mintahelyen elhanyagolható talajvíz-utánpótlódással számoltam, kivéve mindkét év kora őszi időszakát.

Aktuális transzspiráció és talajfelszín evaporáció

Száraz és forró területeken a potenciális párolgás nagysága nagymértékben meghaladhatja az aktuális párolgás mennyiségét, hiszen azt a víz elérhetősége korlátozza. Azokban a térségekben, ahol bőséges csapadék hull, ott csak a párolgáshoz szükséges energia korlátoz, így az aktuális párolgás általában megegyezik a potenciális értékével (Dingman 2001). A mintaterületen általában kevesebb csapadék esik, illetve jut a talajba, mint a potenciális evapotranszpiráció értéke (5. táblázat).

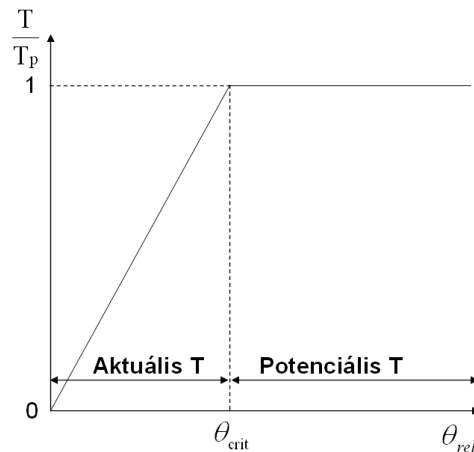
5. táblázat: Csapadék és párolgási jellemzők Nyíregyházán (1951-2000)

Évi csapadék (mm)	524
Potenciális evapotranspiráció (mm)	668
Évi csapadék és potenciális evapotranspiráció aránya (%)	78,4

Az aktuális transzspiráció értéke meghatározható a gyökérszóna által átfogott talajprofil relatív nedvességtartalmával, mely tulajdonképpen a növényzet számára aktuálisan hozzáférhető víz, a diszponibilis víz arányában kifejezve (Granier *et al.* 1999):

$$\theta_{rel} = \frac{\theta - \theta_{pwp}}{\theta_{fc} - \theta_{pwp}}$$

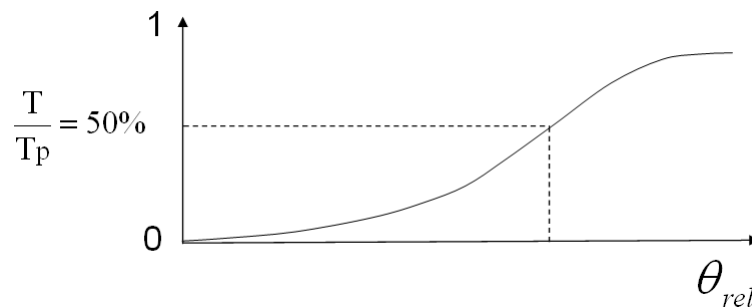
ahol θ az aktuális nedvességtartalom, θ_{pwp} a hervadásponthoz tartozó víztartalom és θ_{fc} a szántóföldi vízkapacitás értéke. Az aktuális és potenciális transzspiráció értékének hányadosa és a talaj relatív nedvességtartalma egy függvényt képez (39. ábra).



39. ábra: A T/T_p arány és a talaj relatív nedvességének összefüggésének általános formája (Dingman 2001 nyomán)

A θ_{crit} az a relatív nedvességtartalom, mely alatt az aktuális transzspiráció a potenciális szint alá csökken és így nedvesség-stressz lép fel.

Az aktuális transzspirációt (T) a Hydrus 1-D modell minden olyan modellrétegre számolta, ahol a normalizált gyökérsűrűség nulla feletti volt. A modellezés során a van Genuchten (1987) által javasolt függvényt használtam az aktuális transzspiráció becsléséhez (40. ábra).



40. ábra: A T/T_p arány és a talaj relatív nedvességének összefüggése (van Genuchten 1987 nyomán)

A van Genuchten modell két paramétert igényel az aktuális transzspiráció meghatározásához, melyek közül az egyik az a potenciálérték (talaj nedvességtartalom), amelyen a potenciális transzspiráció felére csökken (ψ_c). A paraméter értékét a modell kalibrációja során -600 cm vízszlop-nyomásra állítottam be, míg a másik paraméter értékére (p_0) a *van Genuchten* (1987) által javasolt értéket használtam.

A függvény nem számol a telítettséghez közeli oxigénhiányos talajállapot miatti vízfelvétel csökkenéssel. Mivel tartósan telített állapot a talajfelszín közelében csak ritkán fordul elő, így ez valószínűleg nem zavarta a talajnedvesség szimulációt. Kutatási eredmények szerint a kocsányos tölgy meglehetősen érzéketlen a fokozott talajnedvességre, így az magas transzspirációt képes fenntartani telítettséghez közeli állapot esetén is (*Dreyer et al.* 1990).

A gyökérzet alkalmazkodóképességének figyelembe vételére a kiegyenlítő vízfelvétel lehetősége szolgál. A kisebb gyökérsűrűségű mélyebb rétegekből történő vízfelvétel részben vagy teljes egészében kiegyenlítheti a felszínközeli alacsonyabb nedvességellátottságból adódó csökkenő vízfelvételel. A kiegyenlítő vízfelvétel természetesen csak az adott rétegben fellelhető gyökérzet arányában jelentkezik. A paraméter értékére *Simunek és Hopmans* (2009) a mezőgazdasági kultúrnövények esetén kisebb, az aridabb területeken élő természetes vegetáció esetén pedig nagyobb kiegyenlítő érték alkalmazását javasolta.

A nedvesség-redukciós függvény és a kiegyenlítő vízfelvétel együttesen a növényi párologtatás mélységbeli eloszlását befolyásolták. A felszínhez közeli talajrétegekből történő vízfelvétel viszonylag gyorsan csökkent le mindkét mintahelyen, ugyanakkor a talajvízfogyasztás (talajvíz-fluktuációval becsült) még a legmélyebb talajvízszintek idején sem esett vissza számottevően, miközben a felső talajrétegek nedvességtartalma közel volt a hervadás-ponti értékekhez. Emiatt mindkét mintahelyen magas kompenzációs értéket (90%-os) alkalmaztam.

A talajnedvesség változásából nem számoltam aktuális transzspirációt, mivel ahhoz, a talajvíz zónáját is magában foglaló nagy vertikális sűrűségű mérésre lett volna szükség.

Az aktuális talajfelszín párologtatót a Hydrus 1-D modell a legfelső talajréteg aktuális talajnedvesség tartalmának és hidraulikus vezetőképességének függvényében számolta.

3.3.2 Talajvíz fogyasztás becslése a talajvíz- fluktuáció módszerével

A vegetációs időszak csapadékmentes időszakaiban egy határozott napi ingadozás látható a felszínközeli talajvizekben (*Bond et al.* 2002, *Gribovszki et al.* 2008a). A napi talajvíz-fluktuációt többnyire a vegetáció napi transzspirációja okozza.

A talajvíz-fogyasztást (T_v) mindkét helyen a mért talajvízszintek alapján becsültük. Egy új módszer empirikus változatát használtam, melyet *Gribovszki et al.* (2008b) a *White* (1932) módszer alapján fejlesztett ki, arra az alapvető feltételezésre építve, hogy a talajvíz-utánpótlódás (Q_{net}) változik a nap folyamán. A hajnali órákban T_v elhanyagolható, így az egységnyi felületen jelentkező készletváltozás (dS/dt) a nettó talajvíz-utánpótlással egyenlő:

$$\frac{dS}{dt} = S_y \frac{dh}{dt} = Q_{net}$$

ahol h a talajvízmélység és t az idő.

A nettó talajvíz-utánpótlódás tehát nem állandó a nap folyamán, hanem jelentősen fluktuál a folytonosan változó hidraulikus gradiens következtében. E megközelítésben a napi maximális és minimális utánpótlódás (Q_{net}) értékét a napi maximális és késő éjszakai átlagos differenciális változásából számoltuk. A napi maximális és minimális nettó utánpótlódási ráta értékét ezután a napi minimális és maximális talajvízszintek időpontjaiba helyeztük. A maximális és minimális utánpótlódások közötti adathiányokat spline interpolációval sűrítettük

be. A talajvíz-fogyasztás értékét a napi nettó utánpótlódás és a készletváltozás különbségeként képeztük (Gribovszki *et al.* 2008b).

$$T_{iv} = Q_{net} - S_y \frac{dh}{dt}$$

A fajlagos hozam becslésére több módszer ismeretes. A klasszikus értelemben vett S_y megfeleltethető annak a vízteleníthető hézagterfogatnak, mely a telítettségi és szántóföldi vízkapacitás különbségeként értelmezhető:

$$S_y = \theta_{sat} - \theta_{fc}$$

ahol θ_{sat} a porozitás és θ_{fc} a szántóföldi vízkapacitás értéke (Healy és Cook 2002).

E megközelítés egy adott fizikai féleségű talaj teljes leürülésével számol, mely azonban hosszú időt vesz igénybe, így a napon belüli utánpótlódás számítására nem alkalmas. E megközelítés egy további változata már a talajvíz mélységét is figyelembe veszi, mivel a talajvízmélység növekedésével egyre nagyobb lesz a vízteleníthető hézagter nagysága, melynek következtében a fajlagos hozam értéke is növekszik (Shah *et al.* 2007). Az S_y meghatározásának további lehetséges módja a csapadékesemények mennyisége és azt követő talajvízszint emelkedések mértéke közötti összefüggés alkalmazása.

Az azonnal rendelkezésre álló fajlagos hozam értékét a talajszövet alapján becsültem. Loheide *II. et al.* (2005) egy háromszög diagrammot készített, melynek alapján az S_y 0,03 és 0,1 között változott a tölgy mintahelyen és 0,03 és 0,12 között a parlag mintahelyen. Az S_y alacsonyabb értékére utalt a legelső víztartó képesség függvény és a mintaterület környékének alacsony hidraulikus gradiense.

A párolgás számítását a 2-3 mm-es csapadékok nem befolyásolják, mivel a kis csapadékok az intercepciós veszteség miatt nem képesek számottevő talajvíz-utánpótlás kialakítására. Nagyobb csapadékok (> 5 mm) a becslést a csapadékesemény után 2 napig is befolyásolhatják, így ezen időszakokat kizártam az elemzésből (Gribovszki *et al.* 2008b). A kizárt időszakokban a talajvíz-fogyasztás nem jelentős az intercepciós és talajfelszín párolgás következtében.

A talajvíz-fluktuáció módszere elsődlegesen a telített zóna készletváltozását írja le, ugyanakkor közvetetten, a kapilláris zóna elhelyezkedésétől függően (részben vagy teljesen) magába foglalhatja a telítetlen zóna talajnedvesség változását is.

3.3.3 Távérzékelte és lokálisan modellezett ET összehasonlításának módszere

Az aktuális evapotranszspiráció (intercepció + transzspiráció + talajfelszín evaporáció) becslésére különböző távérzékelési módszereket is kidolgoztak. Szilágyi és Józsa (2009b) a MODIS távérzékelési műhold felszínhőmérsékleti adatbázisát használta fel egy új párolgás becslési módszer kifejlesztéséhez. A havi aktuális evapotranszspiráció térképek a MODIS napközbeni felszín hőmérsékletének lineáris transzformációjának segítségével készültek havi bontásban, melyhez a párolgás komplementáris összefüggését (Morton 1983) használták fel.

A módszert Nebraskában (USA) és Magyarországon is tesztelték. Egy Nebraskai erdőborította vízgyűjtő átlagos évi becsült párolgása az új eljárással (624 mm) volt, mely csak kis mértékben tért el a vízháztartási mérleg alapján becsült értéktől (617 mm). A térbeli evapotranszspirációs adatok jól mutatják a különböző területek eltérő talajfizikai és hidrológiai tulajdonságait, valamint az ezek hatására kialakuló felszínborítás jelleget. A módszert Magyarországon három helyen validálták Eddy-kovariancia mérés segítségével.

Az új módszer alapján Szilágyi és Kovács (2010) 1 km térbeli felbontású havi aktuális párolgás felületeket készítettek Magyarországi területére a 2000-2008 közötti időszakra. A

számításokhoz a MODIS felszínhőmérséklet adatbázisát és különböző meteorológiai térképeket (csapadék, globálsugárzás, párányomás) használtak.

A tölgy és a parlag mintahelyek modellezett evapotranszpirációs értékét összevettem a távérzékelt becslés eredményével. Mivel a mintaterületek horizontális kiterjedése (ahol a becsült értékek érvényesek) kisebb, mint a térbeli modell felbontása, így a pixel-alapú közvetlen megfeleltetés nem volt lehetséges.

Az összehasonlításhoz mindkét mintahelyhez hasonló, de nagyobb kiterjedésű területeket határoltam le a mintahelyek 30 km-es körzetében. A parlag mintahelyet három, míg a tölgy mintahelyet pedig két hasonló terület párolgásával vettem össze. Mindegyik kijelölt területet a mintahelyekhez hasonló magas talajvíz és levélfelület index jellemzett.

3.3.4 A Hydrus 1-D modell jóságának tesztelése

A modell jóságának ellenőrzése céljából a szimulált talajnedvesség és talajvíz idősorokat összevettem a megfigyelt értékekkel mindkét mintahelyen. A meghatározottsági együttható (R^2) azt mutatja meg, hogy a megfigyelt idősor változásának hány százalékát magyarázza meg a szimulált idősor, viszont nem ad jellemzést a két idősor abszolút értékeinek eltéréséről:

$$R^2 = \frac{\left[\sum_{i=1}^N (S_i - \bar{O})(O_i - \bar{O}) \right]^2}{\sum_{i=1}^N (S_i - \bar{O})^2 \left(\sum_{i=1}^N (O_i - \bar{O})^2 \right)}$$

ahol S_i a napi szimulált adat i , $i = 1, \dots, N$, O_i a megfigyelt adat és \bar{O} a megfigyelt adatok átlaga. Az R^2 értéke 1-et közelíti, ha a szimulált idősor pontosan követi a megfigyelt dinamikát.

Az átlagos négyzetes gyök eltérés (RMSE=Root Mean Square Error) a következő módon fejezhető ki:

$$RMSE = \sqrt{\frac{\sum_{i=1}^N (S_i - O_i)^2}{N}}$$

Az $RMSE$ a megfigyelt és szimulált értékek eltéréséről, vagyis a szimulált idősor hibájának nagyságáról ad tájékoztatást.

A Nash–Sutcliffe modell hatékonysági jellemzőt (ME=Model Efficiency) *Servat és Dezetter* (1991) az egyik legjobb módszernek írták le hidrológiai szimulációk általános jóságának megítélésére:

$$ME = 1 - \frac{\sum_{i=1}^N (O_i - S_i)^2}{\sum_{i=1}^N (O_i - \bar{O})^2}$$

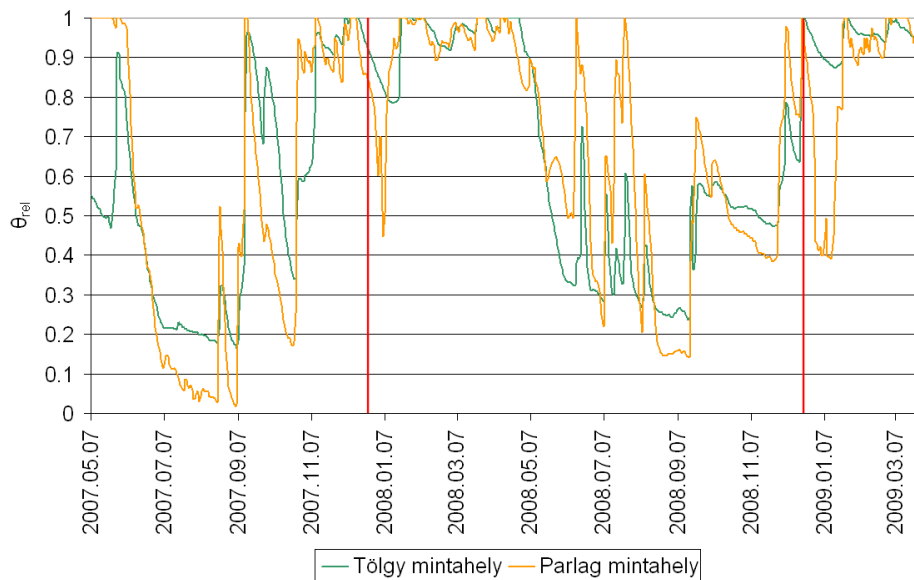
Az ME a modell szimuláció jóságát számszerűsíti a megfigyelt értékek átlagával való összehasonlítással. Pozitív érték esetén a modell jobban tükrözi a valóságot, mint a megfigyelt értékek átlaga.

4. Eredmények

A talajnedvesség-és talajvízszint idősorainak bemutatását követően a Hydrus 1-D modell kalibrálási folyamatát foglalom össze. Ezután részletesen elemzem az egyes vízforgalmi összetevőket, különös tekintettel a talajvíz-fogyasztásra. Az eredmények távérzékelési módszerrel való összevetése után a tölgy és parlag mintahely részletes vízforgalmi összehasonlítása következik.

4.1 Talajnedvesség- és talajvízszint dinamika

A talajnedvesség szezonális ingadozást mutatott mindkét mintahelyen, a talajnedvesség a felszín közelében általában május elejétől csökkent majd szeptembertől indult újra emelkedésnek. A vegetáció számára hozzáférhető vizet (θ_{rel}) ábrázoltam mindkét helyszínen a felső 40 cm-es rétegben (41. ábra).

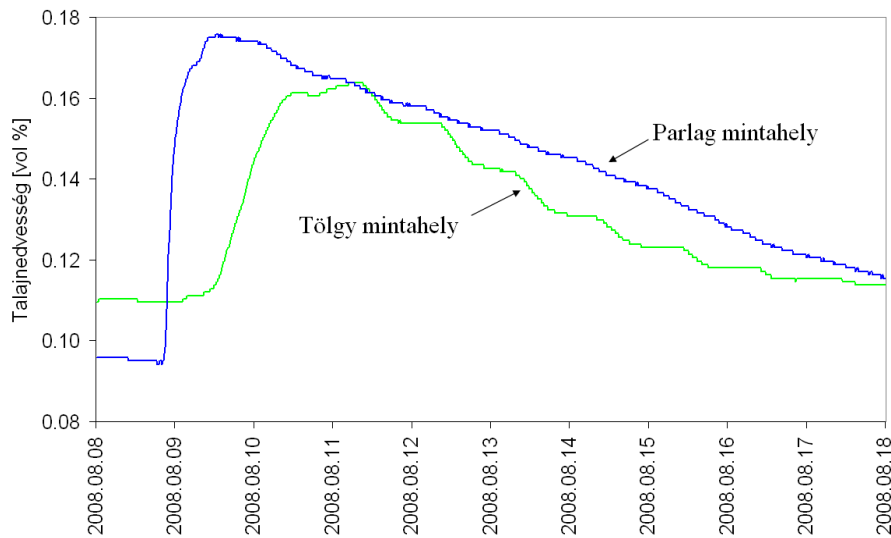


41. ábra: A felső 40-cm-es talajréteg elérhető víztartalmának változása a tölgy és parlag mintahelyeken

A felső talajrétegek nyáron mindkét mintahelyen erősen kiszáradtak. Megfigyelhető azonban, hogy a parlag mintahely szélsőségesebb vízgazdálkodású, azaz nyáron a szárazabb periódusokban erőteljesebben kiszáradt, viszont csapadékos időjárási helyzetekben gyorsabban telítődött. Az erdő talajának vízháztartása kiegyenlítettebb képet mutatott, melynek oka a nagyobb intercepciós veszteségben és az avartakaró párazáró hatásában rejlik. A csapadékmentes időszakokban mindkét helyszínen a talaj sekélyebb rétegei kezdtek el először kiszáradni, mely elsősorban a légyszárú vegetáció jelenlétének és a talajfelszín párolgás és transzspiráció együttes hatásának tulajdonítható.

Nagyon száraz körülmények uralkodtak 2007 nyarán a talaj felső rétegeiben, a talajnedvesség közel hervadásponthoz csökkent mindkét mintahelyen. A talajfagy szignifikáns talajnedvesség csökkenésként jelentkezett a mintahelyeken 2008 és 2009 januárjában, melyhez nagymértékben hozzájárult a hótakaró hiánya. A talajfagy megjelenése a parlag mintahelyen sokkal erőteljesebb volt, mint a tölgy mintahelyen, melynek oka, hogy a tölgy mintahely avarja bizonyos mértékben megvédte a minerális talajt az erős légköri fagytól.

A felső talajrétegek nedvessége nagyfokú fluktuációval jellemezhető. A transzspiráció és talajfelszín evaporáció hatása jól látható a 10 cm mélységben lévő szenzor által mért talajnedvesség változásában nagyobb nyári záporokat követő napokban (42. ábra).

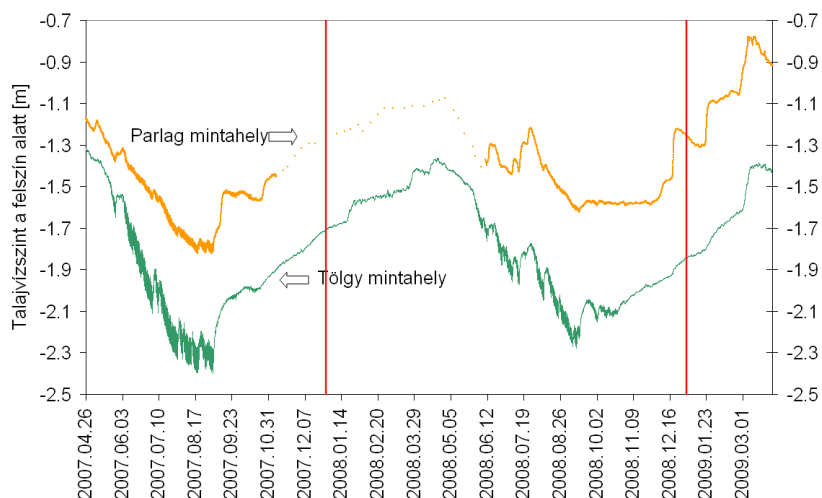


42. ábra: A 10 cm-es talajnedvesség változása 2008 augusztusában egy 10 napos periódus során a tölgy-és parlag mintahelyeken

A beszivárgási front a tölgy mintahelyen később érte el a 10 cm-es mélységet, melynek oka a nagyobb intercepciós veszteség (avar tározási kapacitás) miatti késleltetett infiltráció lehetett. A talajnedvesség a nappali órákban gyorsabban süllyedt, mint éjjel, különösen a tölgy mintahelyen.

Arid területeken megfigyelhető az úgynevezett hidraulikus lift jelensége, melynek során a mélyebb gyökerek az éjjeli órákban vizet vesznek fel és azt felfelé továbbítják a gyökérszerben, majd a finomgyökerek segítségével a nedvességet kiengedik az alacsonyabb nedvességtartalmú talajrétegekben (Richards és Caldwell 1987). A jelenség biztosíthatja bizonyos fafajok túlélését száraz körülmények között is (Breda et al. 2006). A hidraulikus lift jelenségét nem tapasztaltam egyik mintahelyen sem, feltehetőleg a folytonos talajvíz hozzáférés lehetősége miatt.

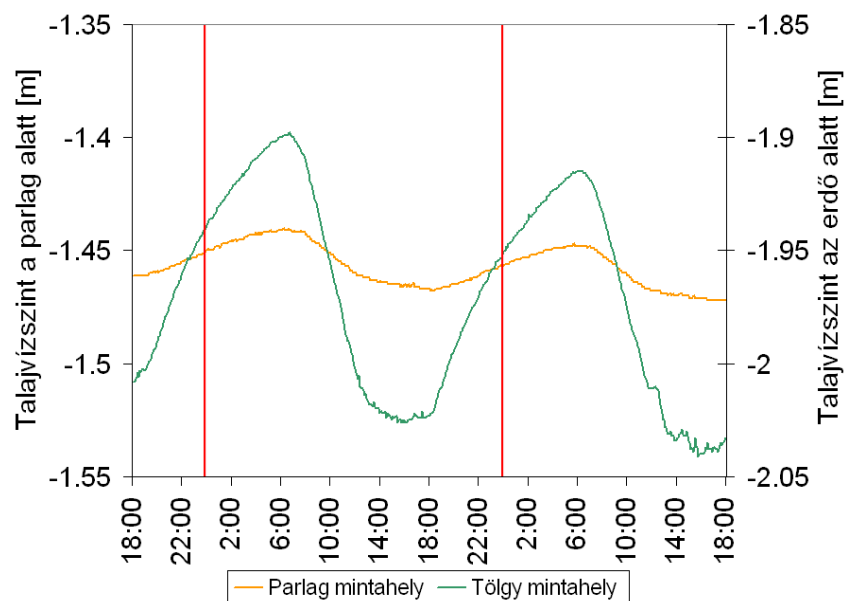
A talajvízszint a talajnedvességhez hasonló szezonális ingadozást mutatott (43. ábra).



43. ábra: A talajvízszint ingadozása a tölgy és parlag mintahelyen

A parlag mintahelyen a 2007-2008-as téli időszakban technikai problémák miatt szünetelt a folyamatos mérés, melyet a kiesett időszakban heti gyakoriságú kézi mérések helyettesítettek. 2007 tavaszán a két mintahely talajvízállásában meglévő mindössze 15 cm-es különbség a nyár végi csapadék megérkezéséig mintegy 60 cm-re nőtt. A 2008. évi tavaszi maximális vízállás április végén alakult ki mindkét mintahelyen, ekkor a különbség 30 cm körül alakult. A 2008. évi vegetációs időszak csapadékos volt, így ennek megfelelően a talajvízszint süllyedés elmaradt a megelőző évitől mindkét mintahelyen. A 2009. évi maximális talajvízszint az erdőben a megelőző évihez hasonlóan, a parlagon jelentősen a felett alakult.

A vegetáció napi párologtatásának hatására egy határozott napi hullámváz jelentkezett a talajvízszintekben (44. ábra).



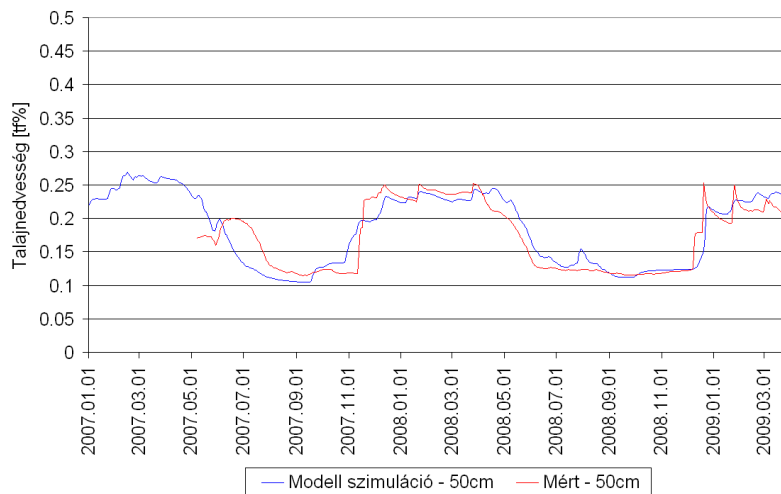
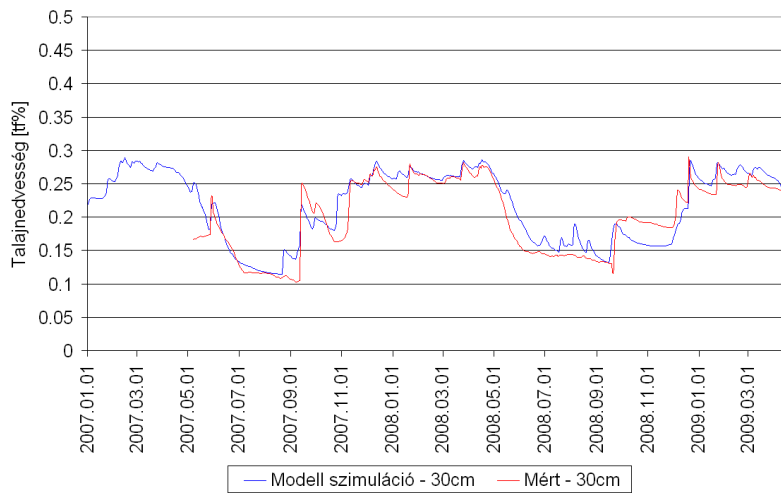
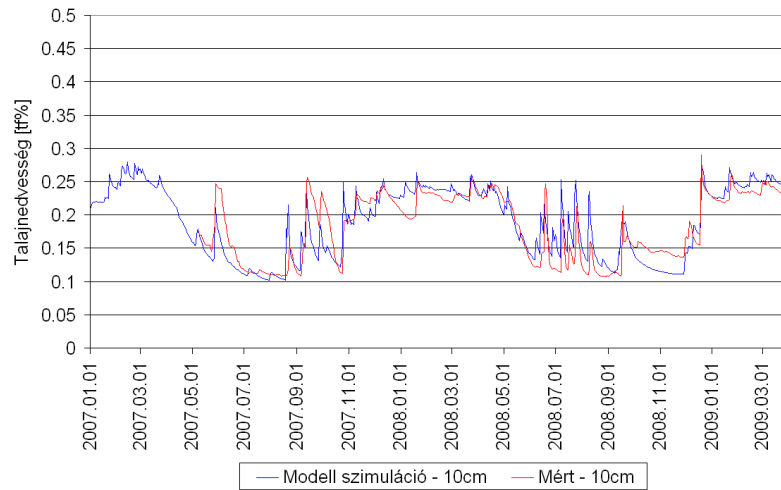
44. ábra: A talajvízszint napi hullámvázja a tölgy és a parlag mintahelyen

Egy jellemző száraz nyári napon a maximális talajvízállás a reggeli, a minimális a késő délutáni órákban alakult ki. A nappali órákban a párologási kényszer növekedése miatt a transzspiráció értéke meghaladja a háttérből történő utánpótlódást, így a talajvízszint süllyed. A késő délutáni órákban a talajvízszint rövid időre állandósul, ekkor az utánpótlódás nagysága megegyezik a növényzet transzspirációs igényével. Az éjszakai órákban a transzspiráció jelentősen lecsökken és így a talajvíz emelkedni kezd, míg a reggeli órákban a süllyedés előtt rövid időre ismét állandósul. Minél határozottabban jelentkezik a napi hullámváz, annál nagyobb mértékben használja a vegetáció az utánpótlódásból származó vízkészleteket.

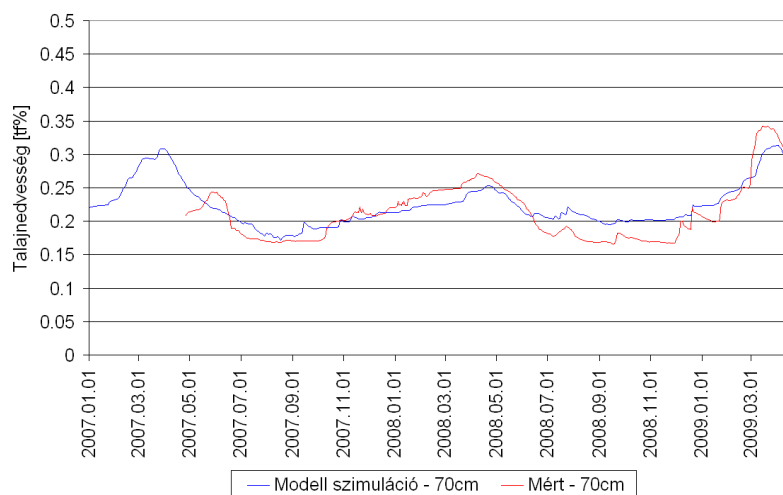
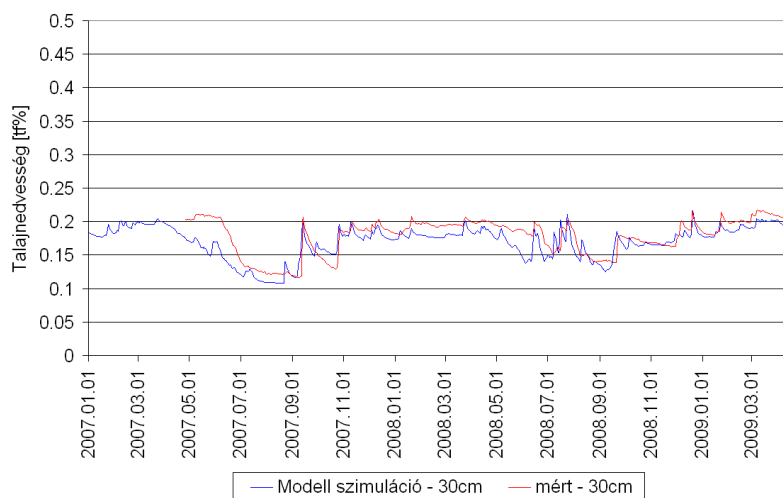
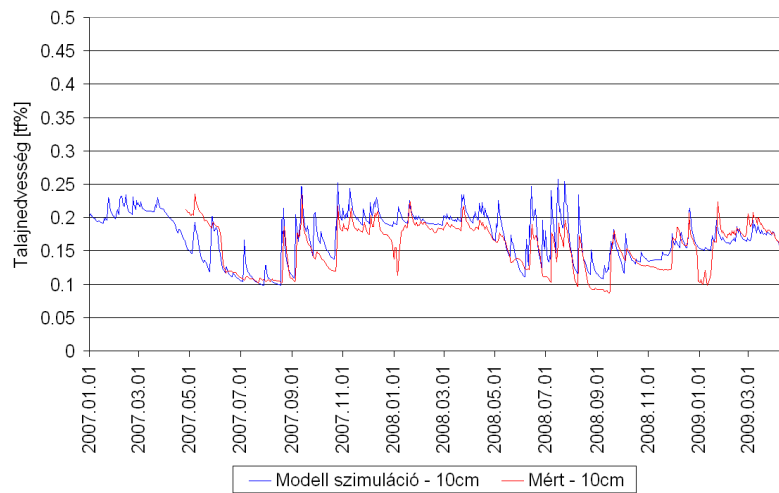
A napi periódusú ingadozásokat a párologáson kívül más jelenségek is okozhatják. Az árapály jelensége például 12 órás ciklust eredményez. Az antropogén hatások is megemlíthetőek (vízerőművek csúcsra járatása, szivattyútelepek működése), melyek napi szinten jelentős változásokat idézhetnek elő (Gribovszki et al. 2008a). A mérések során sem árapály jelenséget, sem antropogén hatást nem tapasztaltam.

4.2 A Hydrus 1-D modellek kalibrálása

A modelleket a mért talajnedvesség és talajvízszintek segítségével kalibráltam. A modell által szimulált talajnedvesség értékeket a talajnedvesség szenzorok pontos elhelyezkedése alapján számítottam. A mért talajnedvességek és a modell által szimulált értékek láthatóak a tölgy és parlag mintahelyeken a 45. és 46. ábrán.



45. ábra: A mért és szimulált talajnedvesség a tölgy mintahelyen

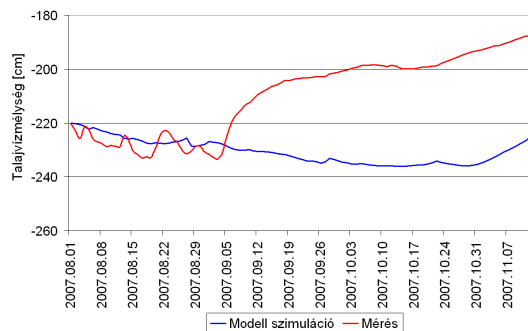


46. ábra: A mért és szimulált talajnedvesség a parlag mintahelyen

A talajnedvesség mérések és modell szimulációk általában jól egyeztek mind a száraz 2007-es, mind a csapadékos 2008-as évben. Nagyobb eltérés mutatkozott 2008 nyarán, amikor is a modell a nagyobb nyári záporok eredményeként a talajnedvesség megnövekedé-

sével számolt a mélyebb talajrétegekben is. A valóságban azonban a nyári csapadékok után intenzív párolgás jelentkezett, amit a modell a napi átlagok alkalmazása miatt nem vett figyelembe. Számottevő eltérést tapasztaltunk 2007-ben a vegetációs idő kezdetén is, melynek oka valószínűleg a monitoring eszközök telepítése miatti talaj- és vegetáció bolygatása lehetett. A téli időszak nagyobb eltéréseit a talajfagy okozta, mely főként a parlag mintaterületen volt szembetűnő.

A talajvízszint esetén nagyobb eltérést tapasztaltunk 2007 kora őszén a tölgy mintahelyen, amikor is a szimulált talajvízszintek jelentősen elmaradtak a mért értékektől (47. ábra).



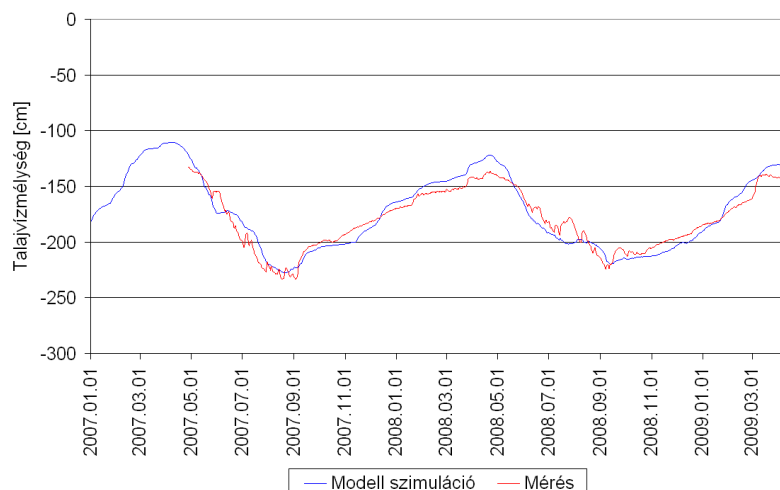
47. ábra: A mért és szimulált talajvízszintek a tölgy mintahelyen 2007. augusztus 1 és november 12 között

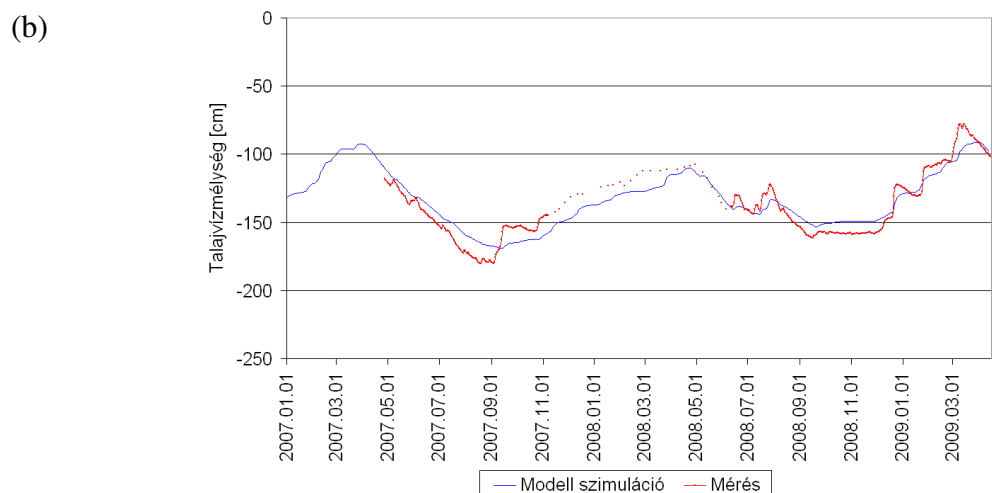
Leszivárgó csapadékvíz nem okozhatta a talajvíz hirtelen és gyors emelkedését, hiszen a beszivárgási front csak később, néhány hét múlva érte el a két méter mélységben tartózkodó talajvizet. Makropórus áramlás is előidézhet hasonló jelenséget, de ellenérvként hozható fel, hogy a tölgy mintahelyen a talajvíz 2007. szeptember 4. és 24. között folyamatosan emelkedett, miközben a csapadékos időszak már 12.-én véget ért.

Az eltérés valószínűsíthető oka, hogy a vegetációs periódus végén a csapadékos és hűvös időjárás következtében a párolgási kényszer és így a talajvíz-fogyasztás egyik napról a másikra minimálisra csökkent. Így az erdő által nyáron keltett talajvíz depresszió a környező magasabb területek felől történő talajvíz-utánpótlódás által töltődött fel. 2007 őszén a talajvíz egy hónap alatt több mint 30 cm-t emelkedett, 2008-ban csak kisebb mértékű emelkedés volt megfigyelhető. Az említett időszakban az augusztus végi hajnali minimális értékek segítségével becsültem a háttér talajvíz-utánpótlódás nagyságát. Az utánpótlás értékét lineárisan csökkentettem az egyensúlyi talajvízszint beállításának idejére.

Az említett időszakon kívül a szimulált talajvízszint értékek többé-kevésbé jól követték a mért értékeket (48. ábra).

(a)





48. ábra: A mért és szimulált talajvízszintek a tölgy (a) és parlag (b) mintahelyen

Az alkalmazott modell-hatékonysági mutatók eredményét mutatja a 6. táblázat.

6. táblázat: A különböző modell hatékonysági mutatók eredményei

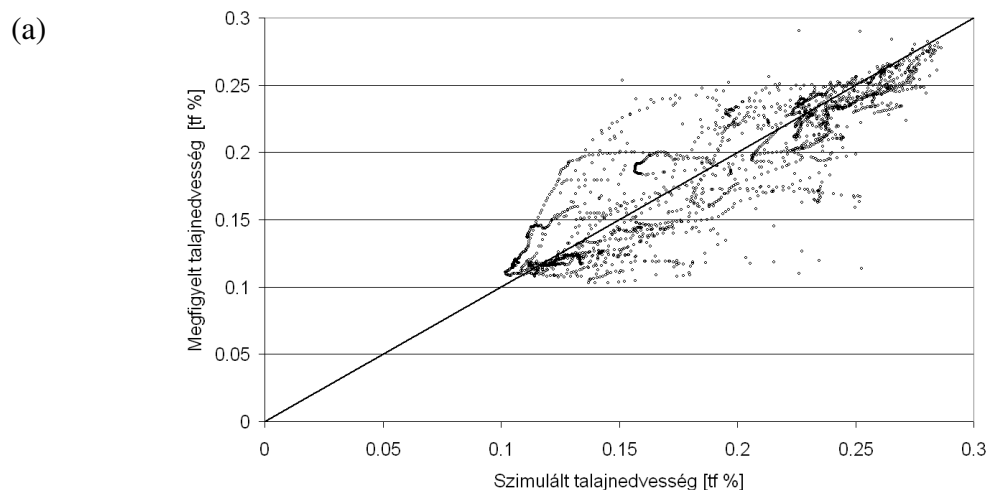
Tölgy	R^{2a}	$RMSE^b$	ME^c	Parlag	R^{2a}	$RMSE^b$	ME^c
Talajnedvesség (10cm)	0.72	14.91	0.69	Talajnedvesség (10cm)	0.57	16.01	0.47
Talajnedvesség (30cm)	0.83	11.95	0.79	Talajnedvesség (30cm)	0.66	10.83	0.47
Talajnedvesség (50cm)	0.78	13.52	0.76	Talajnedvesség (70cm)	0.82	9.83	0.78
Talajvízszint	0.92	5.03	0.88	Talajvízszint	0.88	5.11	0.87

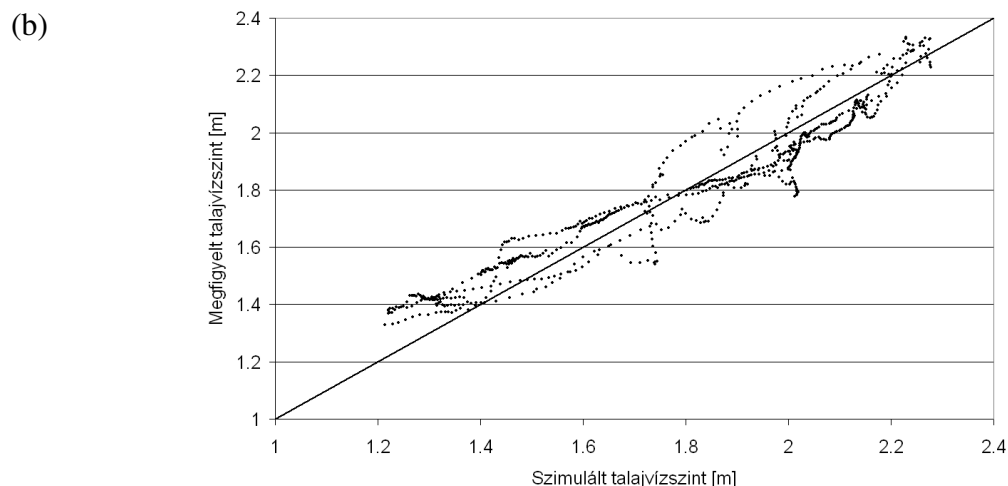
^a R^2 : meghatározottsági együttható

^b RMSE: átlagos négyzetes gyök eltérés (%-ban kifejezve)

^c ME: Nash-Sutcliffe modell hatékonysági mutató

A megfigyelt és szimulált talajnedvesség és talajvízszintek közötti eltéréseket napi szinten is megvizsgáltam. Nem találtam szisztematikus eltérést a szimulált és mért értékek között. Az átlagos eltérés a tölgy mintahelyen -0,0079 térfogat-százalék volt a talajnedvesség és 0,0094 méter a talajvízszintek esetén (49. ábra).





49. ábra: A megfigyelt és szimulált talajnedvességek (a) és talajvízszintek (b) összehasonlítása a tölgy mintahelyen

A modell kalibráció elsődlegesen a vegetáció tározási kapacitásának és a talaj hidraulikus paramétereinek módosításával történt, miközben az átlagos négyzetes gyök eltérést minimalizáltam és optimalizáltam a mért és szimulált változók grafikus illeszkedését.

A tölgy mintahely intercepciós veszteségét nagymértékben meghatározta az állomány tározási kapacitása. Először a vegetációs időszakon kívüli intercepciós veszteséget kalibráltam, melynek során a törzsek és ágak együttes kapacitásának 0,5 mm-es értékét elfogadtam (Larcher, 1994). Ezután az avar tározási képességét a kezdeti 1,26 mm-ről 0,5 mm-re csökkentettem a kalibráció során. A vegetációs időszakban a tározási kapacitás értékét a telítődési görbe f változójának módosításával kalibráltam.

A lombkorona (levél és ágrendszer) tározási kapacitása a maximális levélfelület idején 1,17 mm lett, mely jó egyezést mutatott az irodalomban fellelhető értékekkel. Andre *et al.* (2008) egy tölgyes állomány (3,8 LAI) tározási kapacitását 1,19 mm-nek becsülték. Rutter *et al.* (1975) és Dolman (1987) tölgyes állományok 0,8 mm-es tározási kapacitásáról számoltak be.

A parlag mintahely tározási kapacitását az a_i változó módosításával kalibráltam. A szimulált talajnedvesség legjobb illeszkedését a mért értékekre a vegetációs időszakban 1,1 mm-es, a vegetációs időszakon kívül pedig 0,5 mm-es tározási kapacitás mellett kaptam.

Az intercepciós veszteséget a talaj nedvesség-tartalmának változásából nem határoztam meg, mivel a talajnedvességet csak 70 cm-es talajmélységig mértem.

A talaj fizikai jellemzői közül a modellek kalibrációja során a víztartó-képesség függvények alfa és n paramétereit módosítottam kisebb mértékben, melynek hatására a víztartó képesség függvények nem változtak számottevően.

A telített hidraulikus vezetőképesség (K_s) kalibrációja során a Rawls *et al.* (1998) megközelítés segítségével becsült vezetőképességeket módosítottam. A tölgy mintahelyen a kalibrált K_s értékek a gyökérszónában $0,9 \times 10^3$ mm/nap és $2,9 \times 10^3$ mm/nap között változtak, míg 1,5 méternél mélyebben $1,4 \times 10^2$ mm/nap körüli értékek voltak jellemzők. A parlag mintahelyen a jellemző K_s értékek a gyökérszónában $1,5 \times 10^2$ mm/nap és $1,1 \times 10^3$ között változtak, míg a gyökérszóna alatt $0,8 \times 10^2$ mm/nap körül volt a jellemző érték.

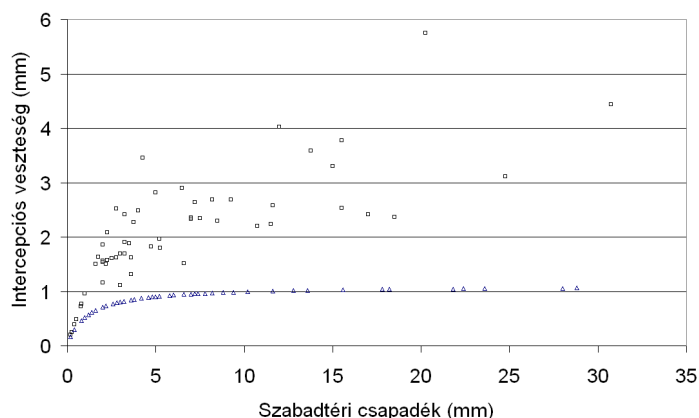
Az azonnal hozzáférhető fajlagos hozam értékét (S_y) a talajvíz-utánpótlódás meghatározásához használtam. Az S_y értékét kalibrálással állítottam be, mivel értéke jelentősen befolyásolta a talajvíz-utánpótlódás nagyságát. A kalibráció során a talajvízszintek jobb illeszkedését alacsonyabb S_y értékekkel sikerült elérni, így a kalibrált S_y érték 0,032 lett a tölgy és 0,029 a

parlag mintahelyen. A nyírségi felszínközeli rétegsorok alacsony hidraulikus vezetőképességéről számolt be *Völgyesi* (2004) is.

4.3 A vízforgalmi összetevők

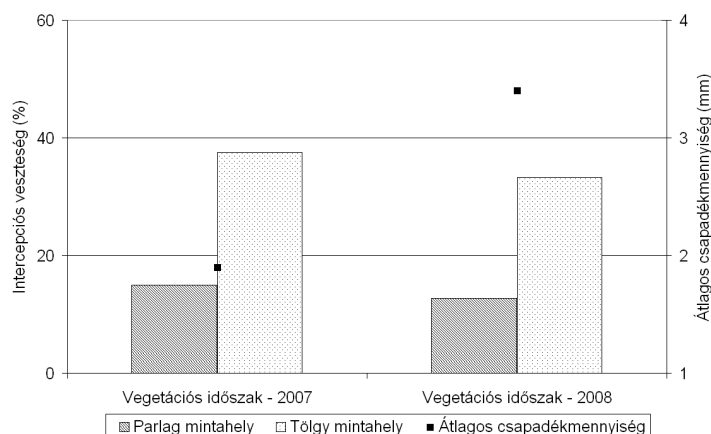
4.3.1. Intercepciós veszteség

A tölgy mintahelyen a teljes intercepciós veszteség a csapadék 34,6% volt, melyből 27,0% volt a korona és 7,6% az avar intercepció, mely jó egyezést mutatott más intercepciós kutatási eredményekkel (*Führer* 1994). A parlag mintahelyen az intercepciós veszteség kevesebb, mintegy 16,9%-a volt a szabadtéri csapadéknak. A tölgy mintahelyen az intercepciós párolgás a csapadékesemények közben és alatt jelentősen növelte, míg a parlag mintahelyen a felszín tározási kapacitása korlátozta az intercepciós veszteséget (50. ábra).



50. ábra: A szabadtéri csapadék és a korona intercepció 2008 vegetációs időszakában a tölgy (négyzet) és parlag (háromszög) mintahelyen

2008 vegetációs időszakában nagyobb volt az intercepciós veszteség abszolút mennyisége (128 mm), mint 2007-ben (98 mm). Ugyanakkor a szabadtéri csapadék százalékában kifejezett intercepciós veszteség 2007-ben (37,5%) nagyobb volt, mint 2008 (33,3%) hasonló időszakában, melynek fő oka 2007-ben az átlagosnál kisebb mennyiséget adó csapadékesemények nagyobb gyakoriságában keresendő (51. ábra).

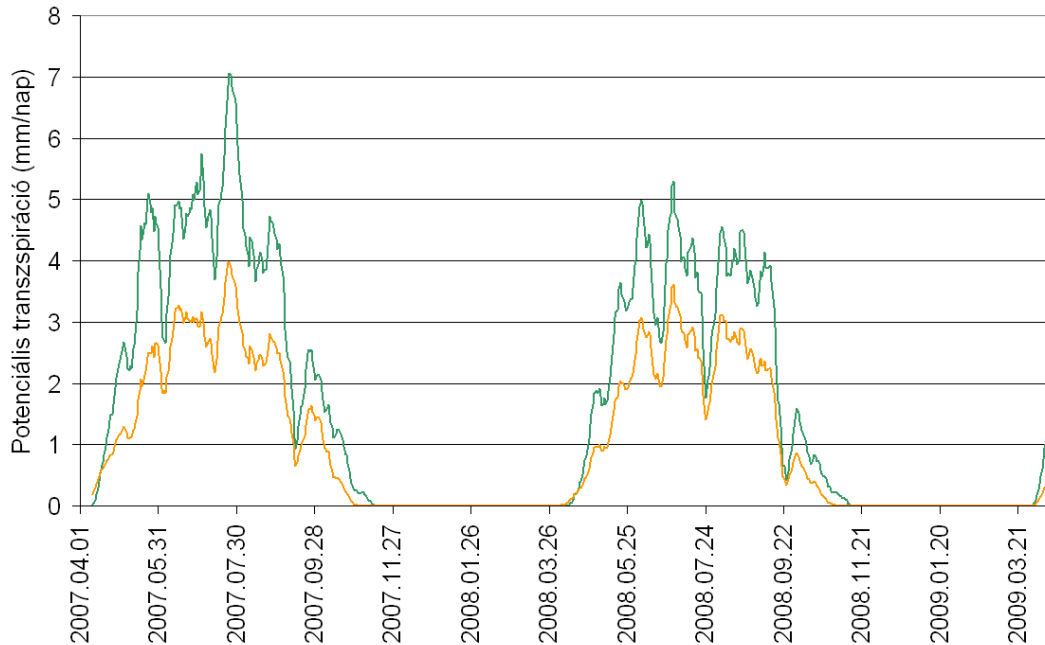


51. ábra: Az intercepciós veszteség (csapadék %-ban kifejezve) és a csapadékesemények átlagos csapadékmennyisége a vegetációs időszakokban a tölgy és parlag mintahelyen

4.3.2 Transzspiráció

Potenciális transzspiráció

A tölgy mintahely potenciális párologtatása jelentősen meghaladta a parlag mintahelyen becsült értékeket (52. ábra).



52. ábra: A potenciális transzspiráció 10 napos mozgóátlaga a tölgy és a parlag mintahelyen

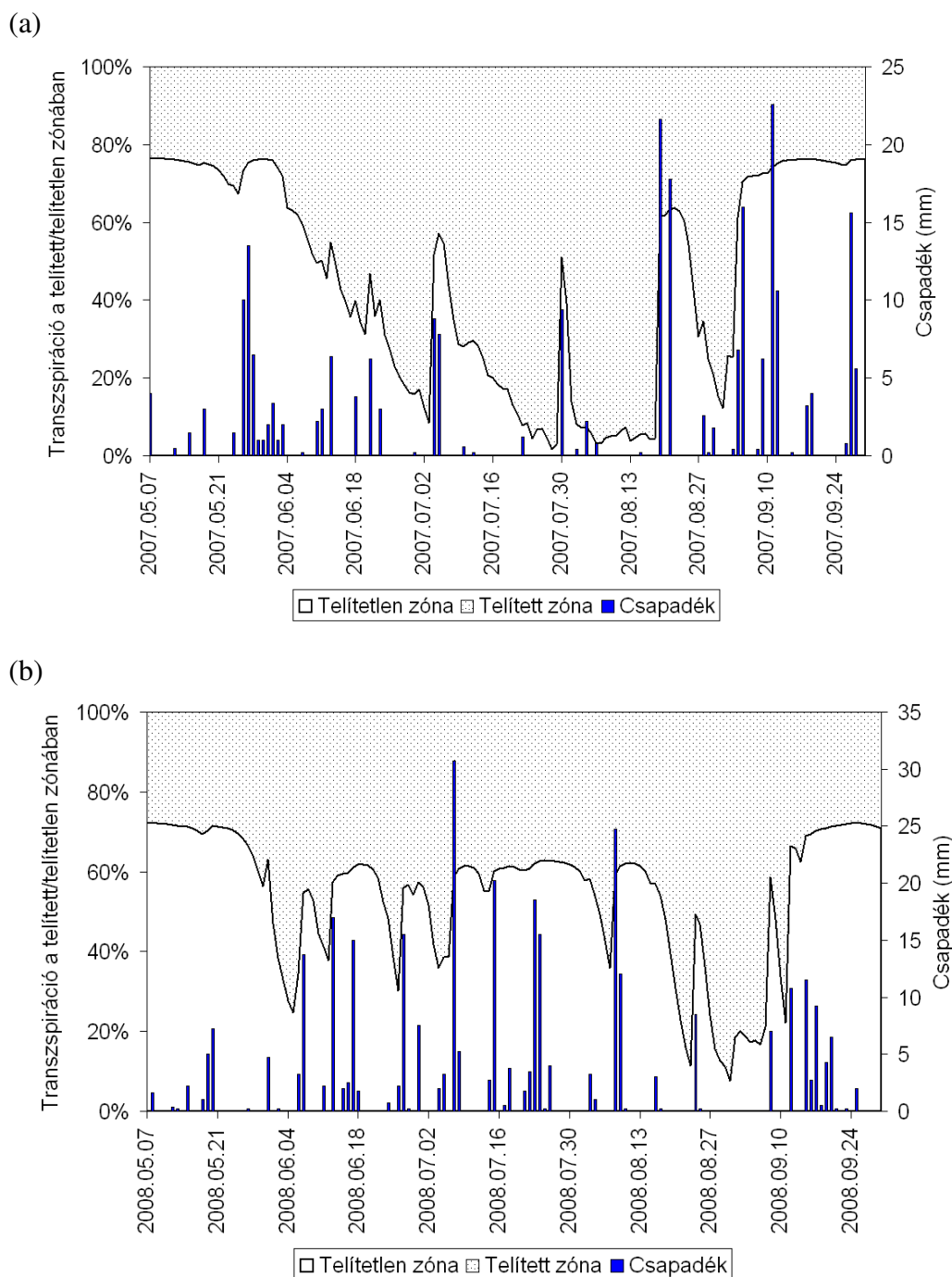
A maximális napi érték az erdő esetén elérte a 8, a parlag mintahelyen a 4,5 mm-t. A téli időszakokban az alacsony hőmérséklet és a levélfelület hiánya miatt általában elhanyagolható potenciális párologtatás volt jellemző.

A Hydrus 1-D modellel becsült aktuális transzspiráció

A vízfelvételért felelős gyökerek mindkét mintahelyen elérték a talajvíz kapilláris zónáját a teljes vizsgált időszak alatt, így az aktuális párologtatás a potenciális transzspirációhoz hasonlóan alakult. A modell szerint a tölgy mintahely teljes transzspirációja a vizsgált időszakban mintegy másfélszerese volt a parlag mintahelyen becsültnek.

Az irodalomban fellelhető tanulmányok különböző talajvíz-szinteket jelöltek meg a potenciális transzspiráció mélységét illetően, mely nagymértékben a helyi jellemzők függvénye (gyökérmélység, talaj fizikai félesége). *Gazal et al.* (2006) vizsgálata szerint egy nyaras transzspirációja 1,8 m talajvíz mélységig a potenciálissal megegyező volt, ugyanakkor a 3 méternél mélyebb talajvízszintnél a transzspiráció már csak fele volt a lehetségesnek. A talajvizet folytonosan elérő és fogyasztó vegetáció transzspirációja csak kis mértékben reagált a talajnedvesség változásaira (*Oren és Pataki* 2001).

A mintahelyek talajvíz-fogyasztását a szimulált talajnedvesség-profil alapján határoztam meg. A telített és telítetlen zóna határának megállapításához az adott talajréteg szántóföldi vízkapacitás értékét használtam, melyben egyidőben a kapilláris zóna tartózkodott. A Hydrus modell szimulációk alapján 2007 vegetációs időszakában a tölgy mintahely talajvíz fogyasztása a teljes transzspirációnak mintegy 66, 2008-ban pedig 50%-a volt (53. ábra).



53. ábra: A telített és telítetlen zóna vízfelvétele aránya és a csapadék változása a tölgy mintahelyen 2007 (a) és 2008 (b) vegetációs időszakában

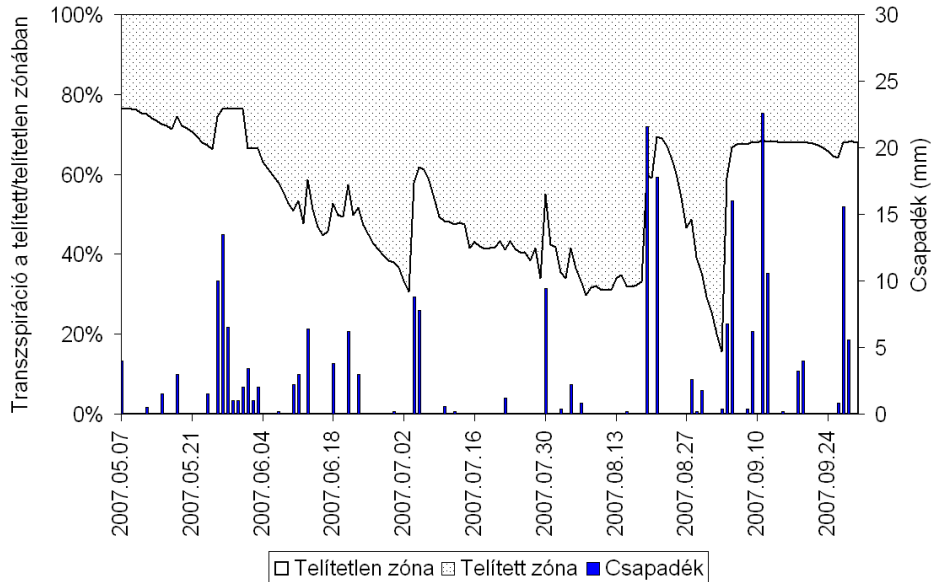
A vízfelvétel változása 2007 vegetációs időszakában a nyáron fellépő aszály hatását mutatta. A nyár elejéig a telítetlen rétegek szerepe jelentős volt a párolgási igény kielégítésében, majd a nyár folyamán a rövid csapadékos periódusoktól eltekintve jelentősen visszaesett. A telített zóna aránya a teljes vízfelvételeből a nyár száraz időszakában elérte a 90%-ot is.

A csapadékos időjárás következtében a transzspiráció 2008-ban eltérő képet mutatott. A telítetlen zóna egész nyáron jelentős vízkivétellel volt jellemezhető, aránya 50-60% körül mozgott a tölgy mintahelyen. A mélyebb rétegekből történő vízkivétel a vegetációs időszak

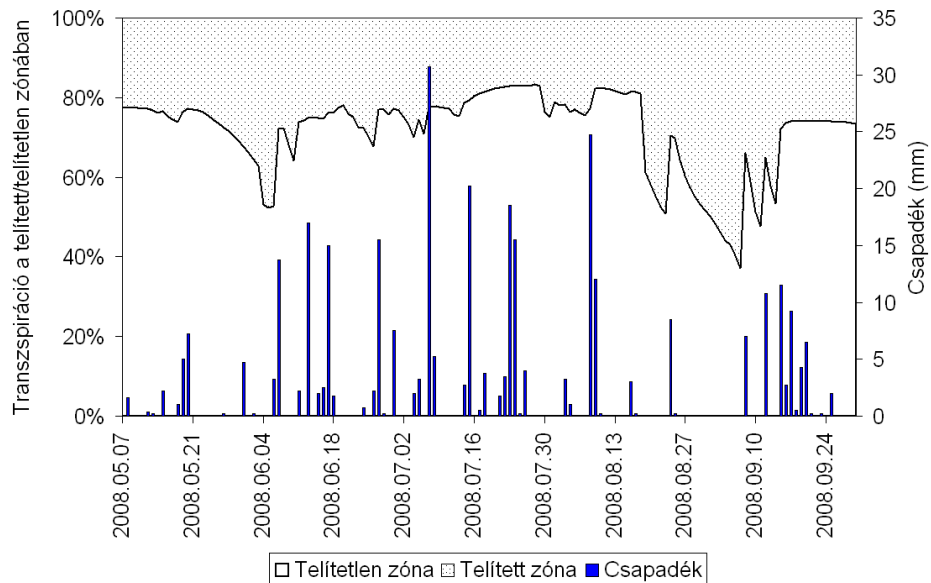
elején csak a rövid csapadékmentes időszakokban volt jellemző, majd augusztus folyamán jelentősen megnövekedett.

A parlag mintahely aktuális transzspirációjának időbeni megoszlása a tölgy mintahelyhez hasonló képet mutatott (54. ábra).

(a)



(b)



54. ábra: A telített és telítetlen zóna vízfelvételi aránya és a csapadék változása a parlag mintahelyen 2007 (a) és 2008 (b) vegetációs időszakában

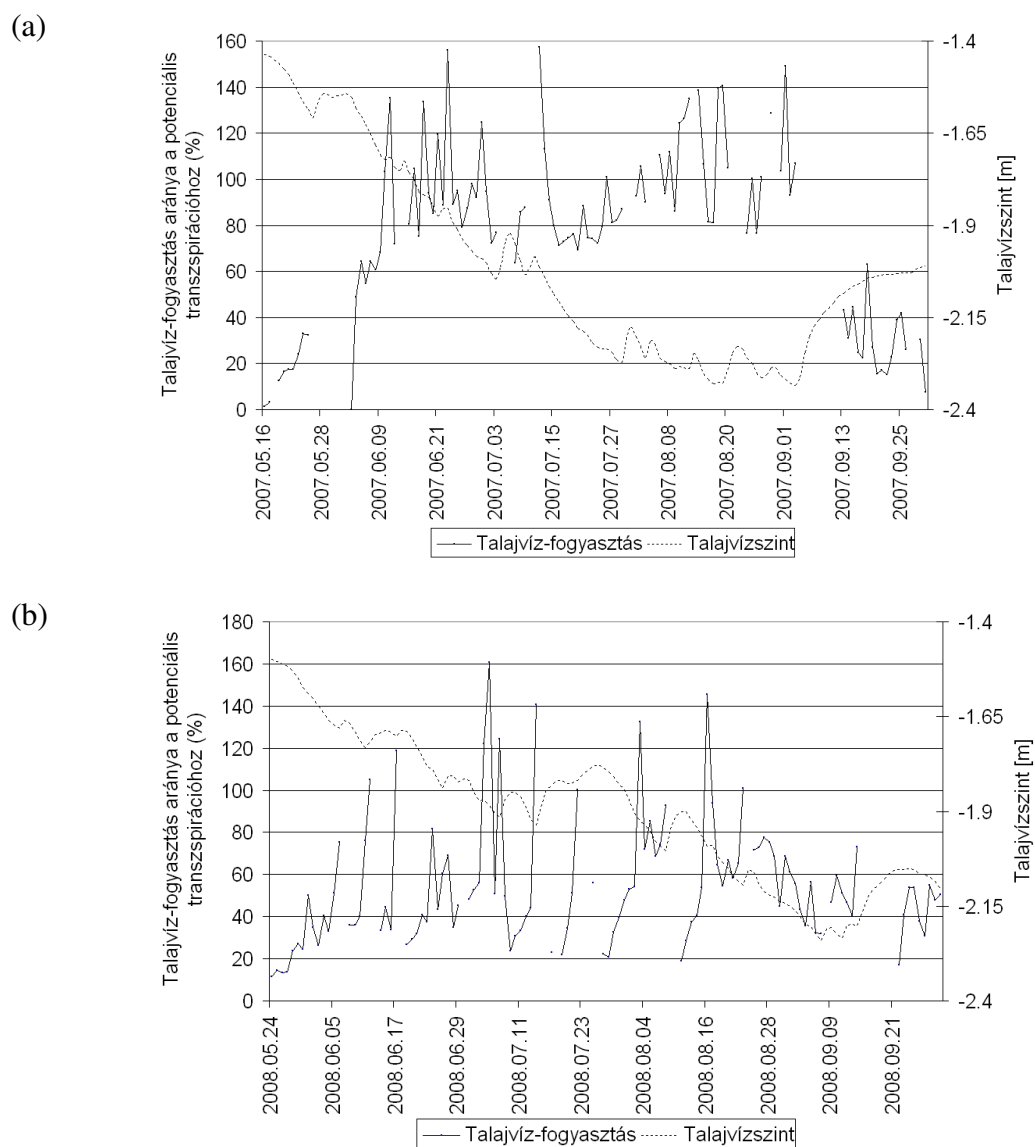
A talajvíz-fogyasztás a teljes transzspiráció 38%-a volt a 2007-es év vegetációs időszakában, míg 2008-ban csak 25%.

Összegezve, 2007-ben a nyári aszály következtében az erdő és gyepek egyaránt jelentős mértékben támaszkodott a mélyebb talajrétegek nedvességtartalékaira, így a talajvíz-készletre is, addig 2008-ban a csapadékos időjárás következtében a talajvíz párolgási vesztesége jelentősen visszaesett.

A talajvíz-fluktuáció módszerével becsült talajvíz-fogyasztás

A tölgy mintahelyen a talajvíz-fluktuációval becsült talajvíz-fogyasztás nagy időbeli változosságot mutatott és több alkalommal meghaladta még az adott napi potenciális transzspirációt is. A potenciális transzspirációt meghaladó talajvíz-fogyasztás egyrészt a fajlagos hozam, másrészt a Penman-Monteith potenciális párolgás becslésének bizonytalanságára vezethető vissza. A mélyebb talajvízállás ellenére 2007-ben a talajvíz-fogyasztás meghaladta a 2008-ban becsült értéket.

A 2008-as vegetációs időszakban a nyári csapadékok gyakran megszakították a vegetáció talajvíz-fogyasztását. A vegetációs időszakok elején a magas párolgtatási igény ellenére nem jelentkezett számottevő talajvíz-fogyasztás, melynek oka, hogy ilyenkor a telítetlen zóna nedvességtartalma még elég magas volt. A talajvíz-fogyasztásban jelentkező szünetek a nagyobb csapadékeseményeket azonosították (55. ábra).



55. ábra: A talajvíz-fluktuáció módszerével számolt talajvíz-fogyasztás aránya a potenciális transzspirációhoz képest 2007 (a) és 2008 (b) vegetációs időszakában és a talajvízszint a tölgy mintahelyen

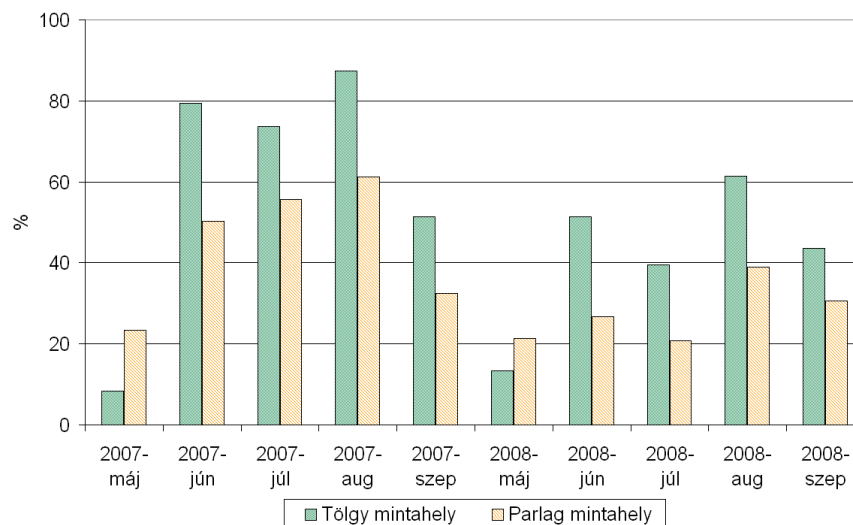
A tölgy mintahelyen a 2007-es nyár folyamán a telítetlen zónában a nedvességtartalom jelentősen lecsökkent, így a talajvíz-fogyasztás bizonyos időszakokban jelentősen meghaladta a potenciális transzspiráció 80%-át is. A talajvíz fluktuáció módszerével számolt talajvíz-fogyasztás a tölgy mintahelyen a teljes transzspiráció 69%-a volt 2007-ben és 44%-a 2008-ban. A talajvíz-fogyasztás napi maximális értéke 5,8 mm volt. Összehasonlításként, Schilling (2007) egy erdő talajvíz-párolgására 0,9-1,2 méter mélységű talajvízszint mellett 5-6 mm/nap értéket kapott. Bauer et al. (2004) 2 méter mélységű talajvíztükör mellett maximálisan 4,3 mm/nap talajvíz-párolgásról számolt be. Gribovszki et al. (2008b) a Sopron melletti Hidegvíz-völgyben végzett kutatásai szerint a napi talajvíz-fogyasztás a nyári időszakban időnként a 10 mm-t is meghaladta és a Penman-Monteith potenciális értékeivel mutatott hasonlóságot.

2008-ban a telítetlen zóna párologtatása volt meghatározó, ekkor a talajvíz-fogyasztás aránya jelentősen elmaradt a megelőző évitől. A talajvíz-fogyasztás 2008-ban a 2007-es érték mintegy 55%-a volt.

A parlag mintahelyen a napi talajvíz-fogyasztás lényegesen kisebb volt az erdőben tapasztaltnak, a napi maximális érték 2,6 mm körül alakult. Schilling (2007) egy gyepfelület napi talajvíz-fogyasztását 2-4 mm körülnek számolta 1 méter körüli talajvíz mélység mellett. A 2007. évi vegetációs időszaki talajvíz-fogyasztás 41%-a volt a teljes transzspirációnak és mindössze harmada a tölgy mintahelyen becsült értéknek.

A 2008-as vegetációs időszakban a talajvíz-fogyasztás 22%-a volt a teljes transzspirációnak. Sajnos a talajvízszintmérő műszer technikai hibája miatt június elejéig nem volt folyamatos mérés, így a valós érték valószínűleg magasabb volt a számítottnál.

A 56. ábra a becsült talajvíz-fogyasztást mutatja a teljes transzspiráció arányában.



56. ábra: A talajvíz-fluktuáció módszerével számolt talajvíz-fogyasztás aránya az aktuális transzspirációhoz képest

A parlag mintahely talajvíz-fogyasztása általában elmaradt a tölgy mintahelyétől, kivélt csak a vegetációs időszakok eleje jelentett. A jelenség oka valószínűleg az, hogy késő tavasszal a parlag talajának sekélyebb része gyorsan kiszáradt és így a talajvíz párologtatása kezdete is hamarabb következett be.

A talajvíz-fluktuáció módszerével becsült párolgás is a Hydrus modellezéshez hasonlóan azt mutatta, hogy – elsősorban a tölgy mintahelyen – mély talajvíz (> 2 méter) és aszályos időjárási viszonyok között is jelentős volt a talajvíz-fogyasztás, mint azt a 2007. évi vegetációs időszak is mutatta. Ugyanakkor a csapadékos időjárású évben a talajvíz-fogyasztás

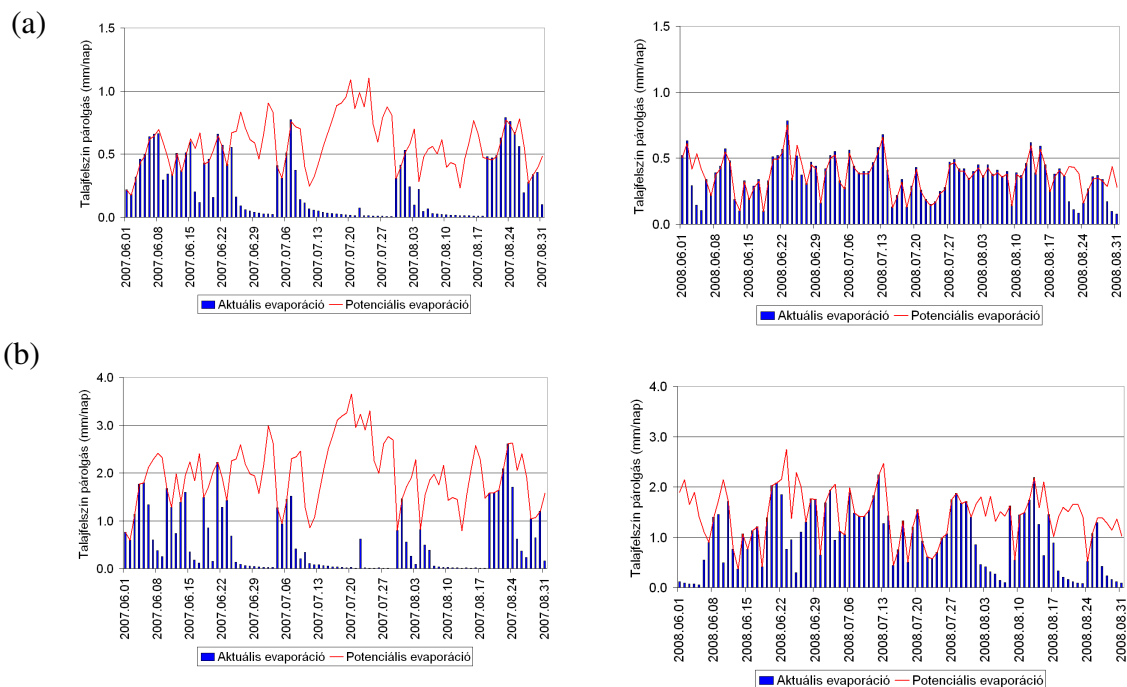
jelentősen lecsökkent, mert ekkor a telítetlen zóna nedvessége gyakran rendelkezésre állt, mint azt a 2008. évi vegetációs időszakban tapasztaltam.

A talajvíz-fluktuáció és a Hydrus modell eredménye közötti különbség egyrészt valószínűleg a talajvíz-fluktuációs módszer minimális és maximális utánpótlódásának némileg szubjektív meghatározásában rejlett. Ugyanis a talajvíz-utánpótlódás meglehetősen érzékeny a napon belüli kisebb légköri változásokra is, így ez bizonyos esetekben megzavarhatta az utánpótlódás pontos meghatározását. Másrészt a talajvíztükör változása több fluxus nettó eredménye (felülről és laterális irányból történő utánpótlódás, párolgás), melynek következtében a számított talajvíz-fogyasztás eltérhetett a valóságtól (Healy és Cook 2002). A Hydrus modell szimuláció alapján becsült talajvíz-fogyasztásnak is számos bizonytalansági forrását lehet megemlíteni (kapilláris zóna helyzete, gyökérmélység).

4.3.3 Talajfelszín párolgás

A modell eredmények szerint az aktuális evaporáció az evapotranszpirációnak mintegy 3,7%-a volt a tölgy és 25,6%-a a parlag mintahelyen. A tölgy mintahelyen az aktuális evaporáció és az avar intercepció összege együtt 11,6%-át tette ki az evapotranszpirációnak. Az irodalmi források szerint a lombhullató erdők talajfelszínének párolgása a vegetációs időszakban az evapotranszpiráció 8-11%-a körül jellemző (Moore et al. 1996, Wilson et al. 2000). A tölgy mintahely alacsony evaporáció értékei elsősorban az avarréteg következtében kialakult magas felszíni ellenállásnak volt tulajdonítható.

A parlag mintahelyen a talajfelszínen elérhető nettó sugárzás és így a talajfelszín evaporációs értékek is jóval magasabbak voltak, melynek következtében a felszínközeli talajréteg nedvessége a parlag mintahelyen jóval gyorsabban csökkent a csapadékeseményeket követően. A potenciális és az aktuális evaporáció a felszín közelében elérhető nedvességnek megfelelően alakult (57. ábra).



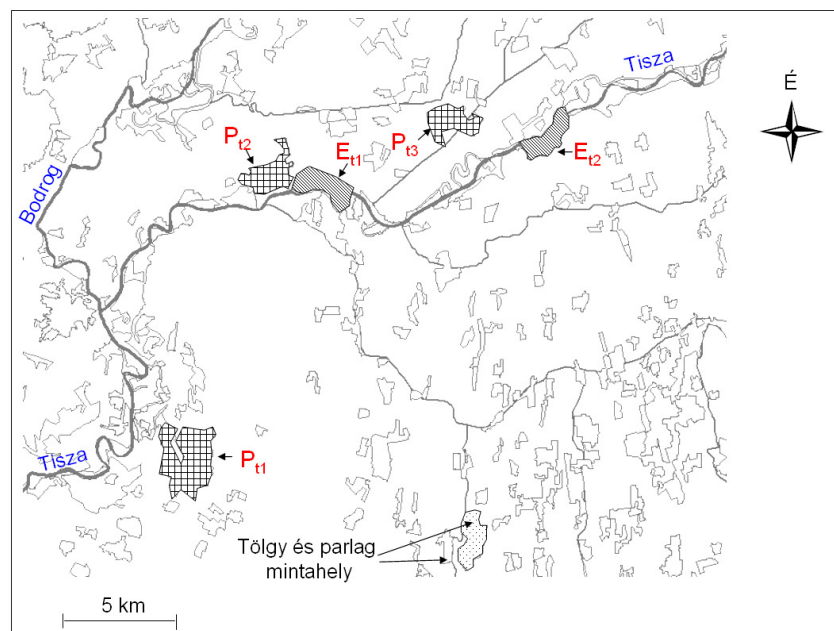
57. ábra: A potenciális és aktuális talajfelszín evaporáció alakulása a tölgy (a) és parlag (b) mintahelyeken

A tölgy mintahelyen 2007 nyarán az aktuális talajfelszín párolgás a potenciális érték 42%-a volt, mely elsősorban a nyári aszály miatt gyakran száraz felső talajrétegek következménye. Ellenben 2008 nyara szinte végig meglehetősen csapadékos volt, így a talajfelszín párolgás a tölgy mintahelyen általában elérte a potenciális értéket és csak nyár végén maradt el tőle kissé rövidebb időszakokra.

A parlag mintahely aktuális talajfelszín párolgási vesztesége 2007 nyarán mindössze 29%-a, 2008 nyarán pedig mintegy 67%-a volt a potenciális értéknek. A parlagterület felszínközeli talajrétegének gyors kiszáradása jól megfigyelhető volt a hosszabb csapadékmentes periódusok során.

4.4. Távérzékelt és modellezett evapotranspirációs eredmények összehasonlítása

A tölgy mintahely vegetációs idejű evapotranspirációját (ET) kétféle, a Tisza magas árterén található (E_{t1} és E_{t2} -vel jelölt) nagyobb kiterjedésű erdő aktuális párolgásával hasonlítottam össze (58. ábra).



58. ábra: Az evapotranspiráció összehasonlításához kijelölt teszterületek (tölgy mintahely: E_{t1} , E_{t2} és parlag mintahely: P_{t1} , P_{t2} és P_{t3})

Az E_{t1} és E_{t2} erdőterületek magas (1-2 méter), ugyanakkor ingadozó talajvízállással jellemezhetőek. A két erdőterületről a vizsgált tölgy mintahely levélfelületi indexéhez legközelebb álló pixeleket választottam ki (7. táblázat).

7. táblázat: A két erdőterület választott pixeleinek és a tölgy mintahely evapotranszspirációja és levélfelület indexe

Terület	E _{t1}			E _{t2}		
	ET		LAI átlag	ET		LAI átlag
	2007	2008		2007	2008	
Vegetációs időszak	2007	2008	átlag	2007	2008	átlag
Pixel1	717	684	5.0	673	657	3.9
Pixel2	727	688	5.1	682	662	4.0
Pixel3	681	667	4.1	699	657	4.5
Pixel4	713	685	4.5	688	667	3.7
Pixel5	709	676	4.7	-	-	-
Átlag	709	686	4.7	680	661	4.0
Tölgy mintahely	730	678	3.9	730	678	3.9

A tölgy mintahely evapotranszspirációja a választott mintaterületek magasabb értékeihez volt közelebb. Az eltérés azonban nem volt számottevő, a szimuláció a két mintaterület átlagától 5%-al volt nagyobb. 2008-ban a modellezett érték szinte megegyezett a két mintaterület átlagával.

Az irodalmi evapotranszspirációs értékek a helytől és klímától függően nagy szórást mutatnak. *Nachabe et al.* (2005) egy floridai erdő évi párolgását 1320 mm-nek mérték. *Gazal et al.* (2006) egy vízfolyásmenti nyaras évi transzspirációját 966 mm-nek becsülte szubtrópusi körülmények között.

A parlag mintaterület ET értékeit három (P_{t1}, P_{t2} és P_{t3}) különböző terület vegetációs idejű párolgásával hasonlítottam össze (8. táblázat).

8. táblázat: A három gyepterület választott pixeleinek és a parlag mintahely evapotranszspirációja és levélfelület indexe

Terület	P _{t1}			P _{t2}			P _{t3}		
	ET		LAI átlag	ET		LAI átlag	ET		LAI átlag
	2007	2008		2007	2008		2007	2008	
Veg. időszak	2007	2008	átlag	2007	2008	átlag	2007	2008	átlag
Pixel1	578	565	2.6	522	584	2.2	492	582	2.1
Pixel2	517	561	2.4	501	594	2.0	492	582	2.2
Pixel3	599	617	3.0	522	614	2.2	483	586	2.6
Pixel4	526	584	2.7	577	594	1.7	-	-	-
Pixel5	-	-	-	556	588	2.1	-	-	-
Pixel6	-	-	-	530	583	2.1	-	-	-
Átlag	555	582	2.7	546	595	2.1	489	583	2.3
Parlag mintahely	557	551	1,1	557	551	1,1	557	551	1,1

A három mintaterület 2007-es átlagos értéke 5%-al kisebb, a 2008-as 9%-al volt nagyobb, mint a parlag mintahelyen szimulált érték. Az eltérés lehetséges okai között meg lehet említeni az eltérő talajvízmélység és talajviszonyok lehetőségét.

Az irodalomban fellelhető evapotranszspirációs eredmények is összhangban vannak a modellezéssel kapott átlagos 550 mm körüli vegetációs idejű (és 620 mm körüli éves) párolgás értékkel. *Schwärzel et al.* (2006) egy gyep vízforgalmát a Hydrus 1-D modell segítségével szimulálták és 550 mm-es éves párolgást kaptak eredményül Németország ÉK-i részén, ahol az évi csapadékmennyiség 526 mm, a referencia párolgás 600 mm volt. *Finch és Harding* (1998) egy gyep éves párolgását Eddy-kovariancia mérés segítségével 500 mm-nek

mérték Dél-Angliában 520 mm-es évi csapadékösszeg mellett. *Maitre et al.* (1999) különböző szukcessziós fokú gyepek párolgását évi átlagban 557 és 615 mm közöttinek becsülték 550 mm évi átlagos csapadék mellett.

4.5. A vízforgalom értékelése, összehasonlítása

A szimulált vízforgalom részletes kiértékelése előtt röviden kitérek a modellezés bizonytalanságának kérdésére, számszerűsítésének nehézségeire.

4.5.1. A modell-szimulációk bizonytalansága, érzékenységvizsgálat

A modell szimulációk jól követték a terepen mért talajnedvesség és talajvízszint változásait. Az illesztések sikerét mutatta, hogy a talajnedvesség mérés átlagos négyzetes gyök eltérése (RMSE) 9,83 és 16,01% között, a talajvízszintek eltérése pedig 5,03 és 5,11% között változott. Az átlagos eltérés 11,4% volt a tölgy és 10,4% a parlag mintahelyen, mely a modell bizonytalanságának mértékét fejezi ki az összes bemeneti változóra nézve. Megemlíthető, hogy a Hydrus 1-D modellek aktuális evapotranszpirációja kevesebb, mint 10%-kal tért el a választott mintaterületek – MODIS felszínhőmérséklet módszere alapján – becsült értékétől.

A kimutatott eltérések több tényező hatására vezethetők vissza. A tölgy mintahelyen nem volt lehetőségem meteorológiai torony állítására, így a parlagterületen mért meteorológiai paramétereket alkalmaztam – a csapadék és a szélesebbesség kivételével – az erdő felett is. Az erdő esetén a csapadék mérése a mintahelytől mintegy 500 m távolságban történt, így főként a nyári időszakban előfordulhatott kisebb eltérés a mért és a tölgy mintahelyen leestett csapadékmennyiség között. A szélesebbeséget logaritmikus szélprofil segítségével becsültem a parlagterületen mért szélesebbesség alapján.

A léghőmérséklet (T) és a páratartalom (RH) hatását a tölgy mintahely párolgási összetevőire érzékenységvizsgálattal teszteltem. Az erdő szignifikáns párologtatása következtében a hőmérséklet a referencia-magasságban várhatóan alacsonyabb a környező területeknél, mivel kevesebb energia fordítódik a levegő felmelegítésére. Az alacsonyabb hőmérséklet pedig törvényszerűen együtt jár a relatív páratartalom növekedésével, hiszen a telítési párányomás csökken.

A vizsgálat során a napi középhőmérsékletet 1, illetve 2°C-al csökkentettem. Ennek hatására a napi átlagos relatív páratartalom a kezdeti átlagos 68,2%-ról 73, illetve 78,2%-ra változott. Az aktuális párányomás értékein nem változtattam. Az eredmények a két változó jelentős hatását mutatták (9. táblázat).

9. táblázat: A hőmérséklet és a relatív páratartalom változtatás hatására kialakult aktuális transzspiráció, talajfelszín evaporáció és intercepciós veszteség (mm)

	Eredeti futtatás	T↓ - 1°C és RH↑ + 7%	T↓ - 2°C és RH↑ + 15%
Aktuális transzspiráció	1164	1091	996
Aktuális talajfelszín evaporáció	59	52	45
Intercepciós veszteség	285	274	257

A kiértékelésnél fontos hangsúlyozni, hogy az eredmények kifejezetten a vizsgált időszakot jellemzik. Az alacsonyabb hőmérsékletnek és magasabb relatív páratartalomnak a hatására mindhárom párolgási komponens értéke csökkent. A csökkenés mértéke 1°C-os érték esetén mintegy 6% volt a transzspirációnál és 14% a talajfelszín evaporációnál. A 2°C-

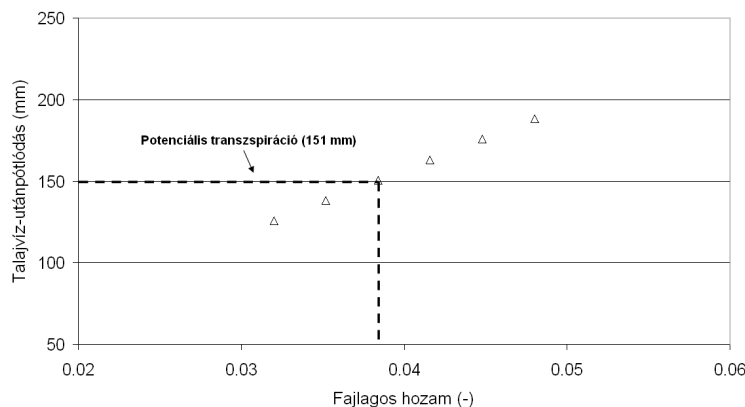
os hőmérséklet-csökkenés a relatív páratartalom 15%-os növekedésével párhuzamosan már nagyobb mértékű változást eredményezett.

Vig (2002) adatai alapján egy bükkös erdő felett mért relatív páratartalom értékei éves szinten nem tértek el számottevően egy szabvány meteorológiai állomáson mért eredményektől, mely így ez esetben is a két mintaterület közötti kisebb mértékű eltérést valószínűsíti. Ezt támasztja alá a MODIS távérzékelési módszer eredményeivel való jó egyezés is. Végül fontos megjegyezni, hogy az erdei mintahely mintegy 60m távolságban volt az erdő szélétől, melynek következtében a környező területek nagyobb páraéhségű levegőjével való keveredés miatt feltehetően nem tudott kialakulni az erdő felett a környezetétől jelentősen és tartósan eltérő hőmérséklet és páratartalom, melyhez vizsgálatok alapján legalább 100m távolság szükséges (Szilágyi és Józsa 2009a).

A vegetáció jellemzői közül a maximális gyökérmélység meghatározása jelentett bizonytalansági forrást, hiszen a gyökérmélység térbeli változatosságát nem volt lehetőségem felmérni.

A talajnedvességet mindkét mintahelyen csak egy-egy pontban mértem, azaz annak térbeli mintázatát nem vizsgáltam. Az automata talajnedvesség mérés pontossága – a gravimetriás mintavétel alapján – $\pm 3,4\%$ volt. Az intercepciós veszteség számításának ellenőrzésére a modell kalibráció során a talajnedvesség változásának mértékét használtam, mely a talajnedvesség térbeli ismeretének hiánya miatt hordozott magában bizonytalanságot.

Az alsó határfeltételt képező talajvíz-utánpótlódás érzékeny volt a fajlagos hozam értékére, emiatt annak értékét érzékenységi-vizsgálattal is közelítettem. Az elemzést 2007 júliusára a Loheide II. et al. (2005) által javasolt szakaszban (0,03-0,1) végeztem (59. ábra).



59. ábra: A becsült talajvíz-utánpótlódás összege 2007 júliusában a fajlagos hozam függvényében a tölgy mintahelyen

A szimulált talajvíz legjobb illeszkedését a mért adatokra viszonylag alacsony fajlagos hozam érték (0,032) esetén kaptam. Mivel a talajvíz-utánpótlódás a talajvíz-fogyasztást számító fluktuációs módszer fő összetevője is egyúttal, így az további ellenőrzésül szolgált a fajlagos hozam értékére nézve. A módszer segítségével számolt talajvíz-fogyasztás az adott hónapban nem haladhatta meg a becsült potenciális transzspiráció értékét, mely 2007 júliusában 151 mm volt. Így e megközelítés is az alacsonyabb értéket támogatta, a kalibrált érték alkalmazásával a számított talajvíz-fogyasztás megközelítőleg 80%-a volt a potenciális párologtatásnak.

Hatásvizsgálatot (pl. klímaváltozás) nem végeztem a modellel, melynek magyarázatát az alábbiakban adom meg. Amíg a vizsgált rendszer egy talajvíz-független területen csak egy - a felső - határfeltételtől függ, addig egy talajvíz-függő terület vízforgalmát két határfeltétel (felső és alsó) szabályozza. A modell alsó peremén a talajvíz-utánpótlódás fluxusát a talajvíz-fluktuáció módszerével – mért talajvízszintek – alapján becsültem. Bármilyen változtatás a

rendszer felső határán – egy hatásvizsgálat során – az alsó határ fluxus megváltozását idézi elő. A talajvíz-utánpótlódást a légköri feltételek mellett a telítetlen zóna elérhető nedvessége, a talajvízszint mélysége és a gyökérmélység egyaránt befolyásolja, melynek együttes figyelembevételére volna szükség. Az alsó határfeltétel automatizált megadására a modellek egydimenziós jellege miatt nem volt lehetőségem, ugyanis ahhoz a talajvízszint gradiensek térbeli ismeretére lett volna szükség, amit csak térbeli háromdimenziós modellezés útján – térbeli mérésekkel igazolva – lehetett volna kivitelezni.

4.5.2. A tölgy mintahely vízforgalma

A modell eredmények szerint a teljes vizsgált időszakban (2007.04.01 - 2009.03.31) az evapotranszspiráció mintegy 73%-a származott növényi párologtatásból, 23%-a intercepciós párolgásból és mindössze 4%-a talajfelszín párolgásból.

Az intercepciós veszteség a szabadtéri csapadék mintegy 35%-a volt, melynek 78%-a korona intercepcióból származott. Az aktuális transzspiráció a potenciális érték 90, míg a talajvíz-párolgás az aktuális transzspiráció 58%-a volt (10. táblázat).

10. táblázat: A tölgy mintahely fontosabb vízforgalmi összetevői

Vízforgalmi elem	2007 vegetációs időszak 04.01-09.30	2008 vegetációs időszak 04.01-09.30	2007.04.01- 2009.03.31
Fő vízforgalmi elemek (mm)			
Csapadék	261	383	1055
Háttér talajvíz-utánpótlódás	289	184	472
Evapotranszspiráció - ET	730	678	1588
Talajnedvesség-készletváltozás	-180	-111	-61
Evapotranszspiráció összetevői (%)			
Aktuális transzspiráció	84	75	73
Talajvíz transzspiráció az akt. transp. %-ban	66	50	58
Intercepciós veszteség	13	19	23
Korona intercepció az int. veszteség %-ban	83	83	78
Avar intercepció az int. veszteség %-ban	17	17	22
Talajfelszín evaporáció	3	6	4

Az intercepciós veszteség 2007 vegetációs időszakában a szabadtéri csapadék 38%-a volt, mely a nagyon kevés nyári csapadékkal állt összefüggésben, így összesen mintegy 160 mm szivárgott be a minerális talajba. A párologtatás és a csekélynek mondható talajfelszín párolgás összesen megközelítőleg 630 mm-el csökkentették a talaj vízkészletét, melyet a jelentős talajvíz-utánpótlódás ellensúlyozott. Az időszak vízmérlege negatív volt, a vizsgált talajprofil nedvesség készlete mintegy 180 mm-el csökkent a talajprofilban, melyet alátámaszt, hogy a párolgás közel 470 mm volt több az időszak csapadék mennyiségénél. A száraz vegetációs időszakban jelentős volt a talajvíz részesedése a transzspirációból, melyet a talajvíz-fluktuáció módszerével becsült talajvíz-fogyasztás is megerősített. Jelentős volt a háttér talajvíz-utánpótlódás, melyhez jelentősen hozzájárult a szeptemberi időszak talajvíz-utánpótlódása is.

A 2007/2008-as téli feltöltődési időszakban a 207 mm csapadék mintegy 70%-a szivárgott be a minerális talajba, melyből az időszak során 24 mm párolgott el transzspiráció útján. A 2008-as vegetációs időszak a megelőző év hasonló időszakához képest kissé kevesebb talajnedvesség készlettel indult, amelyet a talajvízszint alacsonyabb állása is mutatott.

2008 vegetációs időszakában az intercepciós veszteség a szabadtéri csapadék 33%-a volt, így összesen 260 mm csapadék szivárgott be a talajba. A párologtatás és a talajfelszín párologás összesen nagyjából 550 mm vizet távolítottak el a talajból, melyet bizonyos mértékig kompenzált a háttér talajvíz-utánpótlódás. A talaj nedvességekészlete 111 mm-el csökkent a vegetációs időszak végére. A talajvíz-fogyasztás aránya (50%) lényegesen kisebb volt a megelőző évinél, hiszen a csapadékos időszakokban az intercepciós veszteség és a vadózus zóna párologása dominált. A talajvíz-fluktuáció módszerével becsült talajvíz-fogyasztás (44%) is kisebb párologási értéket mutatott a megelőző évinél a teljes párologás arányában.

A 2008/2009-es feltöltődési időszakban 130 mm csapadék szivárgott be a talajba, melyből az időszak során 17 mm fogyott el transzspiráció útján, így 113 mm-el növekedett a talaj vízkészlete. A 2008-as vegetációs időszak végén jellemző talajnedvesség-hiány a vizsgált időszak végére megszűnt, de a kezdeti 2007-es időszakhoz képesti megközelítőleg megmaradt.

4.5.3. A parlag mintahely vízforgalma

A parlag mintahely evapotranszspirációjának mintegy 60%-a származott növényi párologtásból, 15%-a intercepciós párologásból és 25%-a talajfelszín párologásból. Az intercepciós veszteség a szabadtéri csapadék 17, a talajvíz-párologás az aktuális transzspiráció 31%-a volt a teljes időszak folyamán (11. táblázat).

11. táblázat: A parlag mintahely fontosabb vízforgalmi összetevői

Vízforgalmi elem	2007 vegetációs időszak 04.01-09.30	2008 vegetációs időszak 04.01-09.30	2007.04.01-2009.03.31
Fő vízforgalmi elemek (mm)			
Csapadék	261	401	1092
Háttér talajvíz-utánpótlódás	125	55	180
Evapotranszspiráció - ET	557	551	1243
Talajnedvesség-készletváltozás	-171	-95	29
Evapotranszspiráció összetevői (%)			
Aktuális transzspiráció	68	63	60
Talajvíz transzspiráció az akt. transp.%-ban	38	25	31
Intercepciós veszteség	7	9	15
Talajfelszín evaporáció	25	28	25

A 2007-es vegetációs időszakban az intercepciós veszteség a szabadtéri csapadék 15%-a volt, így mintegy 220 mm szivárgott be a minerális talajba. Az aszályos időszakban jelentős volt a talajvíz részesedése a transzspirációból, melyet a talajvíz-fluktuáció módszerével becsült talajvíz-fogyasztás is alátámasztott. A vegetációs időszak során jelentősen csökkent a talaj vízkészlete.

A 2007/2008-as téli feltöltődési időszakban közel 170 mm csapadékvíz szivárgott be a minerális talajba, melyből az időszak során 20 mm párologott el evaporáció/transzspiráció útján. A 2008-as vegetációs időszak – a tölgy mintahelyhez hasonlóan – a megelőző év hasonló időszakához képest kissé kisebb talajnedvesség készlettel indult.

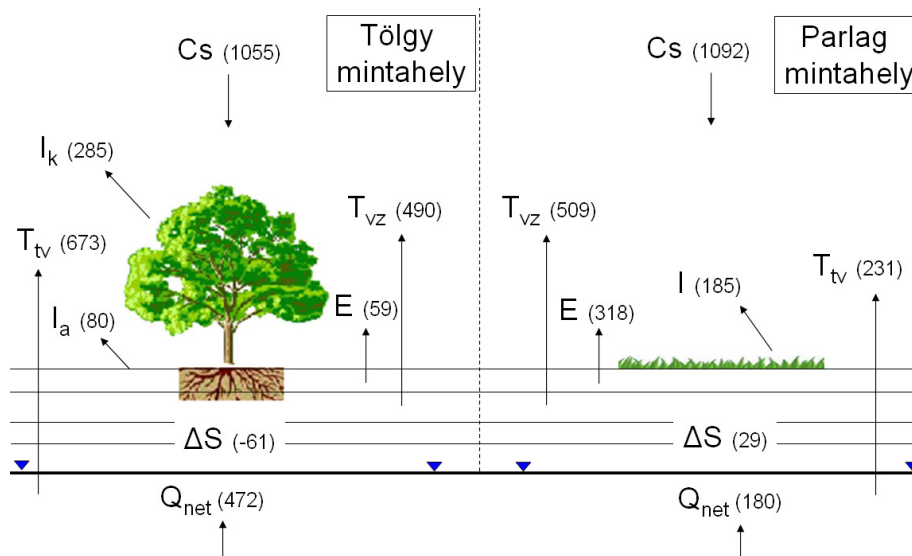
2008 vegetációs időszakában az intercepciós veszteség a szabadtéri csapadék 13%-a volt, így nagyjából 350 mm szivárgott be a talajba. A talajvíz-fogyasztás aránya jelentősen kisebb volt a megelőző évinél, hiszen a tölgy mintahelyhez hasonlóan a csapadékos időszakokban az

intercepciós veszteség és a vadózus zóna párolgása dominált. A talaj nedvességekészlete közel 100 mm-el csökkent a vegetációs időszak végére.

A 2008/2009-es feltöltődési időszakban – a megelőző évhez hasonlóan – közel 170 mm csapadék szivárgott be a talajba, melyből az időszak során mindössze 20 mm fogyott el evaporáció/transzspiráció útján, így mintegy 150 mm-el növekedett a talaj vízkészlete, mely így kis mértékben a 2007-es kezdeti érték felett zárt.

4.5.4. A mintaterületek vízforgalmának összehasonlító elemzése

A teljes időszak Hydrus modellezéssel kapott vízforgalmi értékeit a 60. ábrán tüntettem fel.



60. ábra: A tölgy és parlag mintahely vízforgalmi összetevői mm-ben a vizsgált időszakban (2007.04.01-2009.03.31), Cs: csapadék, I_k : korona intercepciós veszteség, I_a : avar intercepciós veszteség, T_{tv} : talajvíz transzspiráció, T_{vz} : telítetlen zóna transzspiráció, E: talajfelszín evaporáció, Q_{net} : nettó talajvíz-utánpótlódás, ΔS : talaj-vízkészlet változás

A modell eredmények alapján, a tölgy mintahelyen az evapotranszspiráció (intercepciós veszteség + transzspiráció + talajfelszín evaporáció) mintegy 28%-al volt nagyobb, mint a parlagterületen.

Az egyes vízforgalmi komponenseket tekintve az erdő intercepciós vesztesége ($I_k + I_a$) több mint duplája volt a parlagon (I) becslésnek. Ellenben a talajfelszín evaporáció (E) sokkal nagyobb volt a parlag esetén, mely elsősorban a tölgy mintahely avartakarójának kedvező párazáró hatásának tulajdonítható. Ugyanakkor a parlag transzspirációja mindössze ($T_{vz} + T_{tv}$) 2/3-a volt az erdőben ($T_{vz} + T_{tv}$) becslésnek. A tölgy mintahely talajvíz-fogyasztása (T_{tv}) a modell eredményei szerint közel háromszorosa volt a parlagterületen tapasztaltnak a két éves időszak alatt.

A talajvíz-fluktuáció módszerével meghatározott talajvíz-fogyasztás a Hydrus modellhez hasonló különbséget mutatott a két mintahely között. A háttér talajvíz-utánpótlódás (Q_{net}) magas transzspirációs hozamokat biztosított mindkét mintahelyen.

Mivel a gyökerek mindkét mintahelyen kapcsolatban voltak a talajvízzel a kapilláris zónán keresztül, így természetesen a gyökérszóna alatti szintek nedvessége (és a talajvízszint) is csökkent. Emiatt csak a gyökérszóna nedvességtartalom változása (0-150 cm, illetve 0-80 cm) nem fejezi ki a talaj vízkészlet-változását. A talaj vízkészlet-változása a teljes talajprofilban a kezdeti időponthoz képest nem változott számottevően, a tölgy mintahelyen 6%-al csökkent, míg a parlagterületen 2%-al emelkedett a két év azonos időszakában.

A két mintahely közötti arányok a vízforgalmi komponenseket tekintve nem változtak jelentősen a két vegetációs időszak között. A transzspirációbeli, illetve evapotranszpirációbeli különbség némileg csökkent a nedves 2008-as évben. Ugyanakkor a talajvíz-fogyasztásban nem jelentkezett eltérés a két mintahely között az eltérő nedvesség-ellátottságú évek között.

A feltöltődési időszakok során a tölgy mintahelyen kissé magasabb intercepciós veszteség volt jellemző. Ennek következtében a talaj vízkészletének feltöltődése a tölgy mintahelyen kismértékben elmaradt a parlag mintahelyen becslésnek.

5. Összefoglalás

A komplex vízforgalmi modellezés során egy Nyírségben található tölgyes és parlag felszínborítás vízforgalmát hasonlítottam össze egy kétéves időszakban (2007.04.01. – 2009.03.31.).

A vízforgalmi komponenseket a Hydrus 1-D modell alkalmazásával terepen mért talajnedvesség és talajvízszintekre történt kalibrálásával becsültem. A háttér talajvíz-utánpótlódás, melyet a talajvíz-fluktuáció módszerével becsültem, képezte a Hydrus modellek alsó határfeltételét.

Az értekezés fontosabb megállapításait a bevezetésben feltett kérdések megválaszolásával ismertetem.

Kimutatható-e az erdő nagyobb vízfogyasztása a parlagterülettel szemben?

- A modell eredmények alapján, a tölgy mintahelyen az evapotranszspiráció megközelítőleg 30%-kal volt nagyobb a kétéves periódus alatt, mint a parlagterületen.
- A vízforgalmi komponenseket tekintve a parlag intercepciós vesztesége alig fele volt az erdőben becsültnak, mely elsősorban az erdő csapadékesemények közbeni nagyobb intercepciós párolgásának tulajdonítható. A parlag transzspirációja mindössze 2/3-a volt a tölgy mintahelyen becsültnak, mely elsősorban a mélyebb gyökérzetnek és a magasabb levélfelület indexnek volt köszönhető. Ellenben a talajfelszíni párolgás sokkal csak alig 20%-a volt a parlagterületen becsültnak, mely a tölgy mintahely avar-takarójának kedvező párazáró hatásának tulajdonítható.
- A vizsgálat alapján megállapítható, hogy a magas talajvízű termőhelyeken (az alföldi erdők mintegy 35%-a) az erdők közel 30%-kal párologtatnak többet, mint egy hasonló helyzetű parlagterület. Viszont a megállapítás nem általános érvényű, hiszen az a meteorológiai viszonyon túl függ a fafajtól és annak korától, vízigényétől is.

Van-e különbség a talajvíz-fogyasztásban a két felszínborítás között?

- A tölgy mintahely talajvíz-fogyasztása a Hydrus 1-D modell szerint több mint háromszorosra volt a parlagterületen tapasztaltnak.
- Az erdőben a talajvíz-fogyasztás a teljes transzspiráció közel 60%-a, míg a parlag területen mintegy 30%-a volt.

Megfigyelhető-e különbség a mintahelyeken egy száraz (2007) és nedves (2008) vegetációs időszak evapotranszspirációja, illetve talajvíz-fogyasztása között?

- A száraz 2007-es vegetációs időszakban a tölgy mintahely evapotranszspirációja 7%-kal volt nagyobb, mint a nedves 2008-as évben. A két vegetációs időszak párolgása közötti különbség a parlag mintaterületen nem volt számottevő.
- Az egyes vízforgalmi komponenseket tekintve az intercepciós veszteség abszolút értékben mindkét mintahelyen nagyobb volt 2008-ban, a csapadék arányában viszont csökkent, melynek oka természetesen a lényegesen több csapadék volt. Egyidejűleg a transzspiráció aránya a teljes evapotranszspirációból viszont csökkent, a tölgy mintahelyen 16, a parlagon mintegy 8%-kal.
- A talajvíz-fogyasztás aránya a teljes transzspirációból lényegesen nagyobb volt 2007-ben mindkét mintahelyen, mivel a száraz feltalaj miatt a vegetáció a talajvízből vette

fel a szükséges nedvességet. Az erdő talajvíz-fogyasztás aránya a 2007-es évi 66%-ról 50%-ra esett vissza 2008-ban. Ez abszolút értékben közel 40%-os csökkenést jelentett. Hasonló visszaesést tapasztaltam a parlagterületen is.

Jelentkezik-e háttér talajvíz-utánpótlódás a mintahelyeken és megfigyelhető-e a vegetációs időszakon kívül is?

- A talajvíz napi fluktuációja mindkét mintahelyen a talajvíz háttérből történő utánpótlódását mutatta. Az utánpótlódás nagyságát egy új, talajvíz fluktuáción alapuló módszer empirikus változatával határoztam meg, mely annak napon belüli változását is figyelembe vette.
- Azt tapasztaltam, hogy a talajvíz-utánpótlódás mindkét mintahelyen a vegetációs időszakra, annak is főként a talajvíz-fogyasztásban aktív időszakaira volt jellemző.
- A tölgy mintahelyen mindkét év szeptemberében a talajvíz-fogyasztás hirtelen szűnt meg, így az erdő alatt nyáron kialakult talajvíz-depresszió a háttér talajvíz-utánpótlódással egyenlítődt ki.
- Egyik mintahelyen sem alkalmaztam háttér talajvíz-utánpótlódást a vegetációs időszakon kívül. A parlagterület talajvízszintje egyértelműen csak a nagyobb csapadékeseményekre reagált, a szárazabb időszakokban nem változott. A tölgy mintahely esetén nem volt ilyen egyértelmű a talajvíz emelkedésének oka. A talajvíz a feltöltődési időszakban fokozatosan emelkedett, a nagyobb csapadékesemények hatása azért itt is látható volt. A jelenség oka valószínűleg a tölgy mintahely viszonylag mély talajvízszintjében keresendő. A kora tavaszi időszakokban a magasabb talajvízszint mellett a nagyobb csapadékesemények hatása erőteljesebben jelentkezett. A nyugalmi időszakok végén jellemző talajvízszintek csak kismértékben tértek el egymástól.
- A tölgy mintahelyen a talajvíz-fogyasztáshoz hasonlóan közel háromszor nagyobb talajvíz-utánpótlódást becsültünk, mint a parlagterületen.

Mennyire térnek el egymástól a különböző módszerekkel becsült evapotranszpirációs és talajvíz-fogyasztás eredmények?

- A talajvíz-fluktuáció módszerével becsült talajvíz-fogyasztás átlagosan 9%-kal tért el a Hydrus 1-D-vel modellezett eredménytől. A különbség egyrészt a talajvíz-fluktuációs módszer empirikus változatának napi utánpótlódásának meghatározásában rejtezik. A talajvíz-fogyasztás (transzspiráció) meglehetősen érzékenyen reagál a napon belüli aktuális légköri változásokra, például felhők okozta sugárzásváltozásra. Így természetesen a talajvíz-utánpótlódás napi maximumának megállapítása sem könnyű, hiszen az utánpótlódás szabályos ciklikus napi menete is megváltozik. Másrészt a Hydrus 1-D modell szimuláció alapján becsült talajvíz-fogyasztásnak is számos bizonytalansági forrását lehet megemlíteni (kapillaris zóna helyzetének meghatározása, gyökérmélység).
- A modell aktuális evapotranszpirációs értékét hasonló adottságú (levélfelület index, talajvízszint) mintaterületek – távérzékelés alapú – aktuális párolgásával hasonlítottam össze. A két mintahely evapotranszpirációja a választott mintaterületek magasabb értékeihez volt közelebb, de az eltérés nem volt számottevő, 10% alatt maradt.

6. Kitekintés

A kísérleti területen végzett vizsgálati eredmények térbeli kiterjesztésének lehetőségei korlátozottak. A nehézséget természetesen a környezeti változók nagyfokú heterogenitása jelenti, mely magába foglalja a vegetáció jellegében jelentkező változatosságot, a talaj jellemzőit valamint a helyi domborzati viszonyok hatására kialakuló talajvíz-viszonyokat. Az említett tényezők nagymértékben befolyásolják a párolgás nagyságát, így a lokális – mérésekkel alátámasztott – evapotranszpirációs számítási eredmények elsősorban a nagyobb léptékű regionális modellek párolgási értékeivel való összevetésre alkalmasak. A MODIS távérzékelési eljárással becsült párolgási eredményei jó egyezést mutattak különböző pontbeli mérésekkel és vízforgalmi modell eredményekkel (*Szilágyi és Józsa 2009b, Szilágyi és Kovács 2010, Móricz 2010*), így e modellek meglátásom szerint alkalmasak térbeli aktuális evapotranszpiráció reális becslésére minimális adatigény mellett.

A párolgás a Bowen-arány (szenzibilis és látens hő hányadosa) megváltoztatásával jelentős mértékben befolyásolhatja a regionális klímamodellek léghőmérséklet előrejelzését, valamint az aktív felszín klimatikus visszacsatolásának mértékét is. A regionális modellek nagyobb térbeli felbontása lehetővé teszi a felszínborítás, a talaj- és talajvízviszonyok nagy pontosságú beillesztését a modellekbe, de ez idáig – ismereteim szerint – a talajvízkészleteket e modellek elhanyagolták. A talajvízkészletek figyelmen kívül hagyása a párolgás számítási eredményeket a modellezett környezet függvényében befolyásolja, így annak pontosításához a talajvíz-rendszer térbeli és időbeli modellezésére volna szükség. A klímamodellek párolgási értékeit – síkvidéki magas talajvízzel jellemezhető területen – célszerű lenne összehasonlítani a MODIS távérzékelési eljárással készült párolgási eredményekkel, mely támpontot adna arra nézve, hogy milyen különbség adódik a két megközelítés eredményében.

A vízforgalmi modellek segítségével lehetőség van a klímaváltozás talajvíz-készletekre gyakorolt hatásának vizsgálatára, melyre 3-D-os vízgyűjtő léptékű vízforgalmi modellek a legalkalmasabbak.

E modellek felső határfeltétele a klimatikus változás, melyet regionális klímamodellek eredményei alapján lehet megadni. A klímaszenáriók szerint a Kárpát-medencében a téli csapadék növekedni fog, mely kedvező hatással lehet a téli feltöltődési időszakra nézve. Ugyanakkor, a nyári időszak melegebbé és szárazabbá válása miatt megnövekvő evapotranszpiráció a talajvíz-fogyasztás emelkedését vonja maga után. Kritikus kérdés adott helyen a lokális és regionális léptékű talajvíz-utánpótlódás nagyságának becslése a várható klímaváltozás függvényében. A talajvíz-készletek jövőbeni alakulásának modellezésekor tehát nemcsak a klimatikus viszonyokat, hanem az annak hatására módosuló talajvíz-utánpótlódást is figyelembe szükséges venni.

A szimulált talajvíz-készlet változások alapján lehet következtetéseket megfogalmazni a talajvíz-függő erdőterületek jövőjével kapcsolatban (*Bierkens et al. 2008*).

7. Tézisek

1. A modell eredmények alapján egy síkvidéki talajvíz-függő tölgyes evapotranszspirációja közel 30%-kal volt nagyobb a közeli parlagterületen becsült értéknél a vizsgált periódusban.
 - A vízforgalmi komponenseket tekintve a parlag intercepciós vesztesége alig fele volt az erdőben becsültnek, mely elsősorban az erdő csapadékesemények közbeni nagyobb intercepciós párolgásának tulajdonítható.
 - A parlagterület transzspirációja mindössze 2/3-a volt a tölgy mintahelyen becsültnek.
 - A talajfelszín párolgás a tölgyesben mintegy 1/5-e volt a parlagon becsültnek.
2. A tölgy mintahely talajvíz-fogyasztása a két határfeltétellel alkalmazott Hydrus 1-D modell eredményei szerint közel háromszorosa volt a parlagterületen tapasztaltnak.
 - Az erdőben a talajvíz-fogyasztás a teljes transzspiráció közel 60%-a, míg a parlag területen mintegy 30%-a volt.
3. A talajvíz-utánpótlódás mindkét mintahelyen a vegetációs időszakra, annak is főként a talajvíz-fogyasztásban aktív időszakaira volt jellemző. A nyugalmi (feltöltődési) időszakban a talajvíz elsődleges táplálója a csapadék volt, mely a parlagterületen egyértelműen megfigyelhető volt. Az erdőterületen az őszi és téli csapadékok hatása valószínűleg a relatíve mélyebb talajvízszint miatt fokozatosan jelentkezett.
 - Mindkét mintahelyen (főként a 2007. évi nyári párologtatási időszak végén jelentkező jelentős talajvízszint emelkedést – a jelentős párolgás hatására nyáron kialakult talajvíz-depresszióknak – a háttérből történt talajvíz-utánpótlódása magyarázza. A talajvízszint eleinte gyorsan, majd fokozatosan egyre lassabban emelkedett az egyensúlyi talajvízszint eléréséig.
4. A talajvíz-fogyasztás aránya a teljes transzspirációból lényegesen nagyobb volt a száraz 2007-es vegetációs időszakban, mint a nedves 2008-as évben, annak ellenére, hogy a talajvízmélység nagyobb volt 2007-ben mindkét mintahelyen. Az evapotranszspiráció összege viszont csak kissé változott a két vegetációs időszakban.
 - A talajvíz-fogyasztás mintegy 40%-al csökkent a 2008-as vegetációs időszakban mindkét mintahelyen.
5. A talajvíz-fluktuáció módszerével becsült talajvíz-fogyasztás átlagosan 9%-kal tért el a Hydrus 1-D-vel modellezett eredménytől, melynek forrása a két eltérő megközelítés mérési és modellezési bizonytalansága volt.
 - A Hydrus 1-D modell aktuális evapotranszspirációs értéke hasonló adottságú (levélfelület index, talajvízszint) mintaterületek – távérzékelés alapú – aktuális párolgásától átlagosan mintegy 5%-al tért el.

Köszönetnyilvánítás

Az értekezésem készítése során nagyon sok segítő szándékú Emberrel hozott össze a sors. Szeretném hálás köszönetemet kifejezni mindnyájuknak!

Különösen köszönöm a segítségét:

Prof. Dr. Mátyás Csaba akadémikus úrnak, kedves témavezetőmnek, aki magas színvonalú kutatóként példát mutatott alaposágból, felkészültségből, tudományszeretetből, és akitől a munkám során rengeteg segítséget és hasznos tanácsot kaptam.

Dr. Gribovszki Zoltánnak, aki külső témavezetőként bevezetett a hidrológia tudományának rejtelmeibe és lehetővé tette saját fejlesztésű módszerének alkalmazását. Sokéves tapasztalata nyomán könnyen el tudtam sajátítani az erdészeti hidrológia bonyolultabb összefüggéseit is.

Dr. Berki Imrének, aki számtalan alkalommal rengeteg segített a terepi munkám során és akihez az értekezés készítése során – a legapróbb részletektől az átfogó problémákig – mindig bizalommal fordulhattam.

Dr. Vekerdy Zoltánnak, aki külső tanácsadóként sokat segített a hidrológiai modellezés területén való eligazodásban, és akitől rengeteg hasznos ötletet és tanácsot kaptam munkám során.

Dr. Rasztovits Ervinnek, aki munkatársként és barátként sokat segített munkám erdészeti vonatkozásainak megismerésében.

A Környezet-és Földtudományi Intézet munkatársainak – **Dr. Gálos Borbála, Dr. Drüszler Áron, Eredics Attila és Zagyvai Gergely** – akik számos ötlettel és tanáccsal segítették munkámat.

Az értekezésem bírálóinak – **Dr. Gácsi Zsolt, Dr. Kalicz Péter és Dr. Víg Péter** – a hasznos tanácsokért.

A Debreceni Egyetem Agrártudományi Központ munkatársának, **Henzsel Istvánnak** és a Nyíregyházi Erdészet munkatársainak a mérési helyszínek biztosításában. Az OMSZ munkatársának Nyíregyháza meteorológiai adataihoz való hozzáféréseért, a VITUKI munkatársainak, **Varga Györgynek** és **Szalai Józsefnek** a nyírségi talajvízkutak adataihoz való hozzájutásáért, a MTA TAKI kutatójának, **Dr. Rajkai Kálmánnak** az MTA doktorának a TALAJTANonc program használatának biztosításáért, valamint a BME kutatóinak **Prof. Dr. Szilágyi Józsefnek** és **Dr. Kovács Ákosnak** a MODIS párolgás felületekhez való hozzáféréseért. **Dr. Kanalas Péternek** a halszemoptikával készített fényképek elkészítésében és **Dr. Heil Bálintnak** a pF görbe pontjainak meghatározásában nyújtott segítségéért.

Szüleimnek és Testvéremnek a szeretetteljes támogatásért.

A kutatás pénzügyi fedezetének előteremtésében segítséget nyújtott az Erdő-Klíma (NKFP 3B/2002/012), a Jedlik Árnys (NKFP 6-47/2005) valamint a TÁMOP-4.2.2 projekt.

Irodalomjegyzék

- ANDRE, F., JONARD, M., PONETTE, Q. (2008): Precipitation water storage capacity in a temperate mixed oak-beech canopy. *Hydrological Processes*, DOI: 10.1002/hyp.7013
- ANDRESSIAN, V. (2004): Waters and forests: from historical controversy to scientific debate, *Journal of Hydrology*, 291: 1-27
- BARTHA, D. (1993): Az Alföld jelenkori vegetációjának kialakulása. *Hidrológiai Közöny* 73 évf., 1. szám. 17-19
- BARTHOLY, J., PONGRÁCZ, R., GELYBÓ, GY. (2007): Regional climate change expected in Hungary for 2071-2100. *Applied Ecology and Environmental Research*, 5(1): 1-17
- BATES, C.G., HENRY, A.J. (1928): Forest and streamflow experiment at Wagon Wheel Gap, Colorado. *Monthly Weather Review Supplement* 30: 1-79
- 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
- BIERKENS, M., BROLSMA, R., VAN BEEK, R., VAN VLIET M. (2008): Climate change effects on groundwater dependent temperate forest ecosystems. *American Geophysical Union, Fall Meeting 2008*. Abstract #H23G-04.
- BONAN, G.B. (2008): Forests and climate change: Forcings, Feedbacks and the climate benefits of forests, *Science*, 320: 1444-1449
- BOND, B. J., JONES, J. A., MOORE, G., PHILLIPS, N., POST, D., MCDONNELL, J. J. (2002): The zone of vegetation influence on baseflow revealed by diel patterns of streamflow and vegetation water use in a headwater basin. *Hydrological Processes*, 16:1671-1677
- BORSY, Z. (1961): A Nyírség természeti földrajza, Akadémiai Kiadó, Budapest, 227p
- BREDA, N., GRANIER, A., BARATAUD, F., MOYNE, C. (1995): Soil water dynamics in an oak stand. *Plant and Soil* 172, 17–27
- BREDA, N., HUC, R., GRANIER, A., DREYER, E. (2006): Temperate forest trees under severe drought: a review of ecophysiological responses, adaptation processes and long-term consequences. *Annals of Forest Sciences* 63: 625-644
- BROOKS, R.H., COREY, A.T. (1964): Properties of porous media affecting fluid flow. *J. Irrig. Drain. Div. Am. Soc. Civil Eng.* 92 (IR2): 61-88
- BRUTSAERT, W. (1982): Evaporation into the atmosphere: theory, history, and applications. *D.Reidel*, Hingham MA, 299 p
- CALDER, I.R., NEWSON, M.D. (1980): The effects of afforestation on water resources in Scotland. In: Land Assessment in Scotland, *Proceedings of the Royal Geographical Society*, Edinburgh, pp 51–62
- DELFS, I. (1955): Die Niederschlagzurückhaltung im Walde /Interzeption/. *Mitteilungen des Arbeitskreises "Wald und Wasser"*, Nr.2. Koblenz: 54p
- DINGMAN, S. L. (2001): Physical Hydrology (2nd edition), *Prentice Hall*, 646p
- DOLMAN, A.J. (1987): Summer and winter rainfall interception in an oak forest, predictions with an analytical and a numerical simulation model, *Journal of Hydrology*, 90: 1-9
- DREYER, E., BOUSQUET, F., DUCREY, M. (1990): Use of pressure volume curves in water relation analysis on woody shoots: influence of rehydration and comparison of four European oak species. *Annals of Forest Sciences*, 47 (4): 285–297
- DRÜSZLER, Á., CSIRMAZ, K., VIG, P. ÉS MIKA, J. (2009): A földhasználat változásainak hatása az éghajlatra és az időjárásra, *Természet Világa* 140: 521-523
- ERIKSSON, H., EKLUNDH, L., HALL, K., LINDROTH, A. (2005): Estimating LAI in deciduous forest stands, *Agricultural and Forest Meteorology*, 129: 27-37

- FEDERER, C.A., VÖRÖSMARTY, C., FEKETE, B. (1996): Intercomparison of methods for calculating potential evaporation in regional and global water balance models, *Water Resources Research* 32 (7): 2315-2321
- FEDERER, C.A., VÖRÖSMARTY, C., FEKETE, B. (2003): Sensitivity of annual evaporation to soil and root properties in two models of contrasting complexity. *Journal of Hydrometeorology* 4:1276-1290
- FINCH, J.W. (1998): Estimating direct groundwater recharge using a simple water balance model – sensitivity to and surface parameters. *Journal of Hydrology* 211: 112-125
- FINCH, J.W., HARDING, R.J. (1998): A comparison between reference transpiration and measurements of evaporation for a riparian grassland site, *Hydrology and Earth System Sciences*, 2 (1): 129-136
- FIRBÁS, O. (1978): A Soproni hegyvidék vízrendszerének vizsgálata, *Szakmérnöki diplomatervezés*, Sopron.
- FODOR N., RAJKAI K. (2005): Számítógépes program a talajok fizikai és vízgazdálkodási jellemzőinek egyéb talajjellemzőkből történő számítására (TALAJTANonc 1.0). *Agrokémia és Talajtan* 54: 25-40
- FREEZE, R.A. (1969): The mechanism of natural ground-water recharge and discharge 1. One-dimensional, vertical, unsteady, unsaturated flow above a recharging or discharging groundwater flow system. *Water Resources Research* 5 (1), 153–171
- FÜHRER, E. (1981): Az erdők szerepe a hóolvadás és a vízfolyás késleltetésében. *Erdő és Víz*, VEAB kiadvány, Veszprém. 63-74
- FÜHRER, E. (1982): A fafajösszetétel megváltozásának hatása a Sopron hegyvidéki erdők vízgazdálkodására. *Erdészeti lapok*, 9: 423-426
- FÜHRER, E. (1984): A csapadék megoszlása és az intercepció különböző hazai erdőtársulásokban, *Doktori értekezés*, Sopron.
- FÜHRER, E. (1994): Csapadékmérések bükkös-, kocsánytalantölgyes és lucfenyves ökoszisztémában. *Erdészeti Kutatások*, 84: 11-35
- FÜHRER, E. (2005): Az erdővagyron bővítése a mezőgazdaságilag gazdaságtalan nem hasznosított földterületek beerdősítésével. In: Molnár S. (szerk.): Erdő – fa hasznosítás Magyarországon. Sopron, 132-136
- GASH, J.H.C. (1979): An analytical model of rainfall interception by forests. *Quarterly Journal of the Royal Meteorological Society*, 105: 43-45
- GASH, J.H.C., MORTON, A. J. (1978): An application of the Rutter model to the estimation of the interception loss from Thetford Forest, *Journal of Hydrology*, 38: 49-58
- GAZAL, R.M., SCOTT, R.L., GOODRICH, D.C., WILLIAMS, D.G. (2006): Controls on transpiration in a semiarid riparian cottonwood forest, *Agricultural and Forest Meteorology*, 137: 56-67
- 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, PH., JACOB, D. (2007): Will dry events occur more often in Hungary in the future? *Environmental Research Letters* 2, 034006 (9pp) doi: 10.1088/1748-9326/2/3/034006
- GÁLOS, B. (2010): Analyses of forest-climate interactions, applying the regional climate model, REMO, *Doktori értekezés*, NyME, Sopron.
- GOODRICH, D.C., SCOTT, R., QI, J., GOFF, B., UNKRICH, C. L., MORAN, M. S., WILLIAMS, D., SCHAEFFER, S., SNYDER, K., MACNISH, R., MADDOCK, T., POOLE, D., CHEHBOUNIF, A., COOPER, D. I., EICHINGER, W. E., SHUTTLEWORTH, W. J., KERRI, Y., MARSETTA, R., NI, W. (2000): Seasonal estimates of riparian evapotranspiration using remote and in situ measurements. *Agricultural and Forest Meteorology*, 105 (1-3): 281-309

- GÖBÖLÖS, A. (2008): Vízmérleg a Duna-Tisza köze erdőgazdálkodásában, *Alföldi Erdőkért Egyesület, kutatói nap, tudományos eredmények a gyakorlatban*, Szeged. 2008.
- GRANIER, A., BREDÁ, 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. (1999): Erdővel borított kisvízgyűjtők hordalékmozgása és vízminősége. MTA Agrár-Műszaki Bizottság "Kutatási és Fejlesztési Tanácskozás" kiadványa, (1. kötet): 326-330
- GRIBOVSZKI, Z., KALICZ, P.(2001): Erdei patakok alapvízhozamának elemzése idősor analízissel (a soproni-hegységben eredő farkas-árok patak példáján. Alkalmazott matematika és mechanika tudományos konferencia kiadványa, Sopron, 2001. november 23., pages 30–32, 2001.
- GRIBOVSZKI, Z., KALICZ, P., KUCSARA, M. (2002): Erdősült felső vízgyűjtők vízhozamának napi változása. In GEO 2002 – Magyar Földtudományi Szakemberek VI Világtalálkozója *kiadványa*, 2002. GEO 2002 - Magyar Földtudományi Szakemberek VI. Világtalálkozója, Földrajztudományi Szekció, Sopron, 2002. augusztus 21–25. In: Sopron 2002.
- GRIBOVSZKI, Z., KALICZ, P., KUCSARA, M. (2006): Streamflow characteristics of two forested catchments in Sopron Hills. *Acta Silvatica et Lignaria Hungarica*, 2: 81-92
- GRIBOVSZKI, Z., KALICZ, P., SZILÁGYI, J. (2008a): Napi periódusú változás a hidrológiai jellemzőkben, *Hidrológiai Közöny*, 88/4: 5-17
- GRIBOVSZKI, Z., KALICZ, P., SZILÁGYI, J., KUCSARA, M. (2008b): Riparian zone evapotranspiration estimation from diurnal groundwater level fluctuations, *Journal of Hydrology*, 349: 6-17
- HALÁSZ, G. (szerk.) (2006): Magyarország erdészeti nagytájai, *Állami Erdészeti Szolgálat*, Budapest.
- HARSCH, N., BRANDENBURG, M., KLEMM, O. (2008) : Large-scale lysimeter site St. Arnold, Germany: analyses of 40 years of precipitation, leachate and evapotranspiration, *Hydrology and Earth System Sciences* 5: 2623-2656
- HEALY, R., COOK, P. (2002): Using groundwater levels to estimate recharge. *Hydrogeology Journal* 10, 91–109
- HERWITZ, S. R., SLYE, R. E. (1995): Three-dimensional modeling of canopy tree interception of wind-driven rainfall. *Journal of Hydrology*, 168: 205-226
- HEWLETT, J. D. (1982): Principles of forest hydrology, *The University of Georgia Press*, Athens.
- HIBBERT, A.R., DAVIS, E.A., BROWN, T.C. (1975): Managing chaparral for water and other resources in Arizona, *Watershed Management Symposium*, ASCE, Logan, Utah, 445-468
- HORNBECK, J.W., MARTIN, C.W., EAGAR, C. (1997): Summary of water yield experiments at Hubbard Brook Experimental Forest, New Hampshire. *Canadian Journal of Forest Research*, 27: 2043-2052
- IJJÁSZ, E. (1938-1939): Grundwasser und Baumvegetation unter besonderer Berücksichtigung der Verhältnisse in der Ungarischen Tiefebene (A fatenyészet és az altalajvíz, különös tekintettel az alföldi viszonyokra). *Erdészeti Kisérletek*, 40:159-269, 41: 1-166
- IMPENS, I., LEMEURE, R. (1969): Extinction of net radiation in different crop canopies. *Arch. Geoph. Bioklimatol., Ser.B.*, 17: 403-412
- JANSSON, P.E., KARLBERG, L. (2001). Coupled Heat and Mass Transfer Model for Soil-Plant-Atmosphere Systems. *Division of Land and Water Resources*, KTH, Stockholm (<http://www.lwr.kth.se/vara%20datorprogram/CoupModel/index.htm>)
- JARVIS, P. G. (1976): The interpretation of the variations in leaf water potential and stomatal conductance found in canopies in the field. *Philosophical Transactions of the Royal Society of London Series B*, 273: 593-610

- JÁRÓ, Z. (1992): A talaj szerepe az Alföldfásítás múltjában és jövőjében. In: Rakonczai J.(szerk.): *A Nagyalföld alapítvány kötetei 2. Az Alföld fásítása*, 41-46
- JÁRÓ, Z., SITKEY, J. (1995): Az erdő és talajvíz kapcsolata, *Erdészeti kutatások*, 85: 35-46
- JUSTYÁK, J. (1987): Energiaháztartás mérések tölgyerdőben. Energy balance measurements in a forest of oak (Síkfőkút Project). *Időjárás*, 91: 131-147
- KELLIHER, F.M., LEUNING, R., SCHULZE, E.D. (1993): Evaporation and canopy characteristics of coniferous forests and grasslands Review. *Oecologia*, 95: 153-163
- KISS, K. A., GRIBOVSKI, Z., KALICZ, P. (2005): Rainfall interception by forest canopy and forest litter in three different forest ecosystems at the eastern border of the Alps. *Geophysical Research Abstracts*, Vol. 7. 05430
- KONDRATIEV, K.Y. (1969): Radiation in the Atmosphere, *Academic Press*, New York.
- KÖSTLER, J.N., BRÜCKNER, E., BIBELRIETHER, H. (1968): Die Wurzeln der Waldbäume. *Paul Parey*, Hamburg, 284 pp.
- KRAMER, K., DEGEN, B., BUSCHBOM, J., HICKLER, T., THUILLER, W., SYKES, M., DE WINTER, W. (2010): Modelling exploration of the future of European beech (*Fagus sylvatica* L.) under climate change – Range, abundance, genetic diversity and adaptive response. *Forest Ecology Management* 259: 2213 - 2222
- KROES, J.G., VAN DAM, J.C., GROENENDIJK, P., HENDRIKS, R.F.A., JACOBS, C.M.J. (2008): *SWAP version 3.2. Theory description and user manual*. Wageningen, Alterra, Alterra Report 1649, *Swap32 Theory description and user manual*. 262 pages.; 47 figs.; 12 tables; 39 boxes, 249 refs.
- KUCSARA, M. (1996): Csapadék és lefolyás erdészeti kisvízgyűjtőn, *doktori értekezés*, Sopron
- KUCSARA, M. (1998): Az erdő csapadékviszonyainak vizsgálata, *Vízügyi Közlemények*, 3. füzet: 456-475
- 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
- LANKREIJER, H.J.M., HENDRIKS, M.J., KLAASSEN, W. (1993): A comparison of models simulating rainfall interception of forests. *Agricultural and Forest Meteorology*, 64: 187-199
- LARCHER, W. (1994): Ökophysiologie der Pflanzen. *Ulmer Verlag*, Stuttgart, 408p.
- LAUTZ, L. K. (2008): Estimating groundwater evapotranspiration rates using diurnal water-table fluctuations in semi-arid riparian zone. *Hydrogeology Journal*, 16: 483-497
- LIEBE, P. (1990): A rétegvíz-készletek és nyomásszintek változása a Duna-Tisza közti hátságon és azok kihatásai a talajvízszintekre. Szakértői vélemény, in: A Duna-Tisza közti hátság vízgazdálkodása, (MTESZ Csongrád megyei munkacsoportja), Szeged
- LIEBE, P. (1997): Felszínalatti vizek. In: Karátson D. (szerk.): Magyarország Földje, 270-275
- LOHAMMAR, T., LARSSON, L., LINDER, S., FALK, S.O. (1980): FAST - simulation models of gaseous exchange in Scots pine. In T. Persson, ed. Structure and function of northern coniferous forests. *Ecological Bulletin*, 32: 505-523
- LOHEIDE II., S. P. (2008): A method for estimating subdaily evapotranspiration of shallow groundwater using diurnal water table fluctuations. *Ecohydrology*, 1:doi: 10.1002/eco.7, 59-66
- LOHEIDE II., S., BUTLER, J., GORELICK, S. (2005): Estimation of groundwater consumption by phreatophytes using diurnal water table fluctuations: a saturated–unsaturated flow assessment. *Water Resources Research*, 41 (W07030): 1–14
- MAITRE, D.C.L., SCOTT, D.F., COLVIN, C. (1999): A review of information on interactions between vegetation and groundwater, *Water South Africa*, 25: 137-152

- MAJOR, P. (1990): Talajvízszint-süllyedések a Duna-Tisza közén. Szakértői közlemények. In: A Duna-Tisza közti hátság vízgazdálkodása (MTESZ Csongrád megyei munkacsoportja), Szeged
- MAJOR, P. (1993): A Nagy-Alföld talajvízháztartása, *Hidrológiai Közlöny*, 1: 40-43
- MAJOR, P. (2002): Síkvidéki erdők hatása a vízháztartásra. Az erdőgazdálkodás és a vízgazdálkodás kapcsolatáról c. szakmai konferencia, Budapest, 2002. május 23.
- MAJOR, P., NEPPEL, F. (1988): A Duna-Tisza közti talajvízszint-süllyedések, *Vízügyi Közlemények*, 1988/4: 605-626
- MAJOR, P., NEPPEL, F. (1990): Válasz Szodfridt István hozzászólására, *Vízügyi Közlemények*, 1990/4: 402-406
- MANNINGER, M. (2007): Erdő és elfolyás, vízhozammérések a Mátrában, *Erdő és Klíma V.*: 341-349
- MÁTYÁS CS. (2010): Forecasts needed for retreating forests (Opinion) *Nature*, 464: Apr. 29, 1271
- MÁTYÁS CS., CZIMBER, K. (2000): Zonális erdőtakaró és a klímaváltozás hatásainak modellezése: lehetőségek és korlátok mezoklíma szinten, *Erdő és klíma III.*: 83-97, Debrecen.
- MÁTYÁS, CS., VENDRAMIN, G.G., FADY, B. (2009): Forests at the limit: evolutionary-genetic consequences of environmental changes at the receding (xeric) edge of distribution. *Annals of Forest Science*, 66: 800-803
- MENZEL, L. (1997): Modellierung der Evapotranspiration im System Boden-Pflanze-Atmosphäre. *Zürcher Geographische Schriften*, Nr. 67. Geographisches Institut ETH, Zürich.
- MOLNÁR ZS. (szerk.) (2003): A Kiskunság száraz homoki növényzete, *TermészetBúvár Alapítvány Kiadó*, Budapest.
- MONTEITH, J.L. (1965): Evaporation and the environment. *Symposium of the Society of Experimental Biology*, 19: 1579-1590
- MOORE, K.E., FITZJARRALD, D.R., SAKAI, R.K., GOULDEN, M.L., MUNGER, J.W., WOFYSY, S.C. (1996): Season variation in radiative and turbulent exchange at a deciduous forest in central Massachusetts. *Journal of Applied Meteorology* 35: 122-134
- MORTON, F. I. (1983): Operational estimates of areal evapotranspiration and their significance to the science and practice of hydrology, *Journal of Hydrology*, 66: 1-76
- MÓRICZ, N. (2010): Water Balance Study of a Groundwater-dependent Oak Forest. *Acta Sylvatica & Lignaria Hungarica*, 6: 49-66
- MUSSCHE, S., SAMSON, R., NACHTERGALE, L., DE SCHRIJVER, A., LEMEURE, 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
- NACHABE, M., SHAH, N., ROSS, M., VOMACKA, J. (2005): Evapotranspiration of two vegetation covers in a shallow water table environment, *Soil Science Society of America Journal*, 69: 492-499
- NOVÁKY, B. (1990): A víz körforgása és a vízháztartási folyamatok. *Időjárás*, 2-3: 67-75
- NOVÁKY, B., SZESZTAY, K. (2002): Éghajlat és víz a Kárpát-medence tájökológiájában. *Hidrológiai Közlöny* 2002/6: 308-315
- OREN, R., PATAKI, D. (2001): Transpiration in response to variation in microclimate and soil moisture in southeastern deciduous forests. *Oecologia* 127: 549-559
- PÁLFAL, I. (1990): Összefoglaló ismertetés, in: A Duna-Tisza közti hátság vízgazdálkodása (MTESZ Csongrád megyei munkacsoportja), Szeged
- PÁLFAL, I. (1993): Talajvízszint-süllyedés a Duna-Tisza közén, *Vízügyi közlemények* 4:431-434
- PENMAN, H. L. (1948): Natural Evaporation From Open Water, Bare Soil and Grass. *Proceedings of the Royal Society*, London, A193: 120-146

- PENMAN, H. L. (1956): Evaporation, an introductory survey. *Netherlands Journal of Agricultural Science*, 4: 9-29
- PYPKER, T.G., BOND, B.J., LINK, T.E., MARKS, D., UNSWORTH, M.H. (2005): The importance of canopy structure in controlling the interception loss of rainfall: Examples from a young and an old-growth Douglas-fir forest. *Agricultural and Forest Meteorology* 130: 113-129
- RÁCZ, J. (1981): Az erdő szerepe a vízgyűjtő területek vízháztartásában, *Erdő és víz*, VEAB kiadvány: 23-29
- RAKONCZAI, J. (2006): Klímaváltozás – aridifikáció - változó tájak (Climate change – aridification – changing landscape - In: Kiss –Mezősi – Sümeghy (szerk.): *Táj, környezet és társadalom*. 593-601.
- RAWLS, W. J., GIMÉNEZ, D., GROSSMAN, R. (1998): Use of soil texture, bulk density, and the slope of the water retention curve to predict saturated hydraulic conductivity. *Transactions American Society of Agricultural Engineers*, 41 (4):983-988
- RICHARDS, L. A. (1931): Capillary conduction of liquids through porous mediums. *Physics* 1 (5): 318–333. doi:10.1063/1.1745010
- RICHARDS, J.R., CALDWELL, M.M. (1987): Hydraulic lift: substantial nocturnal water transport between soil layers by *Artemisia tridentata* roots. *Oecologia*, 73: 486- 489
- ROBERTS, J., ROSIER, P. (2005): The impact of broadleaved woodland on water resources in lowland UK: I. Soil water changes below beech woodland and grass on chalk sites in Hampshire. *Hydrology and Earth System Sciences*, 9(6): 596-606
- ROBERTS, J., PYMAR, C.F., WALLACE, J.S., PITMAN, R.M. (1980): Seasonal changes in leaf area, stomatal and canopy conductances and transpiration from bracken below a forest canopy. *Journal of Applied Ecology*, 17: 409-422
- ROBINSON, M. (1998): 30 years of forest hydrology changes at Coalburn: water balance and extreme values, *Hydrology and Earth System Sciences*, 2(2): 233-238
- RUTTER, A.J., MORTON, A.J., ROBINS, P.C. (1975): A predictive model of rainfall interception in forests II. Generalization of the model and comparison with observations in some coniferous and hardwood stands, *Journal of Applied Ecology*, 12: 367-380
- SCHILLING, K.E. (2007): Water table fluctuations under three riparian land covers, Iowa (USA), *Hydrological Processes* 21: 2415-2424
- SCHWÄRZEL, K., SIMUNEK J., GENUCHTEN, M.T.H., WESSOLEK, G. (2006): Measurement and modelling of soil-water dynamics and evapotranspiration of drained peatland soils. *Journal of Plant Nutrition and Soil Science*, 169: 762-774
- SERVAT, E., DEZETTER, A. (1991): Selection of calibration objective functions in the context of rainfall-runoff modelling in a sudanese savannah area. *Hydrological Sciences Journal*, 36,4,8/1991: 307-330
- SHAH, N., NACHABE, M., ROSS, M. (2007): Extinction depth and evapotranspiration from ground water under selected land covers. *Ground Water*, 45 (3): 329-338
- SHUTTLEWORTH, W.J., GURNEY, R.J. (1990): The theoretical relationship between foliage temperature and canopy resistance in sparse crops. *Quarterly Journal of the Royal Meteorological Society*, 116: 497-519
- SHUTTLEWORTH, W.J., WALLACE, J.S. (1985): Evaporation from sparse crops - an energy combination theory. *Quarterly Journal of the Royal Meteorological Society*, 111: 839-855
- ŠIMŮNEK, J., HOPMANS J.W. (2009): Modeling compensated root water and nutrient uptake. *Ecological modelling*, 220: 505-521
- ŠIMŮNEK, J., VAN GENUCHTEN, M.T.H., ŠEJNA, M. (2005): The Hydrus-1D software package for simulating the one-dimensional movement of water, heat, and multiple solutes in variably-saturated media. Version 3.0, HYDRUS Software Series 1, Department of Environmental Sciences, University of California Riverside, Riverside, CA, 270 pp., 2005.

- SITKEY, J. (1989): A szárazkeszői kocsánytalan tölgytel borított kisvízgyűjtő vízforgalma. *Erdészeti Kutatások*, 80-81: 276
- STEFANOVICS, P. (1981): Talajtan, *Mezőgazdasági Kiadó*, Budapest.
- STEWART, J.B. (1977): Evaporation from the wet canopy of a pine forest. *Water Resources Research*, 13: 915-921
- STEWART, J.B. (1988): Modelling surface conductance of pine forest. *Agricultural and Forest Meteorology* 43(1): 19-35
- SZABÓ, M. (1975): Net precipitation in Hungarian oak forest ecosystem. *Acta Botanica Academiae Scientiarum Hungarica*, 21: 150-165
- SZÁSZ, G., TÖKEI, L. (1997): Meteorológia, mezőgazdáknek, kertészeknek, erdészeknek, *Mezőgazda Kiadó*, Budapest, 722p.
- SZESZTAY, K. (1993): Az Alföld vízháztartása, *Vízügyi Közlemények*, 1993/4: 394-401
- SZILAGYI, J., JOZSA, J. (2009a): Analytical solution of the coupled 2-D turbulent heat and vapor transport equations and the complementary relationship of evaporation. *Journal of Hydrology*, 372: 61-67
- SZILAGYI, J., JOZSA, J. (2009b): Estimating spatially distributed monthly evapotranspiration rates by linear transformations of MODIS daytime land surface temperature data. *Hydrology and Earth System Sciences Discussions*, 6: 1433-1462
- SZILÁGYI J., KOVÁCS, Á. (2010): A calibration-free complementary-relationship-based evapotranspiration mapping (CREMAP) technique for spatially-distributed regional-scale hydrologic modeling. *Journal of Hydrology and Hydromechanics*, megjelenés alatt
- SZODFRIDT, I. (1992): Az alföldi erdőgazdálkodás és vízgazdálkodás kapcsolata. In: Rakonczai J.(szerk.): *A Nagyalföld alapítvány kötetei 2. Az Alföld fásítása*, 47-52
- SZODFRIDT, I. (1994): Az erdők és a talajvíz kapcsolata a Duna-Tisza közti homokhátságon. *A Nagyalföld Alapítvány kötetei 3. Békéscsaba*, 59-67
- SZODFRIDT, I. (1996): Az erdő és víz. In: Mátyás Cs.(szerk.): *Erdészeti ökológia, Mezőgazda kiadó*, Budapest, 240-249
- THAL-LARSEN, J. H. (1934-35): Fluctuations in the level of the phreatic surface with an atmospheric deposit in the form of dew. *Bodenkundliche Forschung*, 4: 223-233
- THORNTON, C. W. (1948): An approach toward a rational classification of climate. *Geographical Review*, 38: 5-94
- THUILLER, W., RICHARDSON, D.M., PYSEK, P., MIDGLEY G.F., HUGHES, G.O., ROUGET, M. (2005): Niche-based modelling as a tool for predicting the risk of alien plant invasions at a global scale. *Global Change Biology*, 11: 2234-2250
- 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 Science Society of America Journal*, 63: 1086-1092
- TÓTH, J. (1963): A theoretical analyses of groundwater flow in small drainage basins. *Journal of Geophysical Research*, 68 (16): 4795-4812
- ÚJVÁRI, F. (1980): A szárazkeszői és kishánai kísérleti vízgyűjtőterületek folyamatos vizsgálata, feldolgozása és értékelése. VITUKI Közlemények 28. *Mezőgazdasági Vízgazdálkodási Kutatások Magyarországon*, 50 p.
- VALENTE, F., DAVID, J.S., GASH, J.H.C. (1997): Modelling interception loss for two sparse eucalypt and pine forests in central Portugal using reformulated Rutter and Gash analytical models. *Journal of Hydrology*, 190: 141-162
- VAN DAM, J.C. (2000): Field scale water flow and solute transport. SWAP model concepts, parameter estimation and case studies. *PhD thesis*, Wageningen Universiteit, 167 p.
- VAN DIJK, A.I.J.M. (2007): Planted forests and water in perspective, *Forest Ecology and Management*, 251:1-9

- VAN GENUCHTEN, M.TH (1980): A closed-form equation for predicting the hydraulic conductivity of unsaturated soils, *Soil Science Society of America Journal*, 44: 892-898
- VAN GENUCHTEN, M.TH. (1987): A numerical model for water and solute movement in and below the root zone. *Unpublished Research Report*, U.S. Salinity Laboratory, USDA, ARS, Riverside, CA.
- VAN GENUCHTEN, M.TH., LEIJ, F. J., YATES, S. R. (1991): The RETC Code for Quantifying the Hydraulic Functions of Unsaturated Soils, Version 1.0. EPA Report 600/2-91/065, U.S. Salinity Laboratory, USDA, ARS, Riverside, California. (Download PDF, 2.1Mb)
- VEKERDY, Z. (1996): Geographical Information System Based Hydrological Modelling of Alluvial Regions. *Ph.D. thesis*, ITC, Publication Number 42.
- VERTESSY, R.A., WATSON, F.G.R., O'SULLIVAN, S.K. (2001): Factors determining relations between stand age and catchment water balance in mountain ash forests, *Forest Ecology and Management*, 143: 13-26
- VIG, P. (2000): Egy bükkös állomány vízháztartását befolyásoló tényezők évközi változásai, *Erdő és Klíma III.*: 132-141, Debrecen.
- VIG, P. (2002): A klimatikus változások hatásai egy középkorú bükkös vízháztartására. *Doktori (PhD) értekezés*, Debreceni Egyetem.
- VON HOYNINGEN-HÜNE, J. (1983): Die Interception des Niederschlags in landwirtschaftlichen Beständen. *Schriftenreihe des DVWK* 57: 1-53
- VÖLGYESI, I. (2004): A Nyírségi régió felszín alatti vízháztartása, kitermelhető vízkészlete, vízföldtani modellezés, Völgyesi Mérnökiroda Kft. Kutatási anyag, 2004.
- VÖLGYESI, I. (2006): A homokhátság felszínalatti vízháztartása. Vízpótlási és visszatartási lehetőségek. MHT XXIV. Országos Vándorgyűlés Kiadványa. Pécs, 2006.
- WALTER, H., LIETH, H. (1964): Klimadiagramm-Weltatlas. *Verlag Gustav Fischer*, Jena
- WANG, Q., ADIKU, S., TENHUNEN, J., GRANIER, A. (2005): On the relationship of NDVI with leaf area index in a deciduous forest site. *Remote Sensing of Environment* 94: 244-255
- WARD, R.C., ROBINSON, M. (1975): Principles of hydrology, third edition, *McGraw-Hill Book Company Europe*, chapter 3: 54-70.
- WATTENBACH, M., HATTERMANN, F., WENG, R., WECHSUNG, F., KRYSANOVA, V., BADECK, F. (2005): A simplified approach to implement forest eco-hydrological properties in regional hydrological modeling. *Ecological Modelling*, 187: 40-59
- WATTENBACH, R.A., ZEBISCH, M., HATTERMANN, F., GOTTSCHALK, P., GOEMANN, H., KREINS, P., BADECK, F., LASCH, P., SUCKOW, F., WECHSUNG, F. (2007): Hydrological impact assessment of afforestation and change in tree-species composition – A regional case study for the Federal State of Brandenburg (Germany). *Journal of Hydrology*, 346: 1-17
- WHITE, W. (1932): A method for estimating ground-water supplies based on discharge by plants and evaporation from soil. US Geol. Survey Water Supply Paper 659-A. United States Government Printing Office, Washington, DC.
- WHITFORD, K.R., COLQUHOUN, I.J., LANG, A.R.G., HARPER, B.M. (1995): Measuring leaf area index in a sparse eucalypt forest: a comparison of estimates from direct measurement, hemispherical photography, sunlight transmittance and allometric regression. *Agricultural and Forest Meteorology*, 74: 237-249.
- WILSON, K.B., HANSON, P.J., BALDOCCHI, D.D. (2000): Factors controlling evaporation and energy partitioning beneath a deciduous forest over an annual cycle. *Agricultural and Forest Meteorology*, 102: 83-103
- ZSÁKOVICS, G., KOVÁCS, F., KISS, A. (2009): A szárazodás veszélyének többszemponútú térbeli elemzése a Duna-Tisza közén. *Tájökológiai Lapok*, 7 (1): 117-126.

Egyéb források:

- MODIS (Moderate Resolution Imaging Spectroradiometer) adatok: <https://wist.echo.nasa.gov/api/>
- VITUKI adatbázis: <http://www.vizadat.hu/>
- Hydrus 1-D modell: <http://www.pc-progress.com/en/Default.aspx?hydrus-1d>
- CORINE adatbázis: <http://dataservice.eea.eu.int/>
- Erdészeti adatok: Országos Erdőállomány Adattár, 2000
- Nyíregyháza meteorológiai adatai:
Havijelentések (Országos Meteorológiai Szolgálat)
- Meteorológia állomás:
http://pessl.metos.at/joomla/index.php?option=com_content&view=article&id=30&Itemid=39&lang=hu
- Csapadékmérő:
http://www.rainwise.com/products/index.php?Category=Rain_Gauges:Rainfall_Loggers
- Talajnedvességmérő szenzor:
<http://www.decagon.com/products/sensors/soil-moisture-sensors/>
- Talajvízszint mérő: <http://www.dataqua.hu/>

Ábrák jegyzéke

1. ábra: Páros vízgyűjtő kísérletek vázlatos rajza (Hewlett 1982 nyomán).....	9
2. ábra: Az évi lefolyás változása (mm) a kezelést (kitermelés és erdősítés) követő évben 106 db páros vízgyűjtő kísérlet eredményei alapján (Andressian 2004 nyomán).....	10
3. ábra: Átlagos éves vízmérleg a St. Arnoldi kísérleti területen 1966-2006 között (Harsch et al. 2008 nyomán).....	11
4. ábra: Az evapotranszspiráció (ET) havi átlagos napi értékei az erdőben és a gyepterületen (Nachabe et al. 2005 nyomán).....	12
5. ábra: A talajvízszint napi periódusú hullámzásának csökkenése és szintjének emelkedése a vegetáció eltávolítása után (White 1932 nyomán).....	15
6. ábra: Egy erdő és mező alatti talajvízszint változás Wageningen (Hollandia) közelében (Thal-Larsen 1934/35 nyomán).....	15
7. ábra: A talajvízállás és a napi minimum hőmérsékletek 2005. augusztus 18-tól október 8-ig és 2006. május 1-től június 22-ig az iowai Red-Canyon patak mentén (Lautz 2008 nyomán).....	16
8. ábra: A White módszer elve (Gribovszki et al. 2008b nyomán).....	17
9. ábra: A teljes nedvességtartalom változása feláramlási (a) és leáramlási területen (b) (Nachabe et al. 2005 nyomán).....	17
10. ábra: A talajvízszint változása gyeperdő és szántó felszínek esetén (Schilling 2007 nyomán).....	18
11. ábra: A talajvízszintek napi ciklusú változása alapján számított ET értékek (Gribovszki et al. 2008b nyomán).....	18
12. ábra: Nyíregyháza Walter-féle klímadiagramja.....	22
13. ábra: Nyíregyháza éves csapadékösszegének és évi középhőmérsékletének változása 1951 és 2007 között.....	22
14. ábra: Talajvízszint alakulása néhány nyírségi talajvízkútban 1982 és 2004 között.....	23
15. ábra: (a) Erdőterület az Állami Erdészeti Szolgálat felmérése alapján (2004), (b) Erdőterület a CLC2000 adatbázis alapján (2000).....	24
16. ábra: A mintaterület elhelyezkedése.....	25
17. ábra: A tölgy (a) és a parlag (b) mintahely helyszínrajza – 1: rét-legelő, 2: beépített terület, 3: szántóföld.....	25
18. ábra: Nyíregyháza időjárás viszonyainak alakulása a Walter-Lieth féle módszerrel ábrázolva.....	26
19. ábra: A talajvíz-áramlás fel- és leáramlási területeken.....	27
20. ábra: A talajvíz jellegzetes napi fluktuációja fel- illetve leáramlási területen (Nachabe et al. 2005 nyomán).....	27
21. ábra: A létesített talajvíz kutak elhelyezkedése (E1, E2, E3, E4: erdei kút, P1, P2, P3: parlag, illetve szántóföldi kút).....	28
22. ábra: A talajvíz kutak átlagos mélysége és az erózióbázis feletti magasság összefüggése (E: erdei kút, P: parlag, szántóföldi kút).....	29
23. ábra: A talajvízszint változása a P1 és P3 kútban.....	29
24. ábra: A tölgy mintahely.....	30
25. ábra: A parlag mintahely.....	30
26. ábra: A Rainwise automata csapadékmérő.....	32
27. ábra: A csapadék (oszlopok), a napi középhőmérséklet (folytonos piros vonal) és a globálsugárzás alakulása (szaggatott sárga vonal).....	32
28. ábra: A levelek szkennelése: a levélfelület meghatározásának egyik lépése.....	33

29. ábra: A levélfelület index szezonális változása (tölgy mintahely: szaggatott vonal MODIS adat, folytonos vonal – a modellben alkalmazott, parlag mintahely: folytonos vonal – a modellben alkalmazott).....	34
30. ábra: Az albedó (%) szezonális változása a MODIS felvételei alapján a tölgy és a parlag mintahelyen.....	34
31. ábra: A víztartó képesség függvény (Stefanovits 1981 nyomán).....	35
32. ábra: A 30 és 90 cm-es mélységű víztartó képesség függvények a tölgy (a) és a parlag (b) mintahelyeken.....	36
33. ábra: A finomgyökerek vertikális eloszlása a tölgy és a parlag mintahelyen.....	38
34. ábra: ECH2O EC-5 szenzor.....	38
35. ábra: A talajvízkút készítése a parlag mintahelyen (a), Dataqua talajvízmérő szonda (b)	39
36. ábra: A numerikus modell vízforgalmi összetevői (Cs: szabadtéri csapadék, Cseff: hatékony csapadék, I: intercepciós veszteség, Ik: korona intercepciós veszteség, Ia: avar intercepciós veszteség, Tp: potenciális transzspiráció, T: aktuális transzspiráció, Ep: potenciális talajfelszín evaporáció, E: aktuális talajfelszín evaporáció, Qnet: nettó talajvíz-utánpótlódás.....	41
37. ábra: A csapadék útja az erdőben (Gash és Morton 1978 nyomán).....	43
38. ábra: A talajvízszint és a napi csapadékmennyiség alakulása a tölgy (a) és parlag (b) mintahelyeken 2008. szeptember 24 és 2009. március 12. közötti időszakban.....	49
39. ábra: Az T/Tp arány és a talaj relatív nedvességének összefüggésének általános formája (Dingman 2001 nyomán).....	50
40. ábra: A T/ Tp arány és a talaj relatív nedvességének összefüggése (van Genuchten 1987 nyomán).....	50
41. ábra: A felső 40-cm-es talajréteg elérhető víztartalmának változása a tölgy és parlag mintahelyeken.....	54
42. ábra: A 10 cm-es talajnedvesség változása 2008 augusztusában egy 10 napos periódus során a tölgy-és parlag mintahelyeken.....	55
43. ábra: A talajvízszint ingadozása a tölgy és parlag mintahelyen.....	55
44. ábra: A talajvízszint napi fluktuációja a tölgy és a parlag mintahelyen.....	56
45. ábra: A mért és szimulált talajnedvesség a tölgy mintahelyen.....	57
46. ábra: A mért és szimulált talajnedvesség a parlag mintahelyen.....	58
47. ábra: A mért és szimulált talajvízszintek a tölgy mintahelyen 2007. augusztus 1 és november 12 között.....	59
48. ábra: A mért és szimulált talajvízszintek a tölgy (a) és parlag (b) mintahelyen.....	60
49. ábra: A megfigyelt és szimulált talajnedvességek (a) és talajvízszintek (b) összehasonlítása a tölgy mintahelyen.....	61
50. ábra: A szabadtéri csapadék és a korona intercepció 2008 vegetációs időszakában a tölgy (négyzet) és parlag (háromszög) mintahelyen.....	62
51. ábra: Az intercepciós veszteség (csapadék%-ban kifejezve) és a csapadékesemények átlagos csapadékmennyisége a vegetációs időszakokban a tölgy és parlag mintahelyen..	62
52. ábra: A potenciális transzspiráció 10 napos mozgóátlaga a tölgy és a parlag mintahelyen.....	63
53. ábra: A telített és telítetlen zóna vízfelvételi aránya és a csapadék változása a tölgy mintahelyen 2007 (a) és 2008 (b) vegetációs időszakában.....	64
54. ábra: A telített és telítetlen zóna vízfelvételi aránya és a csapadék változása a parlag mintahelyen 2007 (a) és 2008 (b) vegetációs időszakában.....	65
55. ábra: A talajvíz fluktuáció módszerével számolt talajvíz-fogyasztás aránya a potenciális transzspirációhoz képest 2007 (a) és 2008 (b) vegetációs időszakában és a talajvízszint a tölgy mintahelyen.....	66

56. ábra: A talajvíz fluktuáció módszerével számolt talajvíz-fogyasztás aránya az aktuális transzspirációhoz képest	67
57. ábra: A potenciális és aktuális talajfelszín evaporáció alakulása a tölgy (a) és parlag (b) mintahelyeken	68
58. ábra: Az evapotranszspiráció összehasonlításához kijelölt teszterületek (tölgy mintahely: Et1, Et2 és parlag mintahely: Pt1, Pt2 és Pt3)	69
59. ábra: A becsült talajvíz-fogyasztás összege 2007 júliusában a fajlagos hozam függvényében a tölgy mintahelyen	72
60. ábra: A tölgy és parlag mintahely vízforgalmi komponensei mm-ben a vizsgált időszakban (2007.04.01-2009.03.31), Cs: csapadék, Ik: korona intercepció veszteség, Ia: avar intercepció veszteség, Ttv: talajvíz transzspiráció, Tvv: telítetlen zóna transzspiráció, E: talajfelszín evaporáció, Qnet: nettó talajvíz-utánpótlódás, ΔS : talajvízkészlet változás	75

Táblázatok jegyzéke

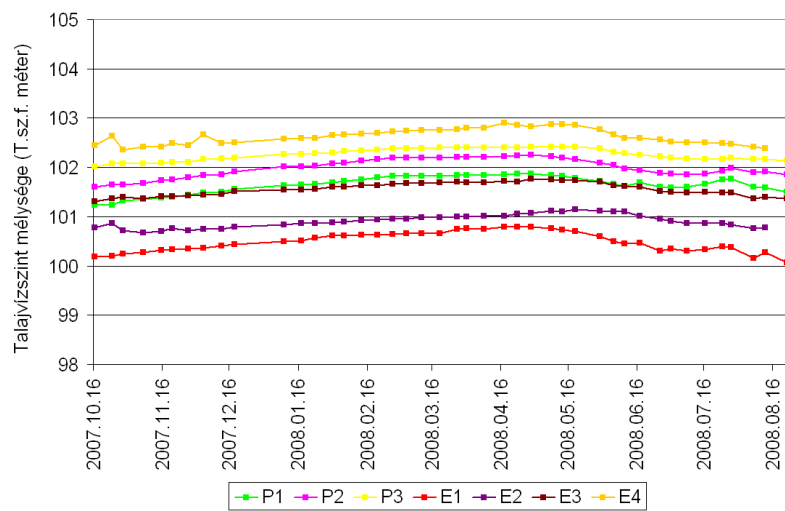
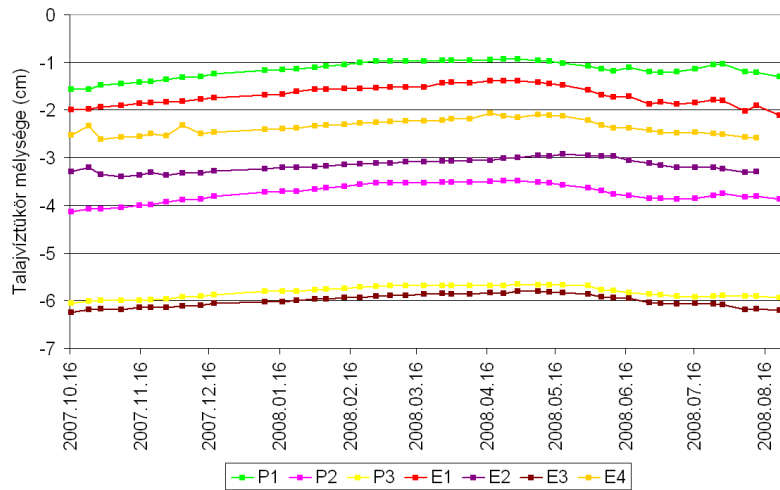
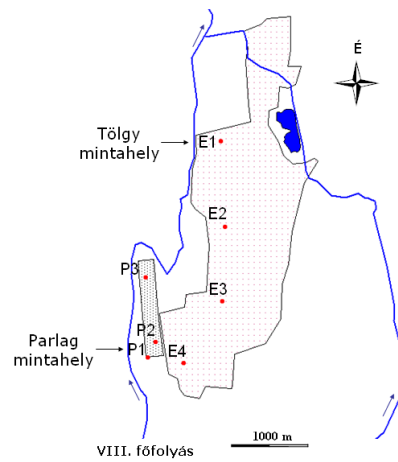
1. táblázat: A két mintahely néhány topográfiai adata	26
2. táblázat: A mintaterület talajvíz kutjainak fontosabb jellemzői	28
3. táblázat: A Nyíregyházi Erdészet, Nyíregyháza 5B erdőrészletének fontosabb jellemzői	30
4. táblázat: A telített hidraulikus vezetőképességek (mm/nap)	37
5. táblázat: Csapadék és párolgási jellemzők Nyíregyházán (1951-2000)	50
6. táblázat: A különböző modell hatékonysági mutatók eredményei	60
7. táblázat: A két erdőterület választott pixeleinek és a tölgy mintahely evapotranszspirációja és levélfelület indexe	70
8. táblázat: A három gyepterület választott pixeleinek és a parlag mintahely evapotranszspirációja és levélfelület indexe	70
9. táblázat: A hőmérséklet és a relatív páratartalom változtatás hatására kialakult aktuális transzspiráció, talajfelszín evaporáció és intercepció veszteség (mm)	71
10. táblázat: A tölgy mintahely fontosabb vízforgalmi összetevői	73
11. táblázat: A parlag mintahely fontosabb vízforgalmi komponensei	74

Mellékletek jegyzéke

1. sz. melléklet: A mintaterületek közelében lévő talajvízkutak és mérési eredményeik.	94
2/a sz. melléklet: A meteorológiai műszerek specifikációja	95
2/b sz. melléklet: A talajnedvességmérő műszer specifikációja	96
3. sz. melléklet: Víztartó képesség függvény értékei	97
4. sz. melléklet: A Hydrus 1-D modell fontosabb beállításai a vízforgalmi szimuláció során	98
5. sz. melléklet: A Hydrus modellben használt valamennyi paraméter	99

Melléklet

1. sz. melléklet: A mintaterületek közelében lévő talajvíz kutak és mérési eredményeik.



2/a sz. melléklet: A meteorológiai műszerek specifikációja

iMETOSag - a mezőgazdaság és a földművelés számára kifejlesztett meteorológiai állomás, mely hőmérsékletet, légnedvességet, csapadékot, globálsugárzást és szélsébséget mér.

Az állomás fontosabb paraméterei a következők:

- Hőmérséklet
 - Hőmérséklet szenzor: PT100 A osztály
 - Hőmérséklet mérés felbontása 0,1 °C
 - Hőmérséklet mérés pontossága $\pm 0,2$ °

- Légnedvesség
 - Légnedvesség szenzor: Rotronic Hygroclip 2
 - Légnedvesség szenzor felbontása 0,1%
 - Légnedvesség szenzor pontossága: ± 1 %

- Csapadék
 - Csapadékmérés felbontása 0,2 mm
 - Maximálisan mérhető csapadék: 12 mm/perc
 - Csapadékmérés pontossága: ± 5 %

- Globálsugárzás
 - Mérési tartomány: 320-1100 nm
 - Mérési pontosság: ± 5 %

- Szélsébség
 - Mérési tartomány: 0-40 m/s
 - Küszöbérték: 1,4 m/s
 - Mérési pontosság: 0,8 m/s

Rainwise Rainlog data logger

- 0,25 mm-es felbontás
- Csapadékmérés pontossága: ± 4 %
- Perc szintű adattárolás
- Elem és adattárolási kapacitás 1 év
- EEPROM memória

2/b sz. melléklet: A talajnedvességmérő műszer specifikációja

EC-5 szenzor jellemzői

- Mérési pontosság a legtöbb minerális talajban: $\pm 3\%$, kalibrációval $\pm 1-2\%$
- Felbontás: $0,1\%$
- Mérési tartomány: $0-100\%$
- Kábelhosszúság: 5 m
- Mérési időköz: 10 ms

EM50 Data Logger jellemzői

- 5 csatorna
- Időjárásálló külső borítás
- Adattárolás: 1 MB (36000 adat pontonként)
- 5 db AA elem (8-12 hónap)
- Csatlakozás: USB 2.0

A talajvízszintmérő műszer specifikációja

DA-S-LRB 118 folyadékszint mérő

- Mérési időköz: 1s-24h
- Memória: 30000 adat
- Felbontás: 1 mm
- Hosszú idejű stabilitás: $\pm 0,1\%$ / év
- Elem: 3,6 V lítium (15 perces mérési időköznél 5 év)
- Csatlakozás: USB 2.0

3. sz. melléklet: Víztartó képesség függvény értékei

A víztartó képesség függvények laborban mért potenciál-nedvesség értékpárjait a Kémiai- és Termőhelyismerettani Intézet munkatársai határozták meg.

Tölgy mintahely

	Víztartalom (%)					
Potenciál	10 cm	30 cm	50 cm	70 cm	90 cm	120 cm
pF 0	52,7	47,2	48,5	46,9	37,9	37,0
pF 1,0	42,8	39,0	39,7	39,9	36,0	35,6
pF 2,5	20,2	20,1	17,8	22,5	32,3	23,4
pF 3,0	16,7	16,0	15,5	18,0	25,9	16,8
pF 4,2	7,8	7,9	7,5	7,3	14,1	9,6

Parlag mintahely

	Víztartalom (%)					
Potenciál	10 cm	30 cm	50 cm	70 cm	90 cm	120 cm
pF 0	34,4	38,4	39,4	39,7	38,3	37,2
pF 1,0	32,6	35,0	35,6	36,7	37,7	36,8
pF 2,5	19,4	19,3	23,7	30,3	30,5	33,9
pF 3,0	15,1	14,5	18,3	22,0	22,7	26,4
pF 4,2	10,4	9,3	11,9	14,0	14,0	17,4

4. sz. melléklet: A Hydrus 1-D modell fontosabb beállításai a vízforgalmi szimuláció során

- **Főbb folyamatok:**
 - Talajnedvesség mozgás szimuláció
 - Gyökér vízfelvétel

- **Geometriai információ:**
 - mm mértékegység
 - 7 talajréteg
 - 3 méter mélységű talajprofil
 - 200 modellezett réteg

- **Idő információ:**
 - Napi időlépés
 - Szimulációs idő: 821 nap

- **Talaj hidraulikus modell**
 - van Genuchten – Mualem
 - Hiszterézis nincs figyelembe véve

- **Modell határfeltételek**
 - Légköri felső határ vízréteggel
 - Változó fluxust megengedő alsó határ

- **Gyökér vízfelvétel modell:**
 - van Genuchten S-alakú függvény
 - Kompenzációs faktor alkalmazása

- **Gyökérprofil:**
 - Terepen mért adatoknak megfelelően beállítva

5. sz. melléklet: A Hydrus modellben használt valamennyi paraméter

Leírás	Mérték-egység	Jel	Tölgy mintahely	Parlag mintahely
Terepen mért paraméter				
Levélfelület maximum értéke	m ² /m ²	LAI _M	3,9	1,1
Maximum gyökérmélység	m		1,5	0,8
Szabad átesési arány	%	p	14	-
Talajborítás aránya	-	b	-	1,0
Irodalom vagy adatbázis alapján becsült paraméter				
Albedó szezonális változása	%	a	9-15	11-17
Brutsaert állandók a globálsugárzás számításához	-		0,25;0,5;0,2	0,25;0,5;0,2
Érdességi magasság	m	z ₀	0,9	0,026
Konstans a párányomás deficit függvényhez	kPa	c _D	2	2
Konstans a szélsébség korrekcióhoz	m		5000	-
Konstansok a hőmérséklet függvényhez	°C	T _L ; T _H ; T ₁ ; T ₂	0;10;30;40	0;10;30;40
Levélfelület szezonális változása	m ² /m ²	LAI	1,5-3,9	0,5-1,1
Max. levélvezető-képesség	mm/s	g _{lmax}	6,3	7
Min. levélvezető-képesség	mm/s	g _{lmin}	0,3	0,3
Nedvesség stressz függvény kitevője	-	P ₀	3	3
Nullponteltoldódási magasság	m	z _d	15,12	0,11
Referencia magasság	m	z _m	20,1	2,2
Sugárzás kioltási együtthatója	1/LAI	k	0,5	0,7
Törzs-felületi index	m ² /m ²	SAI	2,75	-
Törzsi lefolyás aránya	%	p _t	3	-
Talajfelszín ellenállás potenciális körülmények között	s/m	R _s	500	500
Vegetáció magassága	m	z _{veg}	18,1	0,2
Tározási kapacitást befolyásoló paraméter	-	c	0,7	-
Modellillesztés során kalibrált paraméter				
Avar tározási kapacitása	mm		0,5	-

Fajlagos hozam	-	S_y	0,032	0,029
Intercepció empirikus paramétere	-	a_i	-	1,0
Kiegyenlítő vízfelvétel hatásfoka	-		0,9	0,9
Korona fajlagos intercepció tározási kapacitása	mm/LAI		0,3	-
Talajnedvesség tenzió, melynél a vízfelvétel a potenciális 50%-a	cm vízoszlop	ψ_c	600	600
Tározási kapacitást befolyásoló paraméter	-	f	1,7	-
Áramlási útvonalak átmérőjét jellemző paraméter	-	B	0,00053	0,00053
Egyéb modell paraméter				
Maximális talajfelszíni víztározás	mm		30	30
Met. adatok mérési magassága	m		-	2
Talajrétegek száma	db		7	7
Talajrétegek vastagsága	m		0,2;0,2;0,2;0,2; ,2; 0,2;0,2;1,8	0,2;0,2;0,2;0,2; ,2; 0,2;0,2;1,8
A modell iterációs paramétereinek alapértékeit kivétel nélkül elfogadtam				