

Doktori Ph.D. Értekezés

GÁCSI ZSOLT

Nyugat-Magyarországi Egyetem

Erdőmérnöki Kar

2000

A TALAJVÍZSZINT ÉSZLELÉS, MINT HAGYOMÁNYOS, S A VÍZFORGALMI MODELLEZÉS, MINT ÚJ MÓDSZER ALFÖLDI ERDEINK VÍZHÁZTARTÁSÁNAK VIZSGÁLATÁBAN

DOKTORI (Ph.D.) ÉRTEKEZÉS

Készítette:

Gácsi Zsolt
okl. erdőmérnök

Témavezető:

Dr.h.c.dr. Szodfridt István
ny. tanszékvezető egyetemi tanár



**Nyugat-Magyarországi Egyetem, Termőhelyismerettani Tanszék
KEFAG RT., Erdészeti Szaporítóanyag Termesztési Központ
Kecskemét**

2000.

Tartalomjegyzék

BEVEZETÉS	13
I. ERDŐÁLLOMÁNYOK TALAJVÍZ-SZINTRE GYAKOROLT HATÁSÁNAK VIZSGÁLATA KÖZVETLEN TALAJVÍZ-SZINT ÉSZLELÉSEL	15
ELŐZMÉNYEK	16
CÉLOK	18
ANYAG ÉS MÓDSZER	18
<u>A VIZSGÁLAT MÓDSZERTANA</u>	18
<u>MÉRŐHELYEK JELLEMZÉSE</u>	19
ÁLTALÁNOS LEÍRÁS	19
TERMŐHELY	20
Klíma	20
Hidrológiai viszony	21
Talaj	21
NÖVÉNYZET	21
EREDMÉNYEK	26
ÖSSZEFOGLALÁS (I. TALAJVÍZ-SZINT ÉSZLELÉSEK)	31
II. ERDŐ-HIDROLÓGIAI VIZSGÁLATOK VÍZFORGALMI MODELLEZÉSEL	33
ELŐZMÉNYEK	34
CÉLOK	34
ANYAG ÉS MÓDSZER	35
<u>MÉRŐHELYEK JELLEMZÉSE</u>	35
ÁLTALÁNOS LEÍRÁS	35
TERMŐHELY	36
Klíma	36
Hidrológiai viszony	38
Talaj	38
Talajfizikai áttekintés	38
A kísérleti terület talajának jellemzése	41
NÖVÉNYZET	45
<u>A MÉRÉSEK MÓDSZERTANA</u>	46
ALAPADATOK	46
Egyszeri felvételezést kívánó alapadatok	46
Folyamatos felvételezést kívánó alapadatok	47
ELLENŐRZŐ ADATOK	49
Talajnedvesség	49
Intercepció	52
Talajhőmérséklet	54
KIEGÉSZÍTŐ ADATOK	54

A FELDOLGOZÁS MÓDSZERTANA	54
ADATFELDOLGOZÁS HAGYOMÁNYOS MÓDSZERREL	54
Evapotranszspiráció	55
Potenciális evapotranszspiráció	55
Tényleges evapotranszspiráció	57
Az evapotranszspiráció elemeinek szétválasztása	57
Mélybeszivárgás	58
MODELLEZÉS	58
A SOIL modell általános ismertetése	58
A modell egyenletrendszere	59
1. A talaj hőforgalma	59
1.1 Hőkapacitás	60
1.2 Hővezető képesség	60
1.3 Felső határállapot (a felszíni hőmérséklet)	61
1.4 Alsó határállapot (a legalsó modellezett talajréteg hőmérséklete)	61
2 A talaj vízforgalma	62
2.1 Megkerülő áramlás a makropórusokban	62
2.2 A hidraulikus talajjellemzők figyelembe vétele	62
2.3 Felső határállapot (a talajfelszín nedvességforgalma)	64
2.4 Alsó határállapot (a legalsó modellezett talajréteg nedvességforgalma)	64
2.5 Növényi párologtatás (transzspiráció)	64
2.6 A talaj párolgása (evaporáció)	66
2.7 A korona által felfogott csapadékvíz párolgása (intercepció)	66
2.8 A gyökök vízfelvétele	66
2.9 Hódinamika	67
A modell felparaméterezése, futtatása	68
EREDMÉNYEK	69
<u>HAGYOMÁNYOS MÓDSZEREKKEL TÖRTÉNŐ KIÉRTÉKELÉS</u>	69
POTENCIÁLIS EVAPOTRANSZSPIRÁCIÓ	69
INTERCEPCIÓ	70
TÉNYLEGES EVAPOTRANSZSPIRÁCIÓ	73
MÉLYBESZIVÁRGÁS	74
AZ EVAPOTRANSZSPIRÁCIÓ SZÉTBONTÁSA NÖVÉNYI VÍZFOGYASZTÁSRA ÉS TALAJFELSZÍNI PÁROLGÁSRA	75
ÖSSZEGZÉS	75
<u>SOIL MODELLEL TÖRTÉNŐ KIÉRTÉKELÉS</u>	76
A MODELLFUTTATÁSOK EREDMÉNYEINEK ELLENŐRZÉSE	76
Terepi mérésekkel történő ellenőrzés	76
Talajnedvesség-tartalom	76
Talajhőmérséklet	78
Intercepció	78
Hagyományos úton számított értékekkel történő ellenőrzés	79
A VÍZFORGALOM MENNYISÉGI ELEMZÉSE	79
<u>AZ ILLESZTETT MODELL NÉHÁNY ALKALMAZÁSI LEHETŐSÉGÉNEK BEMUTATÁSA</u>	87
ÉRZÉKENYSÉG-VIZSGÁLATOK	88
A meteorológiai elemekre való érzékenység	88
A növényzet sajátosságaira való érzékenység	90

HATÁSVIZSGÁLAT	91
ÖSSZEFOGLALÁS (II. VÍZFORGALMI MODELLEZÉS)	93
AZ ÉRTEKEZÉS EREDMÉNYEINEK ÖSSZEGZÉSE	97
AJÁNLÁSOK	100
KÖSZÖNETNYILVÁNÍTÁS	101
IRODALOMJEGYZÉK	102
MELLÉKLETEK	110

I. ERDŐÁLLOMÁNYOK TALAJVÍZ-SZINTRE GYAKOROLT HATÁSÁNAK VIZSGÁLATA KÖZVETLEN TALAJVÍZ-SZINT ÉSZLELÉSEL

ÁBRÁK JEGYZÉKE

1. ábra:	A kísérleti terület helyszínrajza	19
2. ábra:	A kísérleti terület Walter-féle klímadiagramja	20
3. ábra:	A 874-es sz. kút éves középvízszintje és néhány meteorológiai adat (1934-1995.)	26
4. ábra:	Az I-IV. talajvíz-kutak vízjárása (m talajfelszín alatt) 1995-2000.	27
5. ábra:	Az I-IV. talajvíz-kutak vízjárása (mBf) és néhány meteorológiai jellemző (1995-2000.)	28

KÉPEK JEGYZÉKE

1. kép:	Fiatal nemesnyáras az I. talajvíz-kúttal	23
2. kép:	Első éves A-SZNY-PANY erdősítés kukorica köztes műveléssel (III. talajvíz-kút)	24
3. kép:	Negyedik éves szürke nyár - akác sarj (II. talajvíz-kút)	24
4. kép:	Második éves A-SZNY-PANY erdősítés (III. talajvíz-kút)	24
5. kép:	A szilvatelepítésre előkészített parlagterület (IV. talajvíz-kút)	25
6. kép:	Második éves gyümölcsös (szilva) (IV. talajvíz-kút)	25

TÁBLÁZATOK JEGYZÉKE

1. táblázat:	A Bugacpusztaháza 106/A erdőrészlet fontosabb üzemtervi adatai (1992)	22
2. táblázat:	Az egyes kutakkal jellemzett területek növénytakarójának változása (1995-2000.)	23

II. ERDŐ-HIDROLÓGIAI VIZSGÁLATOK VÍZFORGALMI MODELLEZÉssel

ÁBRÁK JEGYZÉKE

1. ábra:	A kísérleti terület áttekintő helyszínrajza	36
2. ábra:	Az 1999-es év meteorológiai adatainak kiértékelése a Walter-féle klímadiagram összefüggéseinek felhasználásával	37
3. ábra:	A talajfizikai tényezők összefüggés-hierarchiája	38
4. ábra:	A víztartó képesség görbéről leolvasható talajfizikai jellemzők	39
5. ábra:	A vízvezető képesség függvény	40
6. ábra:	A kísérleti terület helyszínrajza	41
7. ábra:	A modellezett talajszelvény mért víztartó képesség értékei, és az azokra illesztett víztartó képesség függvények	43
8. ábra:	Várallyai Gy. állandó víznyomás módszerén alapuló berendezésének ötlete alapján készített, telítettségi vízvezető képesség meghatározására szolgáló eszköz elvi váza	44
9. ábra:	A modellezett talajszelvény számított vízvezető képesség függvényei	44
10. ábra:	A kísérleti állomány átlagos kerületnövekedése átmérőcsoportonként (1999.)	45
11. ábra:	Áttekintés az Erdő-hidrológiai Állomáson végzett mérésekről (részletes helyszínrajz)	46
12. ábra:	A léghőmérséklet, a relatív páratartalom, a csapadékösszeg és a globálisugárzás órás mérésekből számított napi adatai a kísérleti állomány felett a SOIL modell segédprogramjának (Pgraph) ábrázolásában (1999.)	49
13. ábra:	A SOIL modell vázlatos felépítése	59
14. ábra:	A SOIL modell hódinamikát leíró részének vázlatos ábrázolása	67
15. ábra:	Az energetikailag lehetséges és a potenciális párolgás (vízfelszín) napi értékei a nyári félévben	69
16. ábra:	Az energetikailag lehetséges és a potenciális párolgás összegzett értékei	70
17. ábra:	Állományi csapadék és intercepció a szabadtéri csapadék függvényében	72
18. ábra:	Az erdei fenyves talajának nedvességekészlet-változása a csapadégmentes időszakokban	73
19. ábra:	A modellezett talajnedvesség ellenőrzésére szolgáló talajnedvesség adatok, és azok ellenőrző mérései a Pgraph ábrázolásában	76

20. ábra:	A modell illesztésének ellenőrzése a mért és a modellezett talajnedvesség-tartalmak összehasonlításával	77
21. ábra:	A modell illesztésének ellenőrzése a mért és a modellezett talajhőmérsékletek összehasonlításával	78
22. ábra:	A modell illesztésének ellenőrzése a mért és a modellezett intercepció kumulált összegeinek összehasonlításával	78
23. ábra:	A kísérleti állomány órás és napos adatok alapján modellezett vízforgalma	80
24. ábra:	Középkorú erdei fenyves intercepciója (Brechtel-Pavlov, 1997)	82
25. a.) ábra:	Aktuális/lehetséges vízfogyasztás	83
25. b.) ábra:	Aktuális/lehetséges vízfogyasztás: talajnedvesség, ill. hőmérsékleti hatás	83
25. c.) ábra:	Aktuális vízfogyasztás	83
25. d.) ábra:	Összegzett növényi vízfelvétel	83
26. ábra:	A kísérleti állomány júliusi vízfogyasztása	84
27. ábra:	A kísérleti állomány vízfogyasztása egy-egy tavaszi, nyári és őszi napon	84
28. ábra:	A kísérleti állomány órás és napos adatok alapján modellezett egyensúlyi vízforgalma	86
29. ábra:	Csupasz talaj modellezett és parlagterület mért nedvességtartalma	91

KÉPEK JEGYZÉKE

1. kép:	Az Erdő-hidrológiai állomás adatgyűjtője	47
2. kép:	Kipp&Zonen piranométer a kísérleti állomány felett (háttérben a vadföld)	48
3. kép:	Csapadék-, hő-, és páramérő szenzorok a kísérleti állomány felett	48
4. kép:	Az állomány feletti műszerek elhelyezésére szolgáló torony	48
5. kép:	CS615 talajnedvesség-mérő szenzorok	50
6. kép:	A talajnedvesség-mérők szelvénye, és a három legmélyebb érzékelő által mért talajréteg	50
7-8. kép:	A talajnedvesség-mérők telepítése	51
9. kép:	Az Erdő-hidrológiai Állomás intercepciós kertje	52
10. kép:	A parlagterületi mérőhely	52
11. kép:	A koronán átcsapó csapadék észlelések közti párolgási veszteségének mérése	53

TÁBLÁZATOK JEGYZÉKE

1. táblázat:	Az 1999. évi intercepciós mérések összefoglaló táblázata	71
2. táblázat:	Tényleges evapotranszpiráció számítása a csapadékmentes időszakokra felírt vízháztartási egyenletek alapján	73
3. táblázat:	A mélybeszivárgás (mint a vízháztartási egyenlet maradéktagja) számítása	74
4. táblázat:	A modell eredményeinek ellenőrzése a hagyományos úton számított és a modellezett értékek összehasonlításával	79
5. táblázat:	A kísérleti állomány órás alapadatok alapján számított vízforgalmának főbb elemei a vegetációs időben, illetve azon kívül	82
6. táblázat:	Az órás és a napos adatok alapján végzett modellfuttatások nedvességprofiljai	87
7. táblázat:	A meteorológiai elemekre való érzékenység vizsgálatának foratókönyve	88
8. táblázat:	A 7. táblázatban közölt változtatások hatására kialakult egyensúlyi vízforgalmak főbb jellemzőinek összehasonlítása mm-ben (az 5-10%, ill. 10% feletti eltérés jelölésével)	89
9. táblázat:	A levélfelület csökkenésének hatása az egyensúlyi vízforgalomra (a 10% feletti eltérés jelölésével)	90
10 táblázat:	Erdőterület és csupasz talajfelszín egyensúlyi vízforgalma az 1999. évi adatok alapján, ill. a sokévi átlagos csapadékmennyiséggel számolva	92

Bevezetés

Az Alföldfásítási Program eredményeként Alföldünk erdőszültsége a II. világháború előtti 4,5%-ról napjainkra 12% fölé emelkedett. Ezzel az Alföld erdőterülete több, mint 2,5-szeresére növekedett! Az alföldi erdők területének növekedésével a továbbiakban is számolni kell (az Európai Unió az erdőtelepítést az agrárstruktúra eszközének, s a vidékfejlesztési finanszírozás részének tekinti). Hegyvidéki erdeink vízháztartásra gyakorolt pozitív hatása közismert, ami viszont az alföldi régiókat illeti, a kérdés koránt sem válaszolható meg ilyen könnyedén.

Fás növénytakaró természetes úton többnyire pozitív vízháztartású - ún. kilúgzási típusba tartozó - területeken alakul ki. Az Alföldfásítási Program célkitűzései ugyanakkor megkívánták/megkívánják, hogy egyensúlyi, vagy akár negatív vízmérlegű - párologtató típusú - talajokon is erdőállományokat hozzunk létre és tartsunk fenn. Ez mindaddig nem jelentett gondot, míg a talajvíz a gyökerek számára elérhető mélységben húzódtott.

A Duna-Tisza közén az 1970-es évek közepétől jelentős talajvízszint-süllyedés következett be, melynek méretei az 1990-es évek közepére katasztrofálissá váltak. Az okok kutatásával - a téma fontosságának megfelelően - számos szakember foglalkozott. A probléma rendkívül összetett, a különböző szakterületek művelői csak részterületekről nyilatkozhatnak felelősséggel. A jelenség ráirányította a figyelmet alföldi erdeink vízháztartási kérdéseire is.

Az erdő-víz kapcsolatot elemző kutatások természetesen nem merülhetnek ki az erdők talajvíz-szintre gyakorolt hatásának tanulmányozásában. A természetvédelem, a vízügy, a mezőgazdaság és nem utolsósorban a táji erdőgazdálkodás szemszögéből nézve is egyre fontosabb az egyes állományok vízforgalmának komplex elemzése, azaz annak megismerése, hogy milyen szerepet töltenek be az alföldi erdők a térség vízháztartásában. E kérdéskör tanulmányozására - rendkívüli összetettsége miatt - a talaj-növényzet-légkör rendszer átfogó számítógépes modellezése látszik a legalkalmasabbnak.

Az alföldi erdők vízforgalmával kapcsolatos vizsgálataimat - az alapvető metodikai eltérések miatt - az alábbi két, teljes egészében önálló fejezetben mutatom be:

I. Erdőállományok talajvíz-szintre gyakorolt hatásának vizsgálata közvetlen talajvíz-szint észleléssel;

II. Erdő-hidrologiai vizsgálatok vízforgalmi modellezéssel.

I. Erdőállományok talajvíz-szintre gyakorolt hatásának vizsgálata közvetlen talajvíz-szint észleléssel

„Ha az Alföld erdei az altalajvíz mérlegére hatást gyakorolnak, akkor az az erdőállományokon belüli és azokon kívüli altalajvíz-állás összehasonlító vizsgálatával kifogástalanul megállapítható.”

/IJJÁSZ ERVIN, 1938/

A hazai talajvíz-megfigyelések történetét **Ijjász E. (1938)** és **Papp L. (1988)** foglalta össze. A talajvíz-észleléseket az állami erdészetek vezették be; a kezdetek egészen 1908-ig nyúlnak vissza. Az erdőállományok talajvíz-szintre gyakorolt hatásának vizsgálata 1911-ben kezdődött el - Roth Gyula professzor javaslatára - Szegeden. A Roth Gyula által elkezdett munkát Ijjász Ervin szélesítette ki: a két világháború között mintegy 60 kútból álló hálózatot épített ki a Körösöktől egészen a Dunáig.

Ijjász E. (1938) hazai és külföldi mérések és megfigyelések alapján megállapította, hogy a síkvidéki erdők hatása az altalajvízre az egyes vidékek geológiai, talaj, hidrológiai, klimatológiai és növénytenyészetvi viszonyai szerint nagyon különböző: pozitív vagy negatív egyaránt lehet. Az erdők negatív szerepét tükröző megfigyelések szerint az altalajvíz az erdő alatt egész évben alacsonyabban áll, mint nyílt terület alatt. Ez a különbség a vegetációs időben a legnagyobb, a nyugalmi időszakban pedig lassan kiegyenlítődik. Az idős állományok hatása erősebb, mint a fiataloké. Vizsgálatai alapján a Nagy-Alföldön csaknem valamennyi fafaj - amennyiben elegendő nedvességet nem kap - lehetőség szerint vízszükségletét az altalajvízből fedezi. Ez alól az akác és a fekete fenyő sem kivétel.

A II. világháború után az Ijjász által kiépített észlelőhálózat nem működött, s bár szétszórtnak több helyütt végeztek méréseket (pl. Babos Imre kezdeményezésére Kunadacs térségében), a kérdés évtizedekig nem volt hangsúlyos. Az 1980-as évek végére egyértelműen kirajzolódó talajvíz-süllyedés hatására a téma előtérbe került, s számos szakmai vitát kavart. A talajvíz-szint-változás szóba jöhető okairól, s ezek egymáshoz viszonyított súlyáról igen eltérő a honi szakemberek véleménye.

A talajvíz-süllyedés - **Pálfai I. (1990)** vizsgálatai szerint - legerősebb korrelációt a talajvíz tengerszint feletti magasságával és a rétegvíz szintjétől mért távolságával mutat.

A csapadékhány - különösen a téli csapadékhány - az Alföldön tapasztalt talajvízsüllyedésre nézve meghatározó tényező (**Harmati I. 1990, Iványosi Sz. A. 1990, Pálfai I. 1990**). **Major P. (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 magában nem magyarázza a talajvíz-szint csökkenését.

Meglehetősen egységes a rétegvíz-kitermelések hatásának megítélése.

Minta arról **Pálfai I. (1993-a)** beszámol, az 1960-as évek eleje óta a felszín alól kitermelt vízmennyiség a nyolcszorosára nőtt. Mivel a felszín alatti vizek egységes hidraulikai rendszert alkotnak (**Molnár B. 1990, Horváth V. 1994**), kétségtelennek tűnik, hogy a nagyarányú és egyre fokozódó rétegvíz-kitermelés talajvíz-süllyesztő hatással bír (**Berényi P. - Erdélyi M. 1990, Liebe P. 1990**).

Az Alföld vízrendezésének szerepe erősen vitatott.

1875-1914 között a belvízrendezési és lecsapolási feladatokat jórészt elvégezték a vízrendezési társulatok. A vízmérnöki kart ezzel kapcsolatosan ért első támadásokra **Kenessey B. "Az Alföld állítólagos kiszáritása, elszikesítése és öntözésének kérdései"** c. előadássorozatában válaszolt. Vádként merült fel a nagy párolgó vízfelületek megszüntetésével a csapadék csökkentése is. Sem **Kenessey B.**, sem **Réthly A. (1933)** meteorológus nem tudott kimutatni ilyen jellegű makroklimatikus hatást. A fenti vádak ellen **Ijjász E. (1938)** is állást foglalt.

A homokhátság csatornarendszerének komoly talajvízszint-süllyesztő hatása mellett legalább annyi szakember foglalt állást (**Magyar P. 1960, Tóth K. 1980, Harmati I. 1990, Iványosi Sz. A. 1990, stb.**), mint ahányan annak minimális jelentőségét hangsúlyozták (**Rónai A. 1980, Buzetzy Gy. - Zsuffa I. 1979, Pálfai I. 1990 stb.**).

Legalább ilyen ellentmondásos az erdők és területnövekedésük megítélése.

Több szerző (Major P. - Neppel F. 1988, 1990, Major P. 1973, 1980, 1990, Harmati I. 1990, Iványosi Sz. A. 1990, Csatári B. - Csordás L. 1990, Lóki J. 1990, Pálfa I. 1990, 1993-a, stb.) említi az alföldi erdőterületek erős növekedését, és az ebből adódó transzspiráció-növekedést alapul véve felelőssé teszik az erdőket a talajvíz-szint lesüllyesztésében.

Major P. (1990) szoros kapcsolatot talált az erdők területe és az 1985-re szerkesztett talajvízszint-süllyedés területei között.

Pálfa I. (1990) a községhatáronkénti erdősültségi adatokat és az erdősültség növekedési értékeit vetette össze a talajvízszint-süllyedés adataival, s a kapcsolatot szorosnak ítélte.

Szesztay K. (1993) nem az erdőterületek növekedését, hanem épp ellenkezőleg, a XV. századtól kezdődő erdőpusztításokat okolja. Véleménye szerint az Alföld vízháztartásának művi jellege elsődlegesen a növénytakaróban bekövetkezett nagymértékű változás következménye. A legfontosabb feladatként az egyes állományok vízháztartási sajátosságainak számszerűsítését említi.

Szodfridt I. (1990, 1992) véleménye szerint az erdő nem oka, hanem következménye a térség szárazabbá válásnak, ahol az őshonos fajok megtartása már aligha lehetséges. Major P. megállapításaival kapcsolatban felhívja a figyelmet arra, hogy az erdők vízkészlet-gazdálkodásban betöltött szerepe csak fafajra, korosztályra bontva vehető számításba; a területi kiterjedés önmagában való vizsgálata metodikailag hibás.

Járó Z. (1992) adatai szerint a Duna-Tisza közti homokhát erdőgazdasági táj utóbbi 100 évben telepített 100.000 ha új erdejéből 66.000 ha fenyő, melynek talajvízfogyasztása elhanyagolható.

Führer E. (1992) kutatásaira támaszkodva azt mondja, hogy az erdő a csapadék hasznosulásának mértékét javítja.

Járó Z. - Sitkey J. (1995, 1998) egy lajosmizsei nemesnyárasban végzett 16 éves mérésorozatra hivatkozva megállapítja, hogy az olasznyáras, gyep és szántó átlagos evapotranszspirációja azonos; tehát a nyártelepítések még részben sem okai a talajvízszint süllyedésének.

A talajvíz-szint süllyedésében szerepe lehet a szénhidrogének kitermelésének (Kovács Gy. 1984), folyóink vízállásának (Harmati I. 1990), a mezőgazdasági termelésnek (Harmati I. 1990, Lóki J. 1990), valamint a településszerkezetben bekövetkezett változásoknak (Csatári B. - Csordás L. 1990) is.

Összefoglalásul álljon itt Pálfa I. (1990) elemzése, aki az említett tényezők hatását - szakértői vélemények, szakirodalmi közlések, regressziós vizsgálatok és szóbeli konzultációk alapján - az alábbi arányokban tételezi fel:

időjárás (csapadék és párolgás)	50%
rétegvíz-kitermelés	25%
talajvíz-kitermelés	6%
területhasználatban bekövetkezett változások (erdőterületek növekedése, mezőgazdasági technológia módosulása, növekvő terméshozamok stb.)	10%
vízrendezésben bekövetkezett változások	7%
egyéb (szénhidrogénbányászat, településszerkezet vált. stb.)	2%
	100%

CÉLOK

A fenti - koránt sem teljes - áttekintés jól mutatja, hogy a szakemberek számos oldalról közelítik meg a talajvízszint-süllyedések okait, ugyanakkor az alföldi erdők szerepének megítélése meglehetősen ellentmondásos.

Szeretném kihangsúlyozni, hogy bár a talajvízszint-észlelésen alapuló módszerek alkalmazsak az erdő talajvízre gyakorolt hatásának vizsgálatára, komplex vízháztartási elemzésekre kevésbé használhatóak. Márpedig a talajvíz szintje csupán egyetlen - jóllehet igen fontos - eleme a vízháztartásnak!

Éppen ezért - noha a tisztánlátás céljából elengedhetetlennek tartottam, hogy magam is végezsek ilyen irányú méréseket - nem volt célom a kérdéskör általános érvényű, fafaj-termőhely-klíma érzékeny vizsgálata. A módszer lehetőséginek és korlátainak megtapasztalásán túl néhány - az alábbiakban részletezett - elvi kérdésekre kívántam választ adni egy-egy konkrét vizsgálat eredményeként:

- **Kifejezetten vízigényes (nyár) állomány esetében kimutatható-e bármilyen, a talajvízszint alakulására gyakorolt hatás? Ha igen, hogyan változik ez a vegetációs időszak alatt, ill. azon kívül?**
- **Kimutatható-e a talajvízszintre gyakorolt hatás a kor függvényében?**
 - fiatal és idős állományok összehasonlító vizsgálata;
 - egy adott állomány letermelésének, majd felújításának, korosbodásának nyomon követése.
- **Kimutatható-e az emberi beavatkozás hatása?**
 - faállomány letermelése;
 - erdőfelújítás természetes és mesterséges úton;
 - parlagterület átalakítása gyümölcsössé.
- **Kimutatható-e a természetes felújítás (sarjrol) és a mesterséges felújítás (teljes talajelőkészítéssel) eltérő technológiájának hatása?**

ANYAG ÉS MÓDSZER

A VIZSGÁLAT MÓDSZERTANA

A vizsgálatok erdőállomány alatti és parlagterületen végzett összehasonlító talajvízszint-észleléseken alapulnak.

A talajvíz szintje a vízháztartás elemeinek függvényében, azok eredőjeként változik. Mivel az egyes elemek hatása nem választható szét, egy talajvíz-kút vízszint-változása - véleményem szerint - csak akkor magyarázható, ha a változást nem abszolút értékben, hanem más kúthoz (referencia kúthoz) viszonyítva értékeljük. Minél kevesebb az eltérés a vizsgált és a referencia terület vízháztartási jellemzői között, annál tisztábban jelentkeznek a talajvíz-szint különbségek okai.

Fentieknek megfelelően komoly hangsúlyt fektettem a kísérleti terület gondos kiválasztására, s igyekeztem biztosítani, hogy a vizsgált területek rendre csak egyetlen fontos jellemzőben térjenek el egymástól. A kiértékelés során ügyeltem arra, hogy a kutakat mindig egymáshoz viszonyítva értékeljem, sohasem magukban.

A kísérleti terület kiválasztása - előzőeken kívül - az alábbi szempontok szerint történt:

- a vizsgált erdőterület erdőtömbön kívüli helyezkedjen el (legyen lehetőség parlagkút elhelyezésére, ill. csak a vizsgálat alá vont állomány hatása érvényesüljön, a környező állományok zavaró hatása ne);
- álljon rajta vágásérett állomány (a letermelés-felújítás emberi beavatkozása, s az intenzíven növekvő fiatal állomány vízfogyasztása tanulmányozható legyen);
- a vizsgált állományok vízigényesek legyenek, s - legalább időszakonként - jussanak többletvízhatáshoz a talajvíz révén.

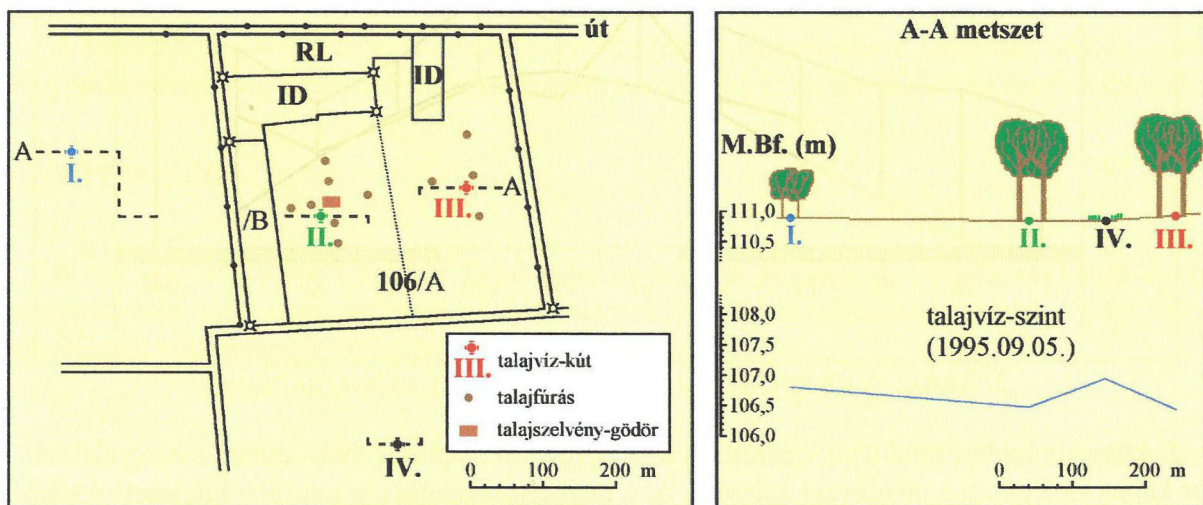
A kiválasztott idős állományban két talajvíz-kutat fúrattam (II., III. kutak). Az idős állomány alatt kialakuló talajvíz-szint értékelésekor, ill. a letermelés folyamán a két kutat egymás ellenőrzésére használtam. Az erdő felújítását követően ez az ellenőrző szerep megszűnt, mivel a két kút területén két különböző módszerrel történt az erdőfelújítás. Kedvező fekvése miatt - bár előzőleg nem terveztem - egy közeli fiatal nemesnyarast is bevontam a kísérletekbe (I. kút). Referenciaként egy parlagkutat fúrattam (IV. kút). (A színkód a későbbi térképi, táblázatos és grafikonon való ábrázolás színeire utal). A vízszint-észlelések 1995 májusától folyamatosan, kéthetente történnek. Valamennyi kút megfelel az országos észlelőkút-hálózatra vonatkozó szabványok követelményeinek, a kutakat beszinteztem. A térség utóbbi 60 évének vízjárását az országos talajvízszint-megfigyelő kúthálózat 874-es számú kútjának adatai alapján elemeztem.

A talajvíz-szint mérését végző észlelő a kertjében (mindössze 1-2 km-re a kísérleti terület-től) már 35 éve végez meteorológiai méréseket. Ennek adatai - az 1971-74 évek kivételével - az adatfeldolgozás során rendelkezésemre álltak. A műszerpark felújításával biztosítani tudtam a mindmáig tartó folyamatos észlelést (napi csapadék, maximum-minimum hőmérséklet és napi 3 mérésből számított átlaghőmérséklet, valamint az időjárás szöveges rögzítése).

MÉRŐHELYEK JELLEMZÉSE

ÁLTALÁNOS LEÍRÁS

A mérőhelyeket 1995 tavaszán alakítottam ki a KEFAG Rt. Bugaci Erdészetének területén, Bugacpusztaháza községhatárban. A kísérleti terület elrendezését az 1. ábra mutatja.



1. ÁBRA: A KÍSÉRLETI TERÜLET HELYSZÍNRAJZA

A területet maga a Bugacpusztaháza 106/A erdőrészlet, melyet két oldalról parlag, egy oldalról tanyák és legelő, egy oldalról pedig - kissé távolabb - fiatal nemesnyarast határol.

Termőhely

KLÍMA

Az értékelés **Vida L.** (Bugacpusztaháza) 1965-től végzett méréseinek feldolgozásával készült.

Hőmérséklettel kapcsolatos jellemzők

Éves átlaghőmérséklet: 10,8 °C

Zord napok száma: 16 nap

Téli napok száma: 27 nap

Fagyos napok száma: 122 nap

Forró napok száma: 13 nap

Hőség napok száma: 60 nap

Nyári napok száma: 118 nap

Első fagy ideje: október 10

Utolsó fagy ideje: április 20

Tartósan 10 °C feletti hőmérséklet: április eleje

Tartósan 10 °C alatti hőmérséklet: október közepe

Csapadékkal kapcsolatos jellemzők

Átlagos évi csapadék: 611 mm

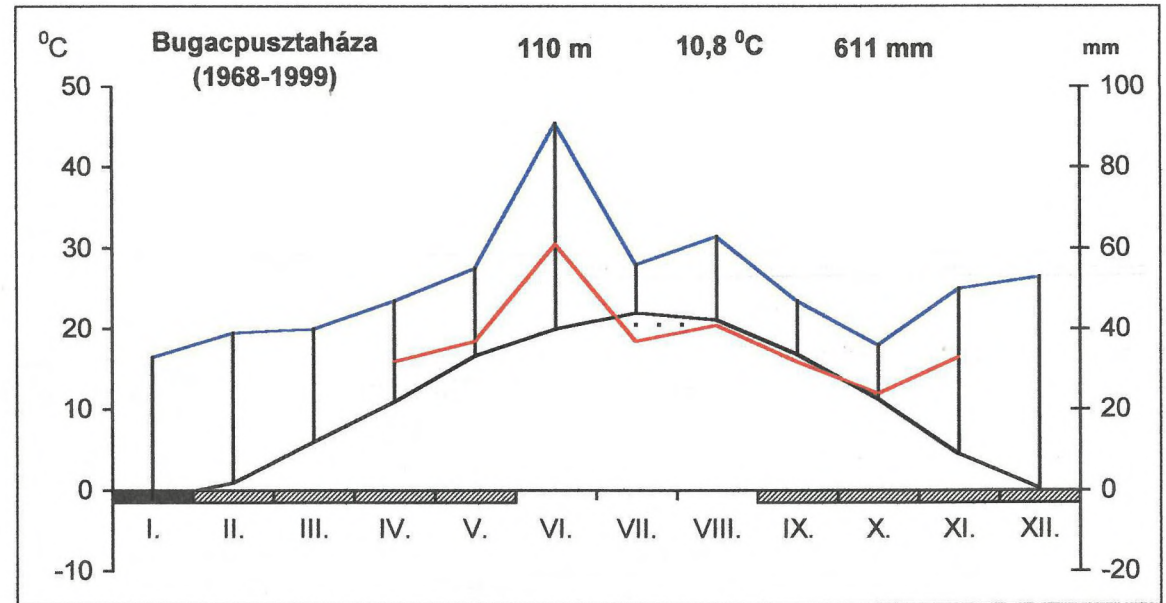
Átlagos tenyészidőszaki csapadék: 360 mm

Csapadékos napok száma: 88 nap

ebből 5 mm alatti: 52 nap

Hócsapadékos napok száma: 12 nap

Walter-féle klímadiagram (Walter-Lieth 1960)



2. ÁBRA: A KÍSÉRLETI TERÜLET WALTER-FÉLE KLÍMADIAGRAMJA

E klímaábrázolási mód azon gyakorlati megfigyelésen alapszik, mely szerint a csapadék akkor képes kielégíteni a növényzet igényeit, ha a havi csapadékösszeg mm-ben kifejezett értékének kétszerese nem kisebb a havi átlaghőmérséklet °C-ban kifejezett értékénél. Az összehasonlítást 1:2 léptékű ábrázolás mellett grafikusan végezhetjük el.

Mivel a csapadékgörbe (—) végig a hőmérsékleti görbe (—) felett fut, a csapadék általában elegendő a növényzet számára; jellemzően arid időszak nincs.

A fás növényzet magasabb vízigényének figyelembevételére alkalmazzák a redukált v. süllyesztett csapadékgörbét (—). Ez esetben az ábrázolás léptéke 1:3. A redukált csapadékgörbe tavasszal megközelíti a hőmérsékleti görbét, nyár végén - ősz elején alá is fut. Ez utóbbi aszályra hajlamos időszakot jelez.

A szárazabb időszakok alakulása, és a közöttük lévő, egycsúcsú, nyári csapadékmaximum egyértelműen kontinentális erdőssztyepp klímát rajzol elénk. Ezt támasztja alá a fagyveszélyes hónapok (sraffozott) magas száma is, vagyis a korai-kései fagyok előfordulásának nagy valószínűsége.

HIDROLÓGIAI VISZONY

Az országos talajvízszint-megfigyelő kúthálózat 874 sz. kútjának adatai szerint a terület a hidrológiai viszonyok erdészeti értékelése alapján - **Járó Z.** (1970) - 1982-ig időszakos vízhatású hidrológiai kategóriába tartozott (áprilisi talajvíz-szint 150-220 cm között), majd a talajvíz-süllyedés eredményeként 1983-tól többletvízhatástól függetlenné vált.

Saját méréseim szerint az utóbbi 6 évben (1995-2000) az átlagos áprilisi talajvíz-szint 230 cm körül alakult, ám az egyes évek között igen jelentős eltéréseket tapasztaltam (270 cm - 110 cm). Ez alapján a területet időszakos vízhatású hidrológiai kategóriába soroltam.

TALAJ

A kísérleti terület talaja - a helyszínrajzon jelölt talajszelvény-gödör alapján - többretegű, gyengén humuszos homok kb. 110 cm mélyen eltemetett réti felszínnel.

A talajszelvényben 120-140 cm-ig tömött mészkőpad figyelhető meg. Ez a talajhiba - ha a teljes területen megtalálható lenne - meggátolná a gyökerek mélybe jutását csakúgy, mint a talajvíz kapilláris úton történő felemelkedését. A mészkőpad kiterjedésének megállapítására az erdőrészletet a helyszínrajzon jelzett hálózatban (1. ábra) megfúrtam. A gyökerek számára átjárhatatlan tömött mészréteget csak a szelvénygödör közvetlen környezetében találtam meg, így az állomány hozzájuthat az időszakos vízhatás által biztosított többletvízhez.

A termőhelyfeltárás részletes adatai (helyszíni leírás, laboratóriumi vizsgálati adatok, szelvénygödör fényképe, termőhelytípus változatba sorolás) az 1. sz. mellékletben megtalálhatóak.

Növényzet

I. kút

A kút egy 1992-ben telepített fiatal nemesnyárasban készült. A talajvízcsökkenés és az aszályos évek miatt - az erdősítés 1995-ös műszaki átvételének tanúsága szerint - a 60 ha-os telepítésből csak mintegy 20 ha értékelhető, az is foltosan.

II. kút

A Bugacpusztaháza 106/A erdőrészlet egyik talajvíz-kútja. Az 1962-ben telepített állomány üzemtervi adatait (1992) az 1. táblázat mutatja.

Terület ha	Fafaj	Eredet	Elegyarány %	Elegyedés módja	Kor év	Magasság m	Átmérő cm
10,4	SZNY	Mag	43	Főfafaj	30	16	18
	ONY	Mag	33	Szálanként	30	20	21
	A	Mag	24	Szálanként	30	15	16

Fatermési osztály	Fatermő képesség m ³ /év	Záródás %	Fakészlet m ³ /ha
5	8	75	55
5	9	75	35
5	8	75	25

1. TÁBLÁZAT: A BUGACPUSTAHÁZA 106/A ERDŐRÉSZLET FONTOSABB ÜZEMTERVI ADATAI (1992.)

A területet 1996 nyarán viharkár sújtotta, ezért 1996-97 telén a teljes erdőrésztet le kellett termelni. Az erdészet 1997 tavaszán megkezdte a sarjrol történő felújítást.

III. kút

Bugacpusztaháza 106/A erdőrésztet másik talajvíz-kútja. A II. kútnál elmondottak kivétel nélkül itt is érvényesek, az alábbi kiegészítésekkel:

1995 őszén - egészségügyi okokból - a nemesnyárat a teljes erdőrésztetből kitermelték. Mivel a III. kúttal jellemzett területen a nemesnyár elegyaránya nagyobb volt, e rész záródása erősen lecsökkent.

Az 1997 tavaszán megkezdett felújítás nem sikerült, a sarjak növekedése gyenge volt.

1998 tavaszán a gyenge sarjakkal borított területet kítuskózták; őszig parlaggá vált.

1998 ősszén mélyforgatás, s azzal egyidejűen ismételt erdősítés történt. Fafajok: akác-szürkenyár-Pannónia nyár: 60-30-10%.

1999 tavaszán a terület egy részén a sorokba kukoricát vetettek köztes művelésbe, melyet 2000-ben már nem ismételték meg.

IV. kút

Kontrollkút a szó szoros értelmében vett parlagterületen. A terület korábban gyümölcsös volt, de a fákat már évekkel a kút létesítése előtt kiszántották.

1998 őszén az időközben kárpótlásba került területet új tulajdonosa ültetvénytelepítésre készítette elő.

1999 tavaszán a terület talajvíz-kutat is tartalmazó felén szilvást telepítettek. Telepítés előtt a tulajdonos - szélfogónak - gyér rozsvetést alkalmazott.

1999 őszén folytatódott a gyümölcsös telepítése: a még parlagon lévő terület felébe meggy, másik felébe - a tavaszi telepítéshez hasonlóan - szilva került.

Országos talajvízszint-megfigyelő kúthálózat 874-es sz. kút

Egy gépállomás udvarán, fátlan területen készült, gyakorlatilag parlagkút. Távolsága a kísérleti területtől 1,5-2 km. A kút adatai a következő évekre állnak rendelkezésre: 1934-1944, 1953-1962, 1964-1995. 1996-ban a terület kárpótlásba került.

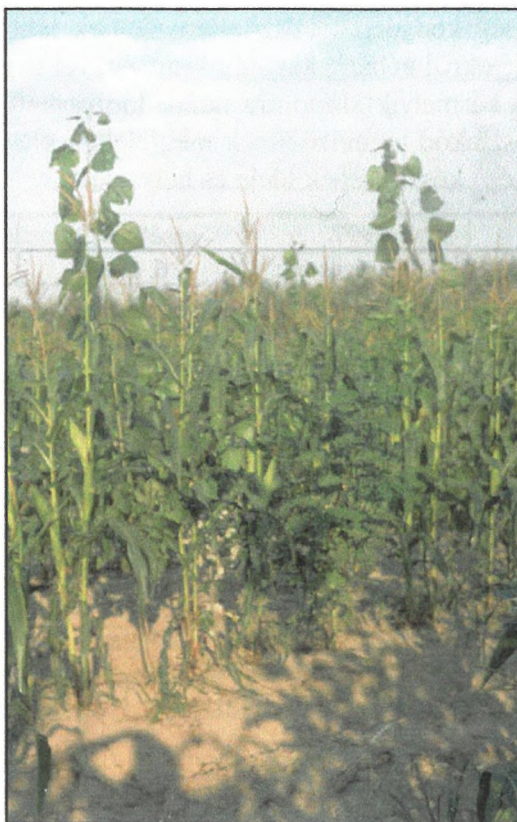
A könnyebb áttekinthetőség kedvéért elkészítettem fentiek táblázatos összefoglalását is, ugyanakkor szeretnék a területekről néhány fénykép segítségével további információkat közölni. A 2. táblázat segítségével bármelyik időpontra nézve kiolvasható a kutakkal jellemzett területek aktuális növényzete (színek az előzőeknek megfelelően), egyszersmind áttekinthető a bemutatott fényképek (1-6. kép) készítésének ideje és helyszíne.

	1995.	1996.	1997.	1998.	1999.	2000.
I.	3. éves	4. éves	5. éves	6. éves	7. éves	8. éves
	Nemesnyaras (1. kép)					
II	idős SZNY-NNY-A erdő	viharkárosított idős erdő letermelés alatt	1. éves	2. éves SZNY-A sarj	3. éves	4. éves
	(3. kép)					
III	idős SZNY-NNY-A erdő	idős meggyérített	vihar-károsított idős erdő	vég-használat	1. éves SZNY-A sarj gyenge!	Parlag (kituskózott terület)
	1. éves (2. kép) A-SZNY-PANY (mesterséges) kukorica köztes! (4. kép)					
IV	Parlag (5. kép)				Szilvás	(6. kép)
	1995.	1996.	1997.	1998.	1999.	2000.

2. TÁBLÁZAT: AZ EGYES KUTAKKAL JELLEMZETT TERÜLETEK NÖVÉNYTAKARÓJÁNAK VÁLTOZÁSA (1995-2000.)



1. KÉP: FIATAL NEMESNYÁRAS AZ I. TALAJVÍZ-KÚTTAL



2. KÉP: ELSŐ ÉVES A-SZNY-PANY ERDŐSÍTÉS KUKORICA KÖZTES MŰVELÉSEL
(III. TALAJVÍZ-KÚT)



3. KÉP: NEGYEDIK ÉVES SZÜRKE NYÁR - AKÁC
SARJ
(II. TALAJVÍZ-KÚT)



4. KÉP: MÁSODIK ÉVES A-SZNY-PANY
ERDŐSÍTÉS
(III. TALAJVÍZ-KÚT)

Az egy időben készült 3-4 kép jól mutatja azt a növényzetbeli különbséget, mely az idős állomány két különböző módon történt felújításának eredményeként alakult ki.



5. KÉP: A SZILVATELEPÍTÉSRE ELŐKÉSZÍTETT PARLAGTERÜLET (IV. TALAJVÍZ-KÚT)

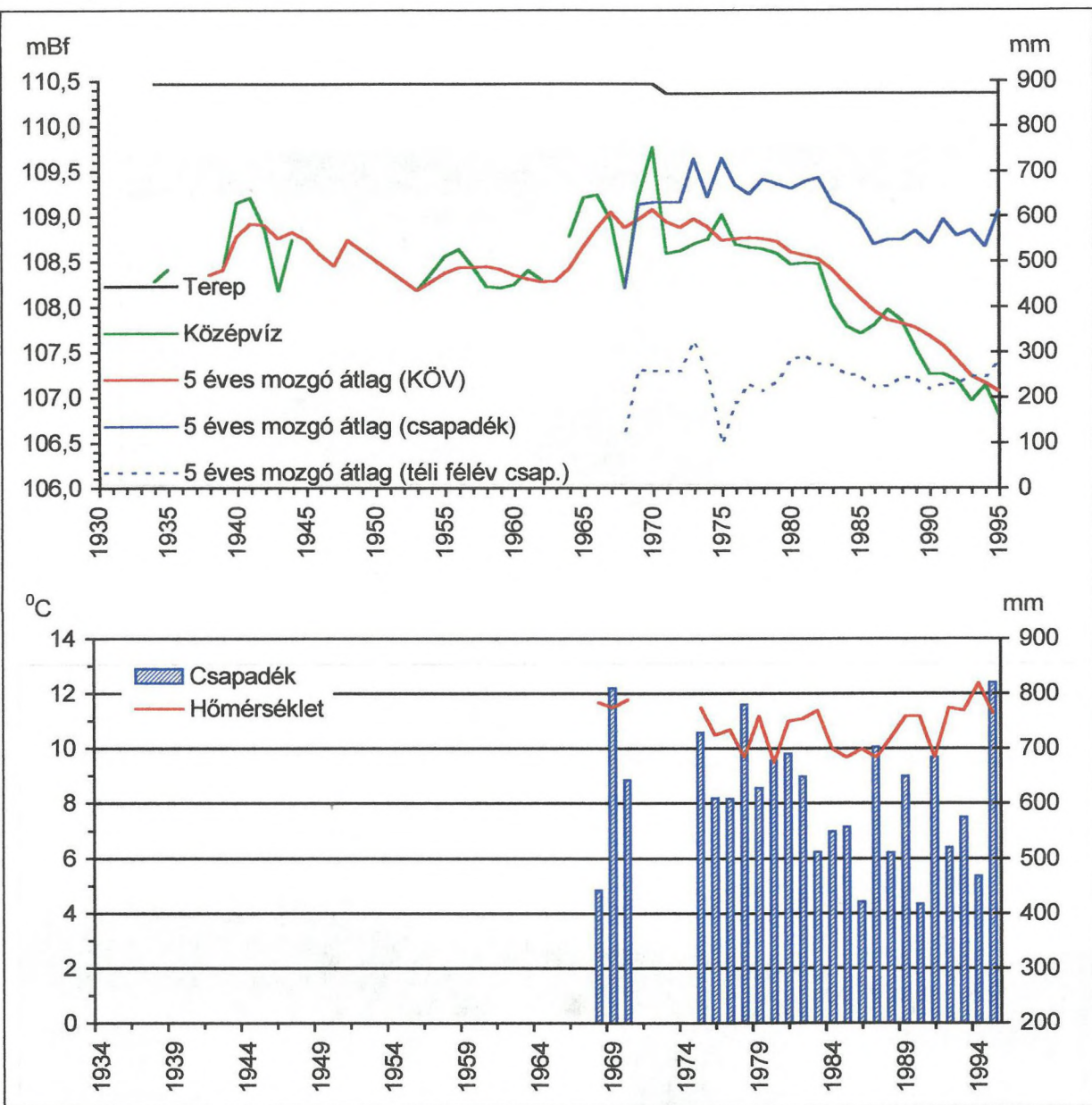
(A kép háttérében balról a sarjról felújított állomány, jobbról pedig a kituskózott, gyökérfésült, de még erdősítés előtt álló terület sejlik...)



6. KÉP: MÁSODIK ÉVES GYÜMÖLCSÖS (SZILVA)
(IV. TALAJVÍZ-KÚT)

EREDMÉNYEK

A 3. ábrán az országos talajvízszint-megfigyelő kúthálózat 874-es sz. kútjának éves közép-vízszintje, az évi átlaghőmérséklet és az éves, ill. téli féléves csapadékösszeg tanulmányozható.

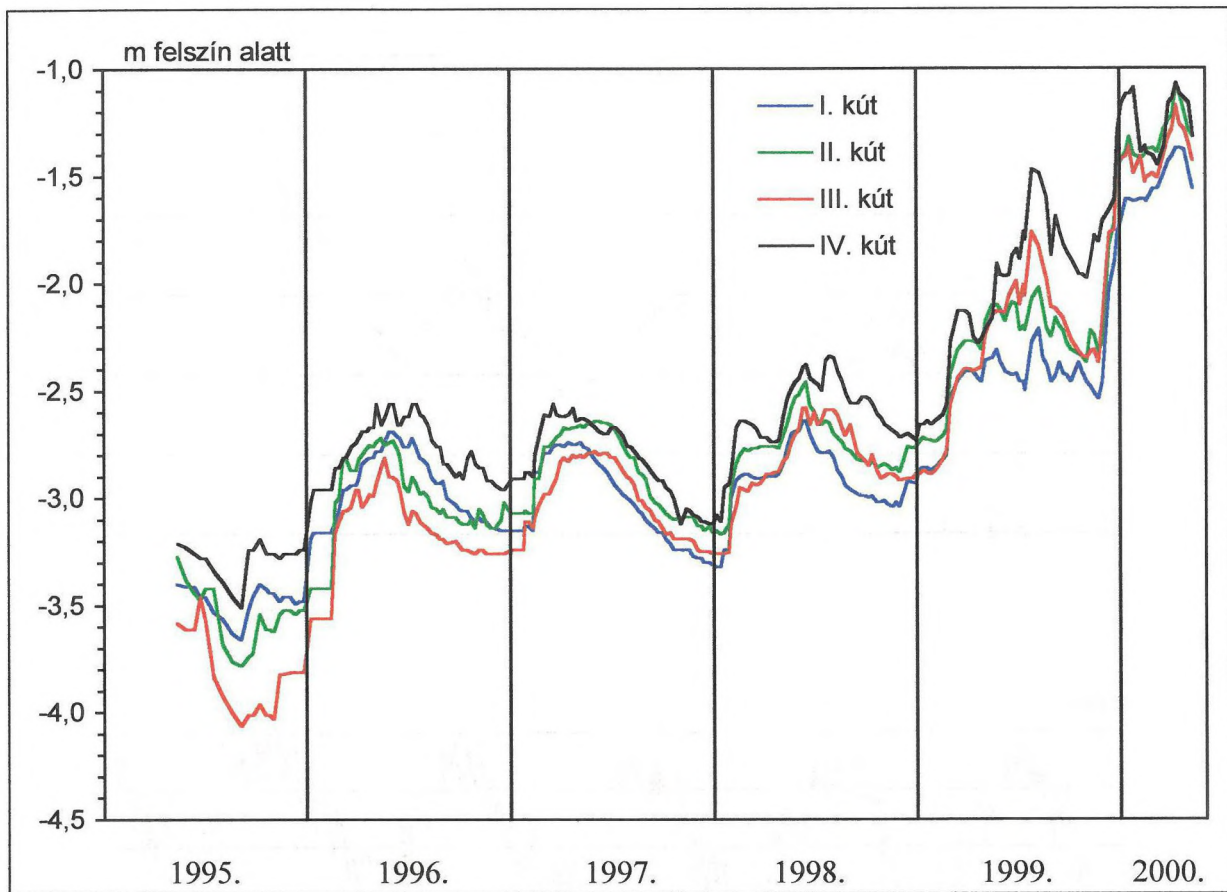


3. ÁBRA: A 874-ES SZ. KÚT ÉVES KÖZÉPVÍZSZINTJE ÉS NÉHÁNY METEOROLÓGIAI ADAT (1934-1995.)

Jól megfigyelhető, amint a középvíz szintje a 70-es évektől kezdve az észlelések végéig évről-évre csökken, míg a mért csapadékadatok sem éves viszonylatban, sem pedig a téli (feltöltődési) időszakban nem mutatnak monoton csökkenő tendenciát. A jelenséggel Járó Z. (1995) is találkozott.

Több szakirodalom is beszámol róla, hogy a talajvíz-járásnak nemcsak napi és éves, hanem annál nagyobb periódusú ingása is van. Danszky I. (1963) 7 éves periódusról, ill. 30-35 éves úgynevezett „földárjáról” ír, Szodfridt I. (1993-b) pedig 15-20 éves ún. „nagyperiódusról”, mely jelenség magyarázata még nem teljesen ismert. A vizsgált kút esetében ilyen hosszabb periódusú talajvíz-ingás nem ismerhető föl.

A kísérleti terület talajvíz-kútjainak vízjárását mutatja a 4. ábra. A grafikonok a talajvíz felszín alatti mélységének változását mutatják az idő függvényében.

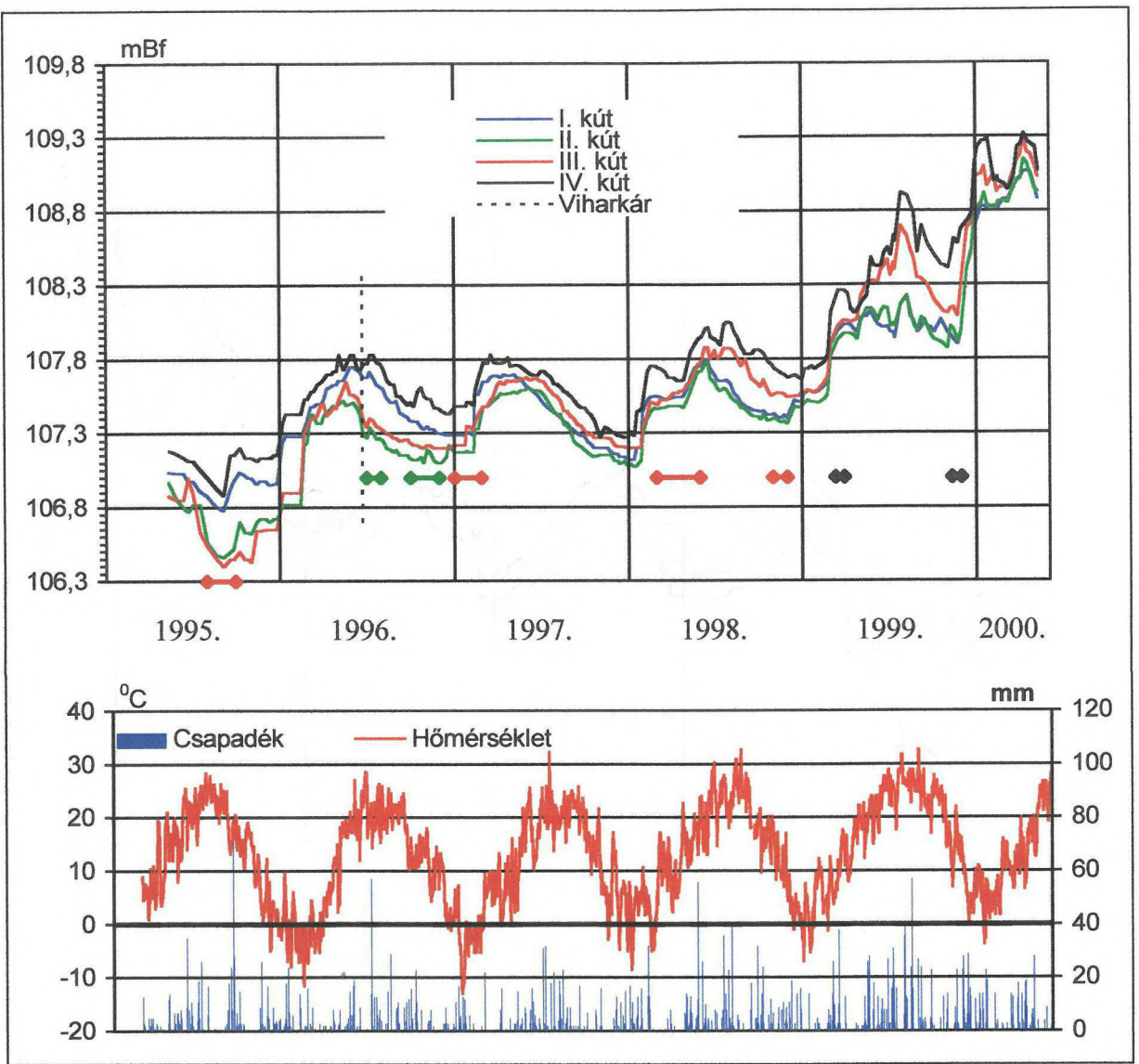


4. ÁBRA: AZ I-IV. TALAJVÍZ-KUTAK VÍZJÁRÁSA (M TALAJFELSZÍN ALATT) 1995-2000.

Az 1995-ös évet vizsgálva szembeötlik, hogy az idős állományban egymás kontrollkútjaként fűrt **II.** és **III.** kút közötti talajvíz-szint különbség nagyobb, mint a **II.** kút és bármelyik másik kút közötti különbség; az eltérés eléri a 40 cm-t. Ezt a különbséget - lévén, hogy a két kút ugyanazt az erdőállományt hivatott jellemezni - nem magyarázhatjuk a növénytakaró különbözőségével. Ebből természetesen az is következik, hogy a többi - ennél kisebb - eltérést sem tulajdoníthatjuk a növényzetnek; a kapott eredmények ebben a formában nem értékelhetők.

Fentieknek két magyarázata lehet. Az egyik, hogy a talajvíz-szintek közötti különbségek belül vannak a módszer hibahatárán, azaz a növényzet - az adott klimatikus és talajviszonyok között - nem gyakorol mérhető hatást a talajvíz mélységi alakulására. A másik, hogy valamilyen zavaró tényező (pl. talajvíz-hozzáfolyás) elfedi a növényzet hatását. Jómagam a zavaró tényező jelenlétét tartottam valószínűbbnek; elsősorban a mikrodomborzat hatásának jelentkezésére gyanakodtam.

Az 5. ábra - a mikrodomborzat esetleges zavaró hatásának kiszűrése végett - már tengerszintre átszámított talajvíz adatokat mutat az 1995.V.13-2000.V.10 közötti időszakra. A kiértékelés megkönnyítéséhez ábrázoltam a napi átlaghőmérséklet és csapadékadatokat, jelöltem az egyes évek határát, a viharkár idejét, ill. a növényzet jellemzésénél említett emberi beavatkozások (pl. fakitermelések, felújítások) időpontjait is. Ez utóbbiakat rendre annak a kútnak a színével jeleztem, amelyet az adott beavatkozás érintett.



5. ÁBRA: AZ I-IV. TALAJVÍZ-KUTAK VÍZJÁRÁSA (mBf)
ÉS NÉHÁNY METEOROLÓGIAI JELLEMZŐ (1995-2000.)

A különbség a 4. ábrához képest igen látványos. A tengerszintre való átszámítás következtében a II., III. kutak között előzőekben tapasztalt jelentős - korábban nem magyarázható - különbség eltűnt, ugyanakkor az eltérő növényzetű területek talajvíz-szintje közötti különbség kifejezettebbé, értelmezhetővé vált.

Általános érvénnyel megállapíthatjuk, hogy valamennyi vízjárási görbe hasonló dinamikát követ.

A fagyok beálltával (ld. hőmérsékleti görbe!) a vízszint nyugalomba kerül, nem változik. A jelenséget szemléltető vízszintes talajvízgörbe-szakaszok legjobban a hosszan fagyos 1995/96, ill. 1996/97-es teleken figyelhetők meg. E megfigyelésnek két szempontból van jelentősége:

1. Amikor Moltschanow (1957) homoktalajokon álló fenyvesek hidrológiai szerepét vizsgálta, a vízháztartási egyenlet felírása céljából szisztematikus talajvízszint-észleléseket is végzett. Egyenlegébe a talajvíz-hozzáfolyást, ill. -elfolyást téli vízszint-észlelések segítségével építette be. Mivel fagyott talajban csapadék-utánpótlás nincs, az evapotranszspiráció mértéke pedig elhanyagolható, a talajvíz-szint változását a keresett elfolyás, ill. hozzáfolyás adta.

Ezen a gondolatmeneten elindulva adódik, hogy az általam mért téli változatlan talajvíz-szint azt jelenti, hogy a kutak adatai - nagy valószínűséggel - nem terheltek a talajvíz-hozzáfolyás, vagy a talajvíz-elfolyás ismeretlen mértékű hibájával.

2. A talajvíz szintje még a legmélyebb vízállású kútban is szoros összefüggést mutat a helyi klimatikus adatokkal. Ezt bizonyítja a hóolvadás folyamata is. Amint a hőmérséklet tartósan 0 °C fölé emelkedik, a talajvíz szintje valamennyi kútban ugrásszerűen megemelkedik, s az egyes kutak vízszint-különbsége gyakorlatilag eltűnik. Az olvadékvizek még a 3,5 m-nél mélyebben húzódó talajvizet is elérték.

A vegetációs időszak beindulával - kivéve az 1999-es rendkívül csapadékos évet - a víz-szint valamennyi kútban csökken, s a vegetációs időszak végére mérhető különbségek alakulnak ki. Ezek a különbségek aztán a következő hóolvadáskor rendre eltűnnek. Mivel az eltérések kialakulási ideje a vegetációs időszakra tehető, az okokat is a vegetációs időszak sajátoságaiban, jelesen elsősorban magában a vegetációba kell keresnünk.

Utóbbiak alátámasztására lássuk most az egyes éveket, ill. kutakat külön-külön.

A **kutak létesítésének évében** az akkor 3 éves nemesnyáras talajvíz-görbéje (I.) csaknem párhuzamosan fut a parlagterület (IV.) görbéjével, csakhogy átlagosan 15 cm-rel mélyebben annál. A görbék párhuzamos futását - a grafikus ábrázoláson túl - egyértelműen igazolja, hogy a kutak vízszintjének különbsége az átlagos 15 cm-től egész évben nem tért el 5 cm-nél jobban!

Hasonlóan látványos, hogy miután a kutak vízszintje a létesítést követően nyugalomba jutott, legmélyebben az idős akác elegyes nyárasban lévő két kútban (II., III.) állt a víz; a különbség a parlagterülethez képest átlagosan 45 cm, a maximális eltérés pedig 67 cm volt. Ez utóbbi értéket a vegetációs időszak végén mértük (IX. 18.) Az idős állomány két, egymás kontrolljaként készített kútja - mint azt a tengerszintre való átszámítás kapcsán említettem - hasonló lefutású és mélységi elhelyezkedésű talajvíz-görbével jellemezhető: azaz az azonos növényzettel borított területek talajvíz-szintje között nem tapasztaltam jelentős eltérést.

Az 1996-os év tavaszán - hóolvadáskor - a fentebb említett különbségek gyakorlatilag eltűntek, majd a vegetációs időszak kezdetével elkezdtek újra kialakulni. Ezt zavarta meg a nyári hatalmas szél törés, -döntés, melynek következtében az idős állományt 3 lépcsőben ($\leftrightarrow \leftrightarrow \leftrightarrow$) letermelték. Az I. és IV. kút egymáshoz való viszonyára az előző évnél elmondottak jellemzőek.

1997. a letermelt idős állomány sarjztatásának éve. Amennyiben az előző évek vízszint-különbségei az idős állomány nagyobb vízfogyasztásának eredményeként jöttek létre, úgy ebben az évben ezen különbségeknek csökkenniük kell.

Így is történt. Míg a parlagkút (IV.) és a fiatal nemesnyáras (I.) éves átlagos vízszintje az előző évihez képest 4, ill. 7 cm-t csökkent, addig a letermelt állomány alatti kutakban (II., III.) 12, ill. 15 cm-es emelkedést regisztráltunk!

A II. kút körzetében júliusban már szép növekedést mutattak a sarjak, s ettől kezdve gyakorlatilag ugyan azzal talajvíz-szinttel jellemezhető ez a kút, mint az ekkor már 5. éves, gyöngé növekedésű fiatal nemesnyáras (I.) kútja. A feldolgozott időszak teljes hátralévő szakaszára nézve a szóban forgó két kút vízszint-különbsége (abszolút értékeket összevetve) átlagosan 5 cm (!). A grafikus ábrázolás szintén nagyfokú hasonlóságot mutat.

A gyöngé növekedésű sarjak kútja (III.) parlagkút jelleget vett fel, vízszintje a megfigyelések óta először tartósan a fiatal nyáras vízszintje fölé emelkedett, s - a hóolvadási időszakot kivéve - mind a mai napig fölötte is maradt.

Még meggyőzőbben igazolja a vizsgált erdő talajvíz-szintre gyakorolt hatását az 1998-as év: a gyenge sarjakkal borított terület kituskózásának éve. A tuskók - és ezzel a sarjak - eltávolítását (↔) követően a **III.** kút vízszintje elvált az **I.-II.** kutakétól, huzamosan olyan mértékben haladva meg ez utóbbiak vízszintjét, mint azelőtt egyszer sem. Az őszi mélyforgatásba történt erdőtelepítésnek (↔) - lévén, hogy vegetációs időn kívül történt - az évben nem volt érezhető hatása.

1999-ben az erdei kutak környezetében nem következett be az előző évekhez hasonló erőteljes változás. Ennek megfelelően a görbék az 1998-as év második felének megfelelő viszonyokat mutatják. Az **I.-II.** kút továbbra is együtt fut, a **III.** kút '98 őszi erdőtelepítése hasonló talajvíz-görbével indul, mint a „parlag” ugyan azon ültetési szezonban - '99 tavasz - létesített (↔) szilvása.

Az, hogy a **III.** kút vízszintje a vegetációs időszak végére jelentősen a **IV.** kútban mért vízszint alá futott, két okra vezethető vissza. Az egyik, hogy az erdősítésben alkalmazott csemetszám (4-5000 db/ha) többszöröse annak, mint amennyi gyümölcsös telepítéséhez szükséges. A másik ok, hogy a mélyforgatott területeket előszeretettel veszik ki a gazdák köztes művelésbe, s a művelési költségek csökkentése érdekében ez elől az erdészet sem zárkózik el. Ez történt a **III.** kúttal jellemzett területen is. Így a lényegesen nagyobb számú csemete mellett még a sorokba ültetett kukorica is hozzájárult a vízfogyasztáshoz (vö.: 2., 4. és 6. képek).

A fiatal gyümölcsös alatti talajvíz-szint még a parlagterület alatt megtapasztalt sajátosságokat mutatta.

A 2000. év - a bőséges téli csapadék következtében - a vizsgált időszak legmagasabb talajvíz-állásait hozta. A létesítéskori állapotához leginkább hasonló körülmények között lévő **IV.** kút szintje az 1995.V-ban mérthez képest több, mint 2 m-t emelkedett 2000. májusára! Ennél többet viszont erről az évről nem lehet elmondani. A vegetációs idő még éppen hogy csak beindult, s a bőségesen rendelkezésre álló talajvízben még nem alakultak ki értékelhető különbségek.

Sajnos a kísérleti területen nem maradt újabb parlagkút létesítésére alkalmas terület. Így csak az erdei kutakkal való összehasonlításban tanulmányozható, hogy a parlag helyén létesült szilvás alatti talajvíz-szint mikortól tér el eddigi parlag jellegétől, s a kutak a továbbiakban csak egymáshoz lesznek hasonlíthatóak. Ezzel együtt igen érdekes lehet az egykorú, párhuzamosan növekvő erdő (**III.**) és szilvás (**IV.**) további összehasonlítása, ill. a sarjaztatással (**II.**) és teljes talajelőkészítéssel (**III.**) felújított állományok közti különbségek eltűnésének ideje.

ÖSSZEFOGLALÁS (I. TALAJVÍZ-SZINT ÉSZLELÉSEK)

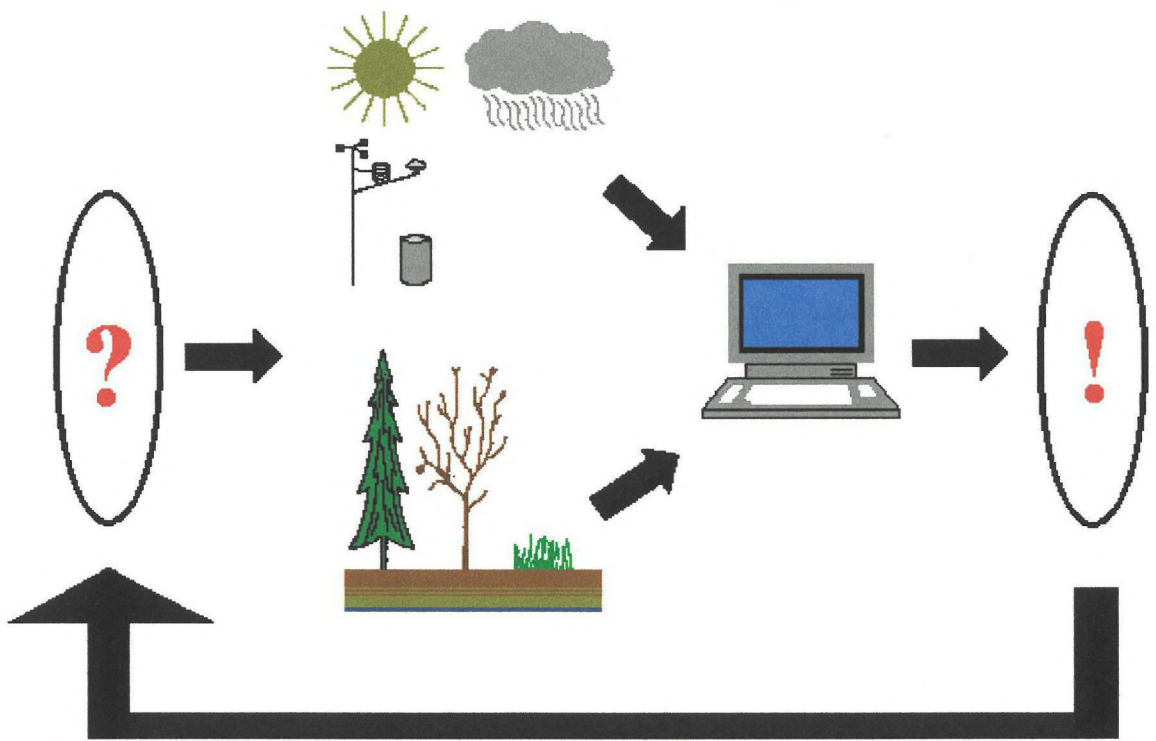
A kísérleti terület közelében lévő, az országos talajvízszint-megfigyelő hálózathoz tartozó kút adataiban az 1970-es évektől megfigyelhető a középvíz szintjének folyamatos csökkenése, ám ezt a mért csapadékadatok sem éves viszonylatban, sem pedig a téli (feltöltődési) időszakban nem indokolják. A talajvíz járásában hosszabb periódusú ingás nem figyelhető meg.

A kísérleti céllal fúratott talajvíz-kutak vízjárásából az alábbi következtetéseket vontam le:

1. A talajvíz-szintek felszín alatti mélységének összehasonlítása nem adott értékelhető eredményt, míg a tengerszintre való átszámítás következtében az adatok egyértelműen értelmezhetővé váltak. E jelenség felhívja a figyelmet arra, hogy ilyen jellegű vizsgálatoknál a mikrodomborzat hatását nem szabad figyelmen kívül hagyni!
2. A területen jelentős mértékű talajvíz-áramlást (hozzáfolyást-elfolyást) nem tapasztaltam.
3. A talajvíz-kutak vízszintjei a mért meteorológiai jellemzőkkel (hőmérséklet, csapadék) szorosan összefüggnek, azaz a talajvíz elég felszínközeli ahhoz, hogy a csapadékvízből közvetlenül pótlódjék.
4. Az egyes kutak talajvíz-görbéi éves periódusukat tekintve hasonló lefutásúak, alapvető különbség csak mélységi elhelyezkedésükben van.
5. A görbék éven belüli alakulása, ill. a vegetációs időszak folyamán folyamatosan kialakuló különbségek arra utalnak, hogy a növényzet a kísérleti területen jelentős vízszint-alakító tényező.
6. A növényzet összetételének, korának és fejlettségének eltéréséből adódó vízszint-különbségek a kísérleti területen egyértelműen kimutathatóak voltak. Bizonyítottan mélyebben húzódott a talajvíz-szint:
 - idős állomány alatt fiatal állományhoz képest;
 - fiatal állomány alatt parlagterülethez képest;
 - ugyanazon erdőrészlet jobb növekedésű sarj újulata alatt, a gyöngébb növekedésű sarj újulathoz képest;
 - bármilyen minőségű sarj újulat alatt parlagterülethez képest;
 - sarj újulat alatt 2 évvel fiatalabb mesterséges felújításhoz képest;
 - mesterséges felújítás alatt ugyanazon ültetési szezonban telepített szilváshoz képes.
7. Az emberi beavatkozások hatása a talajvíz szintjének mélységi alakulásában egyértelműen kimutatható volt:
 - az idős állomány letermelésének eredményeként a talajvíz szintje a parlagkúthez képest - és abszolút értékben is - emelkedett;
 - a sarjról felújított terület egy részének kituskózását a talajvíz-szint emelkedése egyértelműen jelezte;
 - a természetes és mesterséges erdőfelújítás talajvízszintre gyakorolt rövidtávú hatásában - a sarjak erősebb vízfogyasztásán keresztül - különbség mutatkozott.

Fontosnak tartom megismételni, hogy a talajvíz - bár a vízmérlegre ható tényezők eredő hatását mutatja - csupán egyetlen eleme a vízháztartásnak. Ennek megfelelően **az erdő alatti alacsonyabb talajvíz-szint nem jelenti automatikusan ezen állományok negatív vízháztartási szerepét is!** A talajvíz-szint alakulásában közrejátszó vízháztartási részfolyamatok (intercepció, növényi vízfogyasztás, talajfelszíni párolgás, felszíni elfolyás, mélybeszivárgás stb.) külön-külön történő vizsgálatára, s az erdő ezen vízháztartási részfolyamatokra gyakorolt hatásának feltárására a talajvíz-szint észlelés, mint módszer, nem alkalmas.

II. Erdő-hidrológiai vizsgálatok vízforgalmi modellezéssel



„A folyamatot nem lehet úgy megérteni, hogy megállítjuk. A megértésnek együtt kell haladnia a folyamattal, részévé kell válnia.”

/FRANK HERBERT/

A talaj-növényzet-légkör rendszer átfogó, a vízháztartási folyamatokat összefüggéseiben vizsgáló elemzése meglehetősen összetett feladat. Különösen igaz ez, ha a szóban forgó növényzet erdő. A kezdeti kutatások ennek megfelelően kizárólag a természetben zajló folyamatok megfigyelésére szorítkoztak. A felismert törvényszerűségek eredményeként ma már a megismerést a valóságot egyszerűsítve leíró, az adott terület tudományos ismereteit szintetizáló matematikai egyenletrendszerek segítik. Ezen matematikai egyenletrendszerek használatát „modellezés”-nek, „szimuláció”-nak hívják. A szimuláció eredménye (a modellezés során nyert adatok egy célszerűen megválasztott részének terepi mérésén keresztül) ellenőrizhető; ez a folyamat a „modellillesztés”, vagy „kalibráció”.

Towner (1989) részletes történeti áttekintést nyújt arról az elméleti fejlődésről, mely lehetővé tette a talajnedvesség áramlásának modellezését. A folyadékok telített, porózus anyagban történő áramlásának alapvető törvényét **Darcy** állapította meg 1856-ban. A 3 fázisú talajban történő vízmozgás és -eloszlás törvényszerűségeinek energetikai alapú megfogalmazásában **Buckingham** (1907) tette meg az első lépéseket. Hőmérsékleti és elektromos analógiákat alkalmazott a kapilláris áramlás területén, bevezette a potenciál elméletet és kísérleti adatokat közölt a nedvességtartalom és a kapilláris potenciál közötti kapcsolatok tekintetében. Darcy törvényének általánosításával **Richards** (1931) a telítetlen talajok áramlási viszonyait szabályozó parciális differenciális egyenlethez jutott el. Ezt az egyenletet mind a mai napig a folyadékok áramlásának alapösszefüggéseként használják.

A talajnedvesség áramlásának matematikai megközelítéséhez - a talaj bonyolult, 3 fázisú összetételének és a talaj-növényzet-légkör rendszerben előforduló folyamatok nagy számának köszönhetően - igen sok, egymással szorosan összefüggő egyenletre van szükség. A teljes modell általában parciális differenciálegyenletek és kiegészítő feltételek gyűjteménye.

Sok, s meglehetősen sokféle modell létezik, mely alkalmas a vízforgalom vizsgálatára, ám a talajban lejátszódó nedvességáramlási folyamatok pontos követésére képes modellek száma azokra a mechanikus modellekre korlátozódik, melyek a talajnedvesség mozgását leíró fizikai egyenleteken alapulnak (**Persson - Lindroth**, 1994).

A fizikai alapú modellek alkalmazása főleg kisebb léptékű alkalmazásoknál (pl. egy erdőállomány, szántóföld) javasolt. Az empirikus - tapasztalati - modellekkel összehasonlításban a rendszer sokkal pontosabb definiálását teszik lehetővé, ezen keresztül segítik annak jobb megértését, s az ismereteinkben lévő hiányosságok felderítését (**Lewan**, 1996).

CÉLOK

Azok a fizikai alapokon nyugvó szimulációs modellek, melyek tartalmazzák - egy bizonyos rendszeren belül - a fontosabb folyamatokat leíró egyenleteket, hozzájárulhatnak a talaj-növényzet-légkör rendszer vízforgalmát szabályozó folyamatok kölcsönhatásrendszerének minél szélesebb körű megismeréséhez. A megfelelően illesztett modellek alkalmasak pl.:

- a talaj-növényzet-légkör rendszerben zajló folyamatok mennyiségi elemzésére;
- egy adott rendszer más feltételek közötti működésének vizsgálatára (pl.: más talaj, más klimatikus viszonyok, vagy más növényzet hatásának elemzése);
- hatásvizsgálatok folytatására (pl.: területhasználat változásának hatásvizsgálata, klímaváltozás szimulációja);
- mérések közötti interpolációra (pl.: heti talajnedvesség-mérésből napi adatok megállapítása);
- kísérleti eredmények kiterjesztésére, általánosítására (pl.: nagyobb időtávlatra);

Ha előzőeket összevetjük az alföldi erdők vízháztartási kérdéseivel foglalkozó hazai szakirodalom problémafelvetéseivel,

(pl.: **Pálfai I.** (1990) - a területhasznosításban bekövetkezett változások talajvíz-szint süllyedésben játszott szerepe hazai kutatásokkal kellően nem támasztható alá;

Járó Z. - Sitkey J. (1995) - az évi evapotranszspiráció összetevőit ma még nem tudjuk szétválasztani;

Szodfridt I. (1993-a) - a gazdálkodás vízháztartást befolyásoló szerepével kapcsolatos alapvető vizsgálati adatok hiányoznak)

nem lehet kérdéses, milyen komoly hazai alkalmazási lehetőségei vannak egy gondosan megválasztott kutató modellnek; ugyanakkor nincs tudomásom arról, hogy hazánkban eddig erdőállományok vízforgalmának vizsgálatára tudományos kutató modellt alkalmaztak volna.

Ennek alapján hasznosnak láttam:

- **egy nemzetközileg elismert, erdőállományok vízforgalmának modellezésére alkalmas kutató modell tesztelését, hazai viszonyokra való illesztését - a modell adaptációt;**
- **erdőállományok vízforgalmának vizsgálatára alkalmas módszertan hazai kidolgozásának megkísérlését;**
- **az adaptált-kidolgozott módszer hazai alkalmazásának beindítását.**

ANYAG ÉS MÓDSZER

Az adaptációra kiválasztott SOIL modell (**Jansson**, 1994, 1996) egy fizikai alapokon nyugvó, egy dimenziós modell.

Elméletileg az egy dimenziós (vagy pont-) modellek csak egyetlen irányban képesek az inhomogenitás kezelésére; azzal a feltételezéssel élnek, hogy a talaj, melyben a nedvességáramlást modellezik, horizontálisan homogén, mélységében pedig heterogén. Következésképpen a modell alkalmazási lehetősége - a tényleges homogenitás függvényében - a területi kiterjedést tekintve korlátozott.

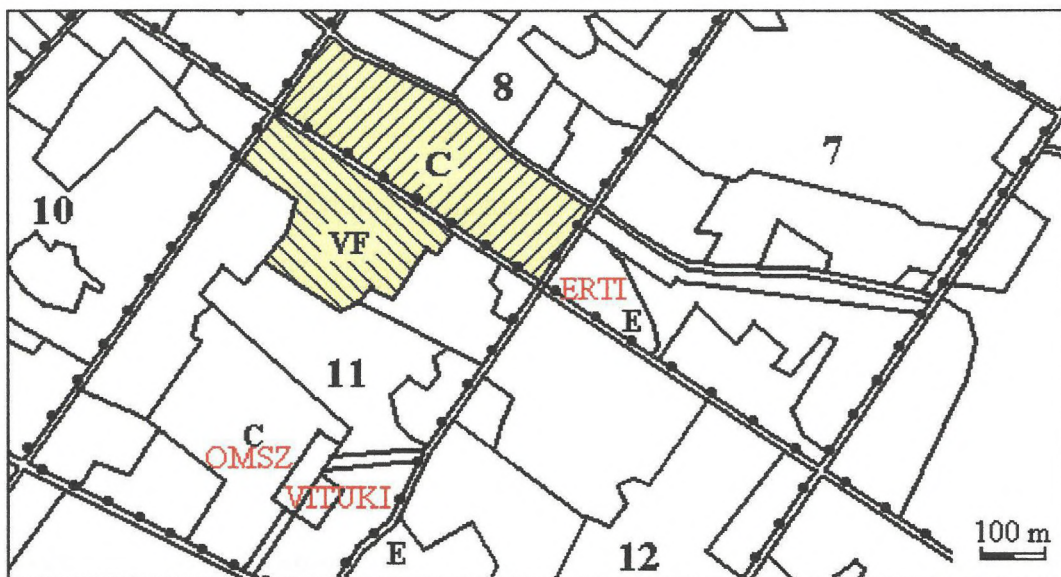
A gyakorlatban az egydimenziós modelleket általában nem egyetlen pont, hanem kisebb-nagyobb területek jellemzésére használják. Ez a megközelítés kicsi, s jó közelítéssel homogén területeken fogadható el. (Kis léptékben lehetőség van a talaj, ill. a növényzet inhomogenitásának az adatok átlagolásával történő kezelésére is. Mivel a modell vízforgalmat szabályozó egyenletei nem lineárisak, nagyobb terület esetében ez az eljárás nem alkalmazható. Ilyenkor több pontra kell modellezést végezni, majd ezek eredményét átlagolni. (**Lewan**, 1996)).

MÉRŐHELYEK JELLEMZÉSE

Általános leírás

Az adaptációs munkára Kecskemét-Méntelek térségében jelöltem ki egy középkorú, egyetlen, erdei fenyves állományt, melyben 1997 ősztől lehetőségem nyílt egy Erdő-hidrológiai Állomás fokozatos kiépítésére. Az állomás helyének kiválasztása során hangsúlyt fektettem a terület kutatóműhely jellegére is. A kísérleti állomány közvetlen szomszédságában az Erdészeti Tudományos Intézet (erdei fenyő, fekete fenyő, és akác ökológiai bázisterület), a Vízügyi Tudományos Kutató Intézet (Komlói Imre talajvíz-kísérleti terület) és az Országos Meteorológiai Szolgálat végez/végzett méréseket.

A kísérleti terület helyszínrajza az 1. ábrán tanulmányozható.



1. ÁBRA: A KÍSÉRLETI TERÜLET ÁTTEKINTŐ HELYSZÍNRAJZA

Az Erdő-hidrológiai Állomás a 6,7 ha-os Méntelek 8/C erdőrészletben található. Az erdőterületen kívüli méréseket a térképen VF-el jelölt vadföldön, gyakorlatilag parlagterületen folytattam.

Termőhely

KLÍMA

A térség néhány jellemző klimatikus adata - Kecskeméten mért adatok alapján - 50 év átlagában a következő:

Éves átlaghőmérséklet:	10,5 °C
Januári középhőmérséklet:	-1,8 °C
Júliusi középhőmérséklet:	21,9 °C
Átlagos évi csapadék:	542 mm
Átlagos tenyészidőszaki csapadék:	311 mm

A vizsgálatok szempontjából ennél lényegesen fontosabbak a modellfuttatás időszakának - az 1999-es évnél - a jellemzői. Ezek az Erdő-hidrológiai Állomás mérései alapján az alábbiak:

Hőmérséklettel kapcsolatos jellemzők

E jellemzőket 15 m-es magasságban, 3 m-el az állomány koronaszintje felett mértem.

Éves átlaghőmérséklet: 11,0 °C

Zord napok száma:	4 nap	Forró napok száma:	0 nap
Téli napok száma:	31 nap	Hőség napok száma:	11 nap
Fagyos napok száma:	95 nap	Nyári napok száma:	83 nap

Első fagy ideje:	november 15
Utolsó fagy ideje:	március 21

Tartósan 10 °C feletti hőmérséklet:	március 25-től
Tartósan 10 °C alatti hőmérséklet:	október 16-tól

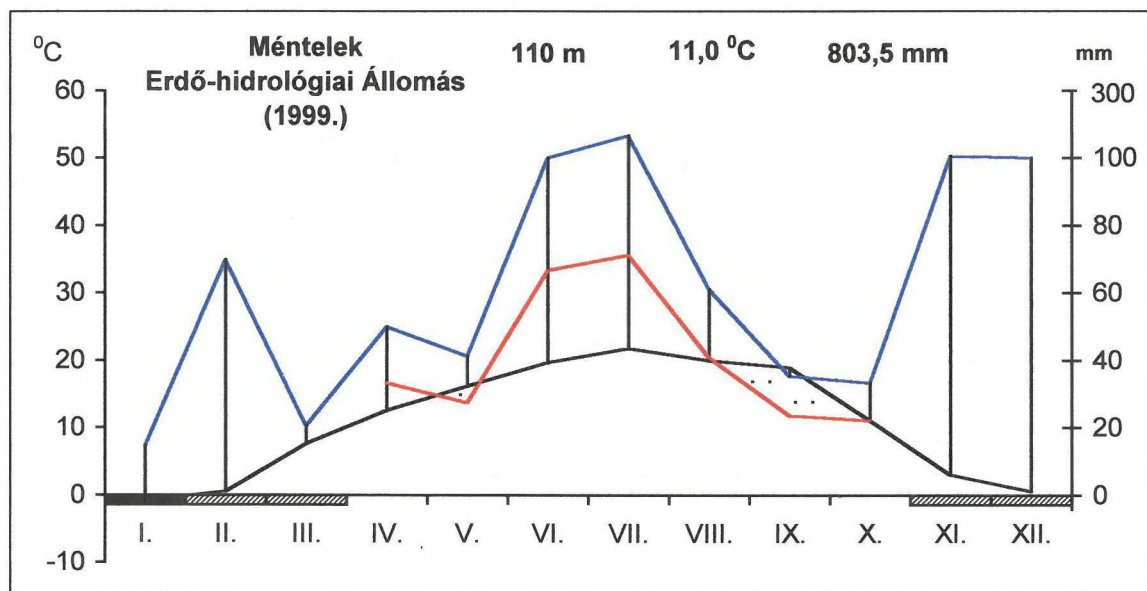
Csapadékkal kapcsolatos jellemzők

1999. évi csapadék:	803,5 mm
1999. tenyészidőszaki csapadék:	471,8 mm
Csapadékos napok száma:	101 nap
ebből 5 mm alatti:	54 nap
Hócsapadékos napok száma:	15 nap

Egyéb jellemzők

1999. évi átlagos relatív páratartalom:	82,7 %	
1999. júliusi 14 ^h -s átlagos relatív páratartalom:	78,3%	(!)
1999. évi globálisugárzás:	4494,1 MJ/m ²	
ebből a nyári félévben:	3333,3 MJ/m ²	

Az 1999-es év meteorológiai értékelése



2. ÁBRA: AZ 1999-ES ÉV METEOROLÓGIAI ADATAINAK KIÉRTÉKELÉSE A WALTER-FÉLE KLÍMADIAGRAM ÖSSZEFÜGGÉSEINEK FELHASZNÁLÁSÁVAL

A diagramot az 1999-es év jellemzésére készítettem. Éppen ezért ne is tekintsük Walter-féle klímadiagramnak - bár szerkesztési elvét tekintve az -, hanem az adott év meteorológiai jellemzőinek kiértékelését segítő segédeszköznek!

A vizsgált év rendkívül csapadékos volt, az átlagos évi csapadéknak mintegy másfélszerese hullott le 1999-ben. (Vegyük észre, hogy 100 mm felett a csapadéktengely torzítása 10-szeres!). Különösen a július volt erősen csapadékos. Minden bizonnyal evvel van összefüggésben a júliusi 14^h-s relatív páratartalom rendkívül magas értéke is. A csapadékgörbe nem fut a hőmérsékleti görbe alá - a növényzet általában elegendő vizet kap. A redukált csapadékgörbe viszont két aszályveszélyes időszakot is mutat: májusban és augusztustól a vegetációs idő végéig. Kérdés, hogy e két időszak észrevehető-e az erdei fenyves vízfogyasztásában?

Az éves átlaghőmérséklet 0,5 °C-al melegebb volt a sok éves átlagnál, de ez a koronaszint feletti mérésből is adódhat. Ugyanez lehet az oka a korai-kései fagyok elmaradásának is.

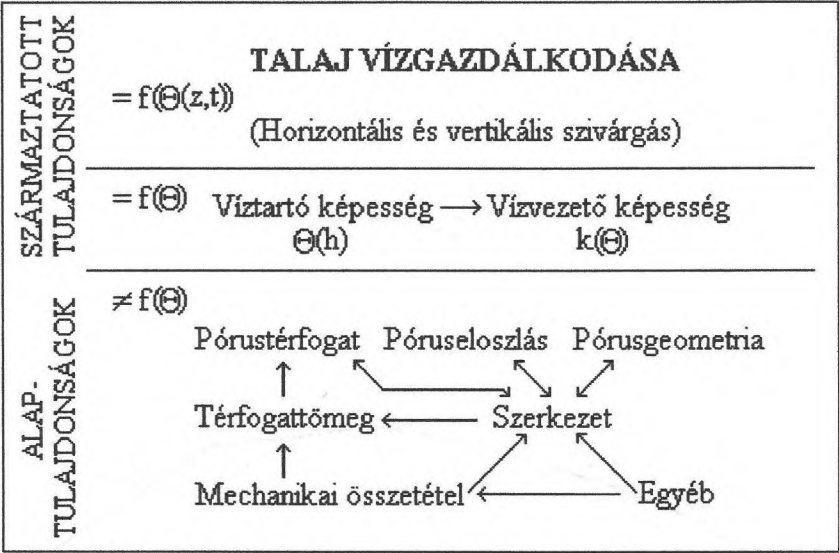
HIDROLÓGIAI VISZONY

A terület többletvízhatástól független hidrológiai kategóriába tartozik, ugyanis a talajvíz-szint 7 m-nél mélyebben húzódik. Így a növényzet kizárólag a csapadékvízre utalt.

TALAJ

TALAJFIZIKAI ÁTTEKINTÉS

A későbbiek megértéséhez elengedhetetlen, hogy a talajok fizikai alaptulajdonságait röviden, a leszármaztatott hidrofizikai függvényeket pedig kissé részletesebben tárgyaljam (Rajkai K., 1983; Stefanovits P., 1992; Gácsi Zs., 1997.). Az érintett jellemzőkről jó áttekintést nyújt a 3. ábra:



3. ÁBRA: A TALAJFIZIKAI TÉNYEZŐK ÖSSZEFÜGGÉS-HIERARCHIÁJA (RAJKAI K., 1983)

ALAPTULAJDONSÁGOK

A szemcseösszetétel vagy talajszövet azt fejezi ki, hogy a talajban milyen arányban találhatók meg a különböző méretű elemi szemcsék. Ennek százalékos formában történő megadása a **mechanikai összetétel**. Az egyes frakciók átmérő szerinti elkülönítésére az erdészeti gyakorlatban az Atterberg-féle szemcsefrakció-osztályozást használjuk:

0,002 mm Ø	0,02 mm Ø	0,2 mm Ø	2 mm Ø
Agyag	Vályog	Finom homok	Durva homok

A mechanikai összetétel rendkívül fontos meghatározója a talajok fizikai tulajdonságainak; mind a talajszerkezet, mind a pórusviszonyok kialakításában döntő szerepet játszik. A talajt alkotó szemcsék mérete geometriailag meghatározza a köztük lévő pórusok méreteit, a kolloid méretű tartomány pedig létfontosságú a szerkezeti elemek létrejöttéhez. A talaj szilárd fázisa által el nem foglalt tér százalékos arányát (**összporozitás**), illetve a pórusok milyenségét laza, szerkezet nélküli talajok esetén gyakorlatilag a mechanikai összetétel határozza meg. A pórusok mennyisége és milyensége erősen kihat az adott talaj víz-, levegő-, és ezeken keresztül hő-, valamint tápanyag-gazdálkodására.

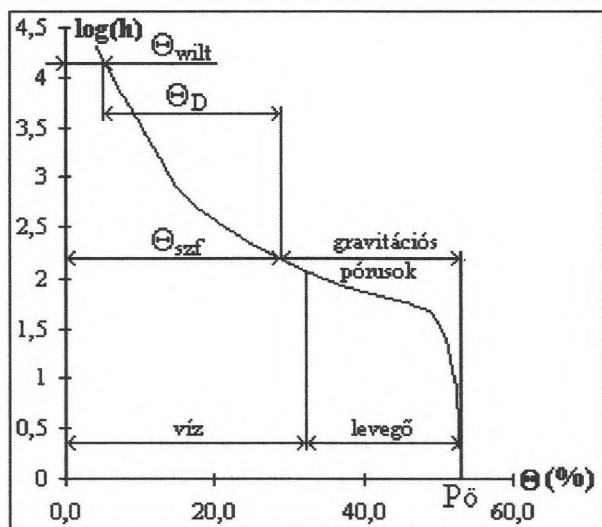
A talajok szilárd fázisa az esetek többségében nem homogén, struktúra nélküli, hanem a talajkolloidok, mint ragasztóanyagok segítségével szerkezetet képez. Ilyenkor - a mechanikai összetétel mellett - a szerkezetesség az, ami meghatározza a pórusviszonyokat.

Vízartó képesség függvény (pF-görbe)

A talajpórusok átmérője és vízartó képessége között szoros összefüggés van. Minél szűkebb egy pórus, annál nagyobb erők kötik benne a vizet, amely következtésképpen a növények számára annál nehezebben hozzáférhető.

Azt a függvényt, mely a talajban lévő víz térfogatszázalékban kifejezett mennyisége (Θ) és energiaállapota (h) közötti kapcsolatot fejezi ki, **vízartó képesség függvénynek** ($\Theta(h)$) nevezzük. A pórusokban lévő víz energiáját - vagy potenciálját (Ψ) - vízoszlop cm-ben adjuk meg. A pórusok átmérője és vízartó képessége közötti szoros összefüggés miatt a $\Theta(h)$ függvényt póruseloszlás függvénynek is tekinthetjük. (A korábbi szakirodalmak a vízartó képesség függvény helyett/mellett többnyire a ma már egyre kevésbé használatos pF-függvény elnevezést használják.)

A függvény laboratóriumi meghatározása során (melynek módszerét **Várallyay Gy.** honosította meg hazánkban az 1970-es évek elején) az esetek döntő többségében a száradási görbét határozzák meg, vagyis első lépésben az eredeti szerkezetű talajmintát vízzel telítik. Ezt követően a különböző, egyre nagyobb szívóerők hatására beálló egyensúlyi nedvességtartalmakat mérik. A vízoszlop cm-ben kifejezett szívóerő logaritmusának függvényében ábrázolt talajnedvesség értékek segítségével készített görbéről számos fontos hidrofizikai jellemzőt olvashatunk le (4. ábra; **Stefanovits P.** 1992 nyomán).



4. ÁBRA: A VÍZARTÓ KÉPESSÉG GÖRBÉRŐL LEOLVASHATÓ TALAJFIZIKAI JELLEMZŐK

- A 0 vízoszlop cm-hez tartozó, térfogatszázalékban kifejezett talajnedvesség - a víztelített állapotból adódóan - az összporozítás értékét adja.

- A szívóerő 200 vízoszlop cm-re való növelésével a talaj vízartalma a **szántóföldi vízkapacitás** (Θ_{szf}) értékére csökken. Ezt a - gravitációs pórusok kiürülésével létrejövő - állapotot a téli beázás után, a vegetáció megindulása előtt a talajban természetes viszonyok között találhatók nedvességtartalommal jellemezhetjük. Ez az adott talajon a növények rendelkezésére álló maximális nedvességtartalom. Az ennél kisebb erővel kötött víz egyrészt túl rövid ideig van jelen a talajban, másrészt túlzottan levegőtlen állapot kíséri.

- $10^{4.2}$ cm-es szívóerő közelítőleg a növényi gyökérzet szívóerejének felső értéke. Az ennél erősebben kötött vizet a növények általában már képtelenek fölvenni. Ez az érték a **hervadás-pont**, a hozzá tartozó nedvességtartalom a **holtvízérték** (Θ_{wilt}).

- A szántóföldi vízkapacitás - egyes szerzők szerint (**Szász G. - Tókei L., 1997**) a minimális vízkapacitás - és a holtvíztartalom különbsége a **hasznosítható víz** (Θ_D). Ez az a vízmennyiség, ami az adott talajban a növények számára hasznosítható formában tárolódhat.

- A függvény segítségével bármely nedvességtartalomra képet kaphatunk a levegőzöttségi viszonyokról.

Vízvezető képesség függvény

A talajban a nedvességpotenciál különbségek eredményeként nedvességáramlás következik be. A kisebb nedvességpotenciálú helytől a nagyobb felé irányuló áramlás fluxusát Darcy összefüggése szerint a következőképpen adhatjuk meg:

$$Q = k * \Delta\Psi, \text{ ahol}$$

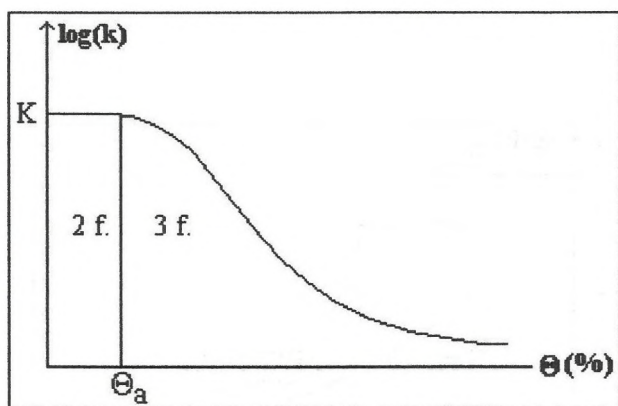
Q : a vízáramlás fluxusa

k : a talaj ellenállása a nedvesség mozgásával szemben (vízvezető képesség)

$\Delta\Psi$: a vízáramlást létrehozó nedvesség potenciál különbség

A talaj vízvezető képessége tehát az egységnyi potenciálkülönbség hatására bekövetkező fluxussal egyenlő, sebesség dimenziójú mennyiség. Nagysága a talaj nedvességtartalmától függően változik, így helyesebb vízvezető képesség függvényről - $k(\Theta)$ - beszélni. A függvény meghatározza a talaj nedvesség-kiegyenlítődési folyamatait; korlátot szab többek között a nedvesség gyökerekhez való áramlásának és a talajfelszíni evaporációnak.

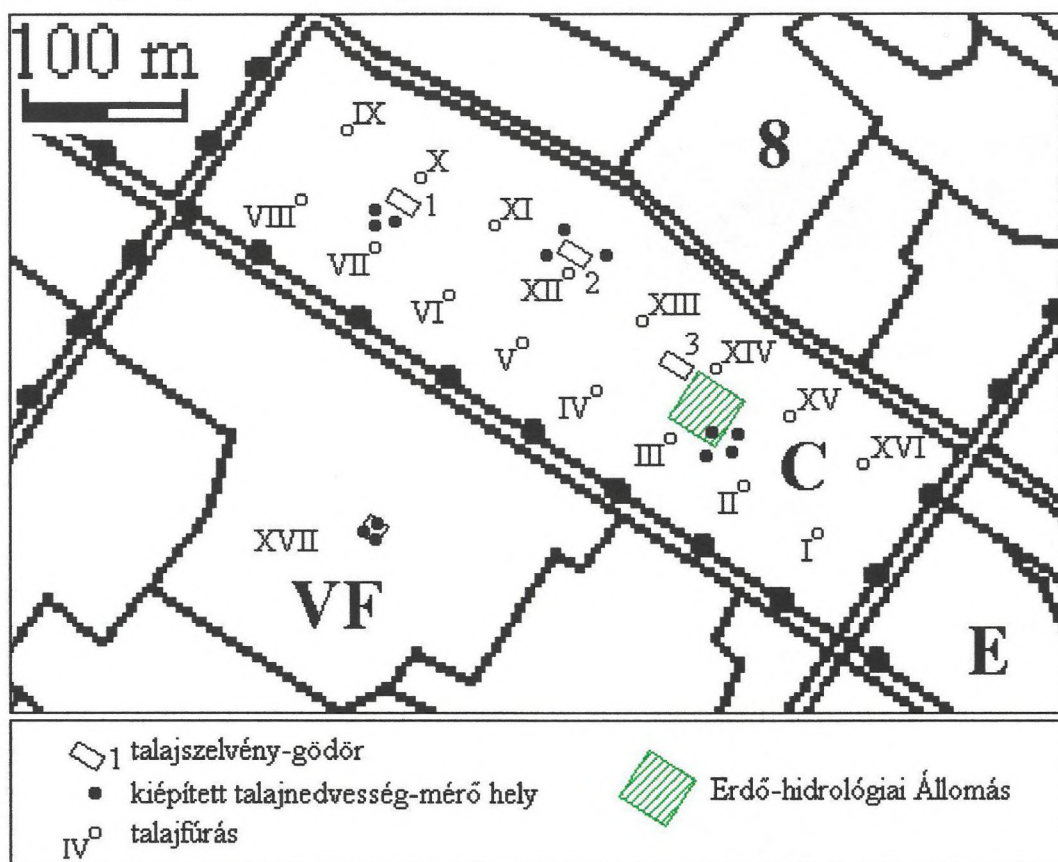
A $k(\Theta)$ függvényt tekintve (ld.: 5. ábra) láthatjuk, hogy a nedvességtartalom csökkenésével egy ideig nem változik a vízvezető képesség. A levegő-belépési küszöbérték (Θ_a) elérésekor a pórusokban megjelenik a levegő, s a vezető képesség csökkenni kezd. Ez a határ választja el egymástól a telítetlenségi (három fázisú) és a telítettségi (két fázisú) vízvezető képességet. Ez utóbbi jele K .



5. ÁBRA: A VÍZVEZETŐ KÉPESSÉG FÜGGVÉNY

Mivel a vízáramlás a talaj pórusaiban megy végbe, a pórusok átmérő szerinti eloszlása meghatározó a vízvezető képességre nézve. Tekintetbe véve a víztartó képességnél elmondottakat nem meglepő, hogy a vízvezető képesség függvény a víztartó képesség függvényből származhat. Az erre szolgáló összefüggések a **relatív vízvezető képességet** adják. Ez utóbbi azt jelenti, hogy a telítettségi vízvezető képesség értéke egységnyi. Amennyiben a relatív vízvezető képességi értékeket megszorozzuk a tényleges telítettségi vízvezető képesség értékével, mint skálázó értékkel, a **reális vízvezető képességet** kapjuk. (Részletesebben ld.: 63. oldal).

A pontmodellek alkalmazhatóságánál leírtak miatt nagy gondot fordítottam rá, hogy a kísérleti állomány talaja - vízháztartási jellemzőire nézve - térben homogénnek tekinthető legyen.



6. ÁBRA: A KÍSÉRLETI TERÜLET HELYSZÍNRAJZA

Első lépésként 3 db talajszelvény-gödört nyitottam a terület hossz tengelyében, a 6. ábra szerinti elrendezésben. A helyszíni leírás és a laboratóriumi alapvizsgálatok alapján (ld. 2. sz. melléklet) nem tudtam az erdőrésztlet teljes mértékben homogénnek ítélni. Ugyanakkor elvetni sem tudtam a homogenitást, mivel a mechanikai elemzések nem mutattak jelentős eltéréseket a szemcseösszetételben, s ez - tekintve, hogy szerkezet nélküli homoktalajról van szó - nagy valószínűséggel a vízháztartási tulajdonságok homogenitását is jelenti.

A kérdés eldöntésére kimérettem az egyes rétegek víztartó képesség függvényét. A 3 talajszelvény között kicsi, gyakorlati szempontból elhanyagolható eltérést tapasztaltam (3. sz. melléklet), így az egyes szelvényeket - vízháztartási jellemzőikre nézve - homogénnek tekinthetjük.

Az eredmények erdőrésztlet szintű kiterjesztéséhez 50*50 m-es hálózatban talajfűrészeket végeztem (6. ábra), s vizsgáltam a mechanikai összetételt (4. sz. melléklet). Mivel jelentős eltérést nem találtam, előzőek és a mechanikai összetétel vízháztartási tulajdonságokra gyakorolt meghatározó jellege alapján a homogenitást az erdőrésztlet egészére kiterjeszthetőnek ítéltam.

A laboratóriumi vizsgálatokat terepi talajnedvesség-mérésekkel ellenőriztem. A 6. ábrán jelzett kötésben és hálózatban az állomány alá béléscsőket telepítettem, s ezekben - kapacitív elven működő szondával - egy éven át (1998.) kéthetente talajnedvesség-méréseket végeztem. A talajnedvesség térbeli mintázata a gyakorlatban is alátámasztotta a laboratóriumi eredményeket. (A kiértékelés rövid összefoglalója megtalálható az 5. számú mellékletben).

Fenti ellenőrzések után a terület hidrofizikai homogenitását bizonyítottnak tekintettem.

A modellezés konkrét helyét, mint „egyetlen pontot”, a talajnedvesség-mérések helye jelöli ki. Az automata nedvességmérő szenzorok telepítéséhez szelvénygödröt nyitottam (ld. még 6-8. képek), melynek helyszíni leírását és (az 1-3 szelvénygödrökben végzett mérések eredményeinek felhasználásával számított) legfontosabb hidrofizikai jellemzőit az alábbiakban ismertetem:



- 0 - 60 cm: sötét sárgás barna, laza, homokos szerkezetű, gyökerekkel közepesen átszőtt, gyengén meszes, humuszos homok.
- 60 - 100 cm: sárgás barna, laza, homokos szerkezetű, gyökerekkel kismértékben átszőtt, meszes, gyengén humuszos homok.
- 100 - 110 cm: szürkés fekete, kissé tömöttebb, gyökerekkel közepesen átszőtt, gyengén meszes, eltemetett humuszos homokrég.
- 110 - cm: fehéres szürke, tömött, erősen meszes, humuszmentes homok, gyökek nélkül.

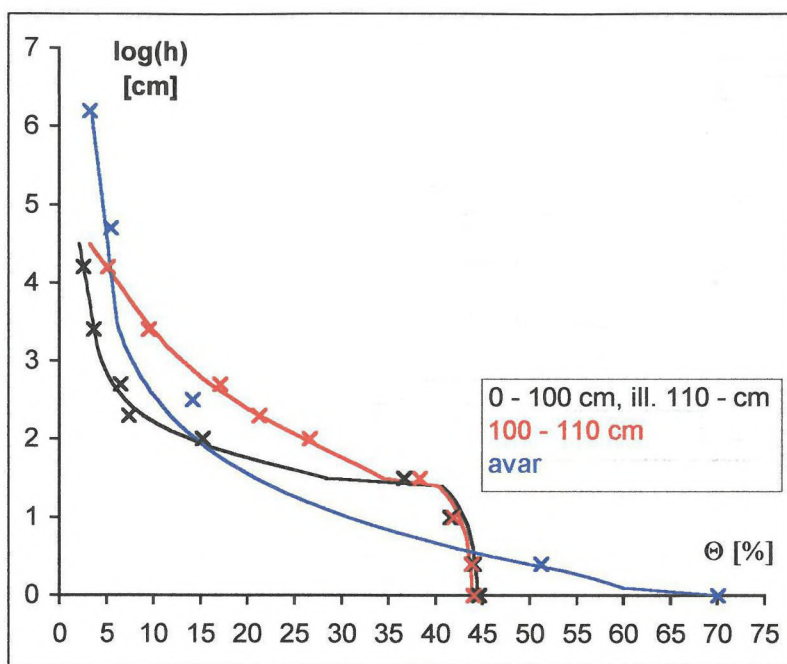
A talaj homok fizikai féleségű, közép mély termőréteg vastagságú, humuszos homok kombináció 1 m mélyen eltemetett humuszos szinttel.

A talajt átlagosan 4 cm vastag avartakaró borítja. Ebből mintegy 1,5 cm bomlatlan, 2,5 cm pedig korhadó, egybeálló tűavar. Mivel a talajszintre jutó csapadék ezt az avartakarót éri először, az avar hidrofizikai tulajdonságai meghatározóak a nedvesség talajba jutására nézve.

Az avar (száradási) víztartó képesség görbéjének 5 pontját egyszerű laboratóriumi mérésekkel határoztuk meg tízszeres ismételtsben (pF 0: teljes telítés; pF 0,4: kapilláris telítés vízfelszínen; pF 2,5: szárítás homokágyon; pF 4,7: Hy-érték meghatározása; pF 6,2: hy-érték meghatározása). Az ellenőrizhetőség érdekében ismert víztartó képességű homoktalajt is mértük, háromszoros ismételtsben. Az ellenőrző adatok - melyek a 6. sz. mellékletben tekinthetők meg - igazolták a mérési eljárás pontosságát.

A modellezett talajoszlop víztartó képességét az 1-3 szelvénygödrökben mért értékek alapján határoztam meg.

A mért víztartó képesség értékeket **van Genuchten** összefüggésének felhasználásával alakítottam át folyamatos függvénné (ld.: a modell egyenletrendszere, 2.2.1 pont). A mért $\Theta(h)$ pontokat és az azokra illesztett függvényeket mutatja a 7. ábra.



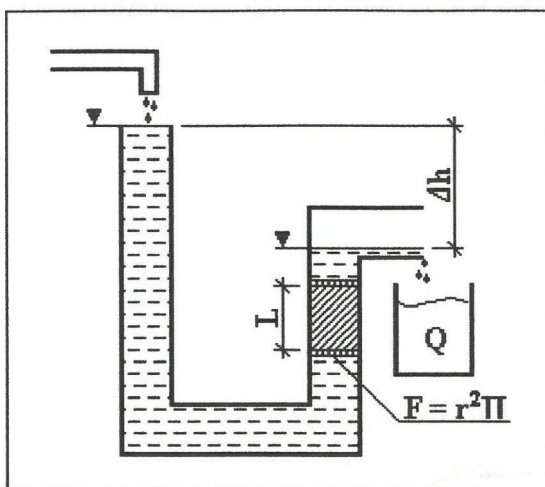
7. ÁBRA: A MODELLEZETT TALAJSZELVÉNY MÉRT VÍZTARTÓ KÉPESSÉG ÉRTÉKEI, ÉS AZ AZOKRA ILLESZTETT VÍZTARTÓ KÉPESSÉG FÜGGVÉNYEK

A szelvény általános jellemzőit fekete, az eltemetett réteg kissé eltérő sajátosságait piros szín jelzi. A víztartó képesség görbék mindkét esetben a homoktalajok jellemző képét mutatják. A talaj már viszonylag kis szívóerő hatására is elveszíti nedvességtartalmának jelentős részét, a pórusok döntő többsége a gravitációs pórusok közül kerül ki. Ezt mutatja az összporozitás és a szántóföldi vízkapacitás közötti nagy különbség, más szóval a görbék lapos futása.

A pórusokban lévő vizet szemmel láthatólag igen gyenge erők kötik, ennek megfelelően a holtvíztartalom alacsony (2,6%, ill. **5,2%**). A minimális vízkapacitás értéke - a gravitációs pórusok nagy mennyisége miatt - szintén kicsi (15,3%, ill. **26,7%**), ennek megfelelően a talaj hasznosítható vízkészlete a szelvény legnagyobb részében csekély (12,7 mm/10 cm) s csak az eltemetett rétegben nagyobb (**21,5 mm/10 cm**). Ha a szelvény hasznos vízkészletét az egyes rétegek hasznos vizeinek összegeként számítjuk, akkor a talaj 2 m-es mélységig mintegy 260 mm, vizet képes tárolni a növényzet számára. Mivel azonban az eltemetett réteg hatása minden bizonnyal a fölötte lévő réteg(ek)ben is érződik, a tényleges érték 260 mm-nél valószínűleg valamivel magasabb.

Az avar víztartó képesség görbéje igen sajátos. Szántóföldi vízkapacitásnál szárazabb viszonyok között hasonló jelleget mutat, mint a homokok görbéje, attól csak nedvesebb viszonyok esetén tér el - akkor viszont erősen. A vízzel telített avar több, mint másfélszer annyi vizet tárol, mint a telített homok. Feltűnő, hogy a görbe telítettség-közel szakaszából hiányzik a gravitációs pórusok gyors kiürülését jelző közel függőleges szakasz; a szerfelett nagy porozitáshoz viszonylag lassú kiürülés tartozik. Ez jól mutatja az avar jelentős víztároló képességét.

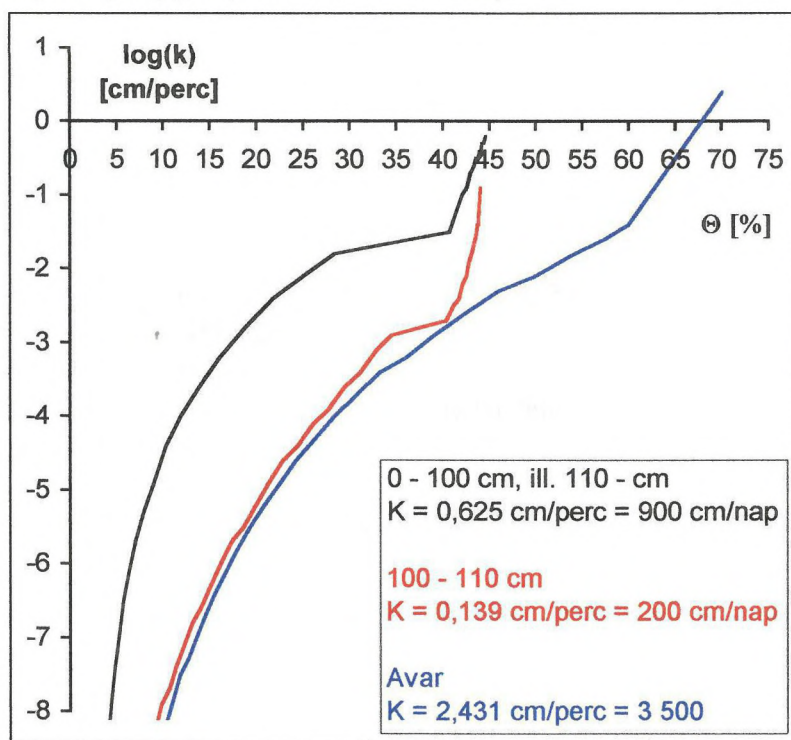
A vízvezető képesség függvény - mint arra korábban utaltam - a víztartó képesség függvény és a telítettségi vízvezető képesség, mint skálázó érték ismeretében számítható. Ez utóbbit a talajminták esetében az MTA Talajtani és Agrokémiai Kutató Intézetében határozták meg, míg az avar telítettségi vízvezető képességét - a **Várallyay Gy.** által használt, az állandó víznyomás módszerével működő berendezés elve alapján szerkesztett egyszerű eszköz segítségével - magam mértem. Az egyszerűsített berendezés vázrajzát a 8. ábra mutatja. (A készüléket laza, forgatott homoktalajjal teszteltem, s 8-900 cm/nap közötti telítettségi vízvezető képesség értékeket kaptam).



$$K \left[\frac{\text{cm}}{\text{nap}} \right] = \frac{Q \left[\frac{\text{ml}}{\text{nap}} \right] * L [\text{cm}]}{\Delta h [\text{mm}] * F [\text{cm}^2]}$$

8. ÁBRA: VÁRALLYAY Gy. ÁLLANDÓ VÍZNYOMÁS MÓDSZERÉN ALAPULÓ BERENDEZÉSÉNEK ÖTLETE ALAPJÁN KÉSZÍTETT, TELÍTETTSÉGI VÍZVEZETŐ KÉPESSÉG MEGHATÁROZÁSÁRA SZOLGÁLÓ ESZKÖZ ELVI VÁZA

A vízvezető képesség függvényeket a 9. ábra mutatja be.



9. ÁBRA: A MODELLEZETT TALAJSZELVÉNY SZÁMÍTOTT VÍZVEZETŐ KÉPESSÉG FÜGGVÉNYEI

A talajt jellemző görbéken jól látszik a homokok jellegzetesen magas telítettségi vízvezető képessége, s a vízvezető képesség nedvességtartalommal való meglehetősen gyors csökkenése. Az eltemetett réteg vízvezető képessége valamivel kisebb. A telített avar vízvezetése roppant gyors, ami összhangban van rendkívül nagy porozitásával. A görbe a szárazabb tartományban - mint azt a víztartó képesség esetében is láttuk - nem mutat jelentős eltérést a homoktalajokhoz (különösen az eltemetett réteghez) képest, sajátos tulajdonságai csak igen magas - 40% feletti - víztartalom mellett jelentkeznek.

Növényzet

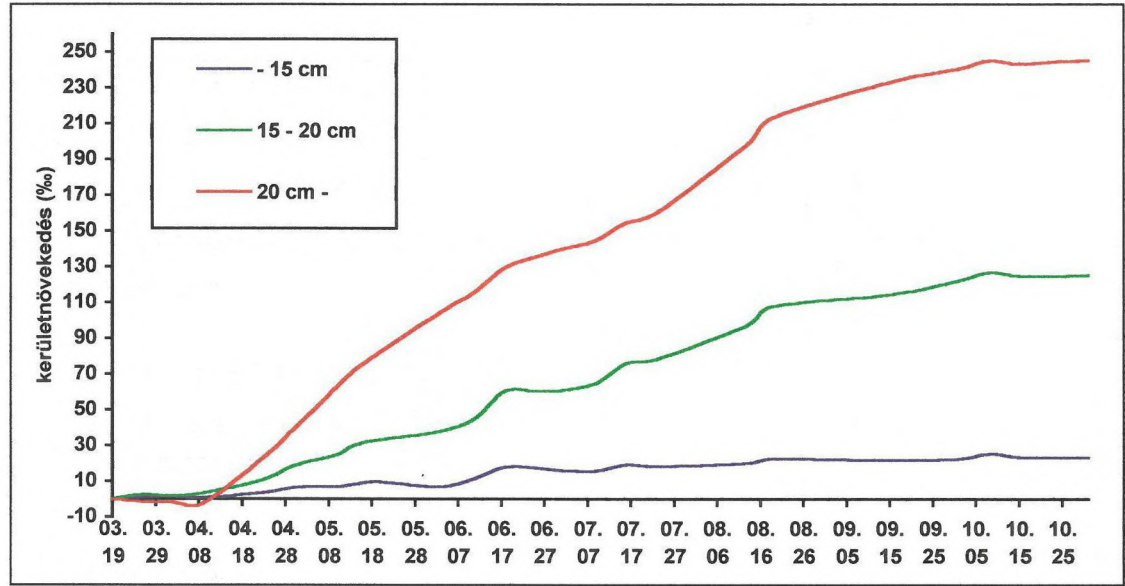
A 6,7 ha-os Méntelek 8/C erdőrészletből kiválasztott mintaterület adatai az 1999.I.-ban, és 2000.III.-ban végzett törzsenkénti felvételezés, és az üzemterv alapján az alábbiak:

Felvétel éve	Terület ha	Fafaj	Eredet	Elegyarány %	Elegyedés módja	Kor év	Magasság m	Átmérő cm
1999. 2000.	0,09585±0,1	EF	Mag	100	-	30 31	12,2 12,5	15,3 15,7

Fatermési osztály	Fatermő képesség m³/év	Körlap m²/ha	Törzsszám db/0,1ha	Záródás %	Fakészlet m³/ha
4 (üzemtervi adat)	8 (üzemtervi adat)	28,4 30,1	155	90	175 188

Fatérfogat gyarapodás az 1999. évben: 13 m³/ha.

Az állomány átmérőcsoportonként mért kerületnövekedését a 10. ábra mutatja.



10. ÁBRA: A KÍSÉRLETI ÁLLOMÁNY ÁTLAGOS KERÜLETNÖVEKEDÉSE ÁTMÉRŐCSOPORTONKÉNT (1999.)

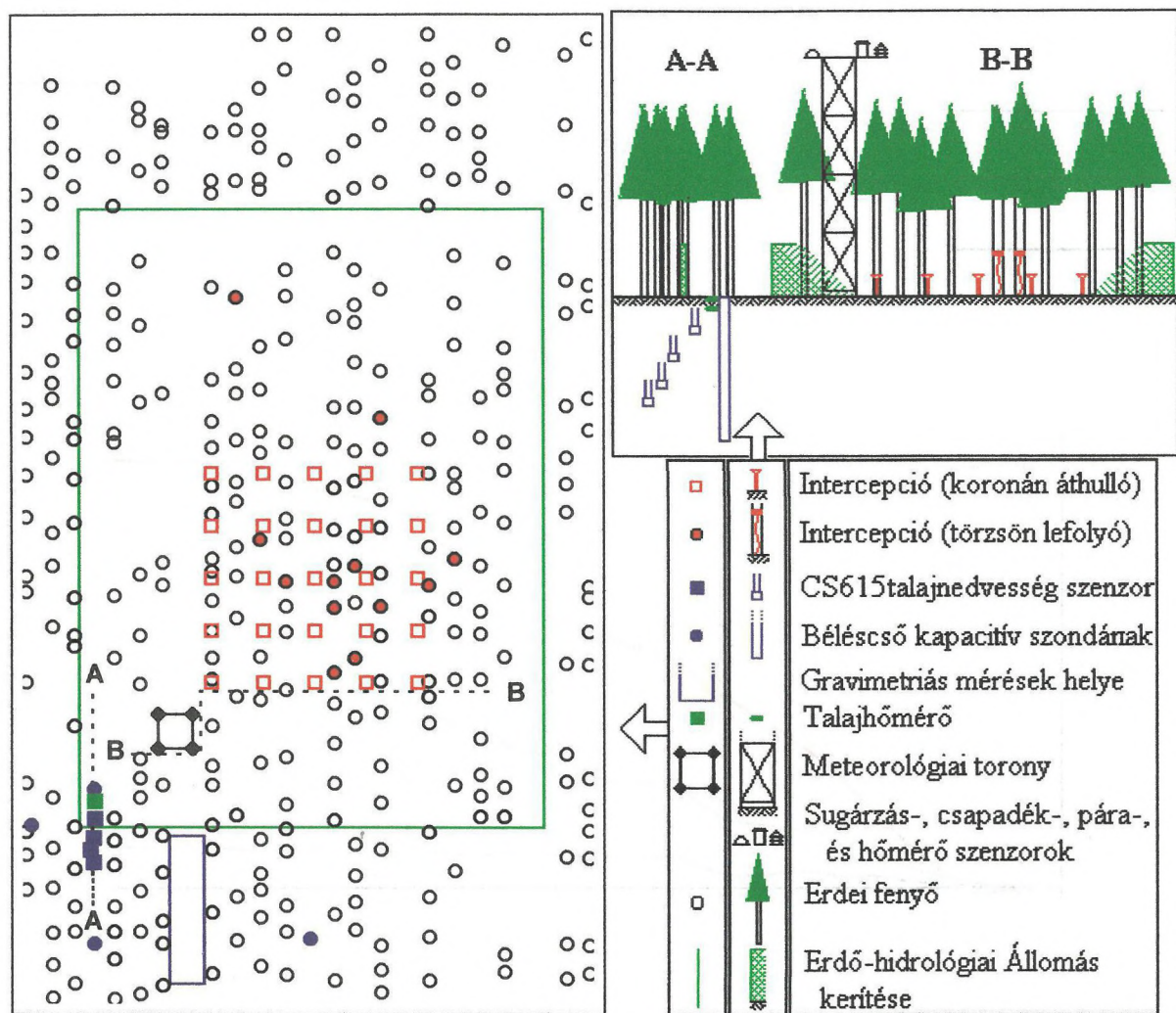
A vastagsági növekedés április első felében indult be, s körülbelül október első feléig tartott. A növekedési menetben nem érezhető a májusi, ill. szeptemberi aszályveszélyes időszak hatása.

A növényzet jellemzőit mintaterületen határoztam meg, azok nagyobb területre is érvényesek. Ennek megfelelően a pontmodell eredményeinek kiterjesztését a növényzet térbeli eltérése nem akadályozza.

A parlagterület - VF - növényzete döntő többségében selyemkóró (ld.: 10. kép).

A MÉRÉSEK MÓDSZERTANA

Az Erdő-hidrológiai Állomás - az előzetes vizsgálatokat és a próbaüzemet követően - 1999.01.01 óta folyamatosan üzemel. Az Állomáson folyó - a továbbiakban részletezett - mérésekről ad áttekintést a 11. ábra:



11. ÁBRA: ÁTTEKINTÉS AZ ERDŐ-HIDROLÓGIAI ÁLLOMÁSON VÉGZETT MÉRÉSEKRŐL
(RÉSZLETES HELYSZÍNRAJZ)

Alapadatok

Az erdőhidrológiai modellezés bemenő adatai.

EGYSZERI FELVÉTELEZÉST KÍVÁNÓ ALAPADATOK

A talaj, és az avar hidrofizikai tulajdonságait leíró függvények (ld. a kísérleti terület talajának leírásánál).

A modell hajtóváltozói a klímaadatok, melyek gyűjtése automatikus. Az állomás műszerei lehetővé teszik a modellezéshez - és annak ellenőrzéséhez - legfontosabbnak ítélt adatok folyamatos (akár másodperces felbontással) történő észlelését. Az adatgyűjtő tetszőleges mérés eredményét átlagolja, s hordozható adattárolóban tárolja (1. kép).

Az automata a vizsgált időszakban percenkénti észleléssel, és óránkénti átlagolással dolgozott. A mért adatok az alábbiak:

- globálisugárzás (2. kép) - Kipp & Zonen piranométer, horizontkorlátozás nincs;
- csapadék (3. kép) - tömegmérés elvén működő csapadékmérő (Szarvas). Megszólalási küszöb: 0,5 mm. A csapadékgyűjtő nem fűthető, így az észlelés március elejétől október végéig tart. Kalibrálás: évente egyszer, felszereléskor. Ellenőrzés: ombrométerrel, kéthetenkénti észleléssel, ill. a gyűjtőedényben lévő csapadékvíz visszamérésével. Téli adatok: OMSZ, ill. Bácsi Benjámin erdőmérnök mérései;
- hőmérséklet és relatív páratartalom (3. kép) - 2787HM HUMITTER 50 Y RH and T Transmitter (VAISALA). Árnyékolás: tányéros sugárzásvédő;



1.KÉP: AZ ERDŐ-HIDROLÓGIAI ÁLLOMÁS ADATGYŰJTŐJE

A mérések az állománnyal felett 3 m-el, mérőtoronyban (4. kép) történtek. Mivel az adatokat egyetlen pontban mértem, az egyes meteorológiai jellemzők térbeli változatosságáról nincs információ. Erdőrészlet léptékű kiterjedésben e szempontból a hőmérséklet, és a relatív páratartalom értékei lehetnek érdekesek.

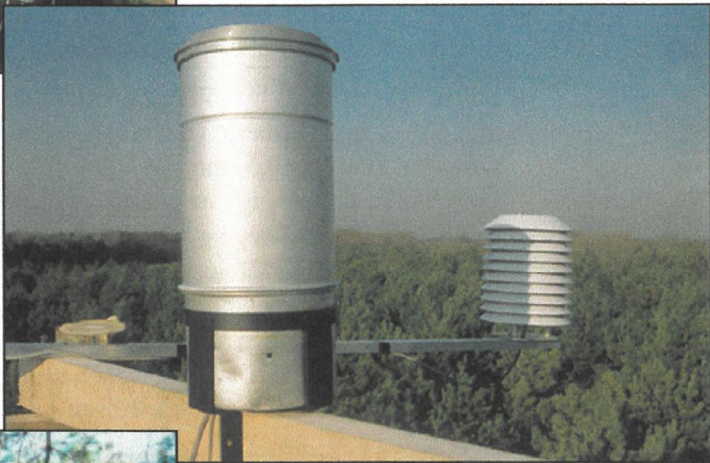
A kérdés vizsgálatára végezzünk el egy gondolat kísérletet! Tegyük fel, hogy nincs mért meteorológiai adatunk, s a területre jellemző irodalmi adatok alapján modellezünk. Értelmezhető-e így a futtatás eredménye? Természetesen igen, azzal, hogy az eredmények a megadott meteorológiai környezetben érvényesek, s nem az adott időszak tényleges viszonyait jellemzik. Ha a kettő közötti eltérés jelentős, az a modellillesztés bizonytalanságában jelentkezik. Ennek megfelelően az eredmények az általam mért adatok esetében is értelmezhetőek, a valósághűség megítélésében pedig a modell illesztése segít. A méréseket mintegy 4,5 m-el az aerodinamikailag aktív zóna felett végeztem, ahol a szélesebb alakulását már nem zavarja a növényállomány. Így kisebb az esély jelentős hőmérsékleti különbségek kialakulására. Emellett a mérési hibák modellezett vízforgalomra gyakorolt hatását érzékenység-vizsgálattal ellenőriztem.

Fentiek alapján a pontmodell eredményei térben kiterjeszthetőek.



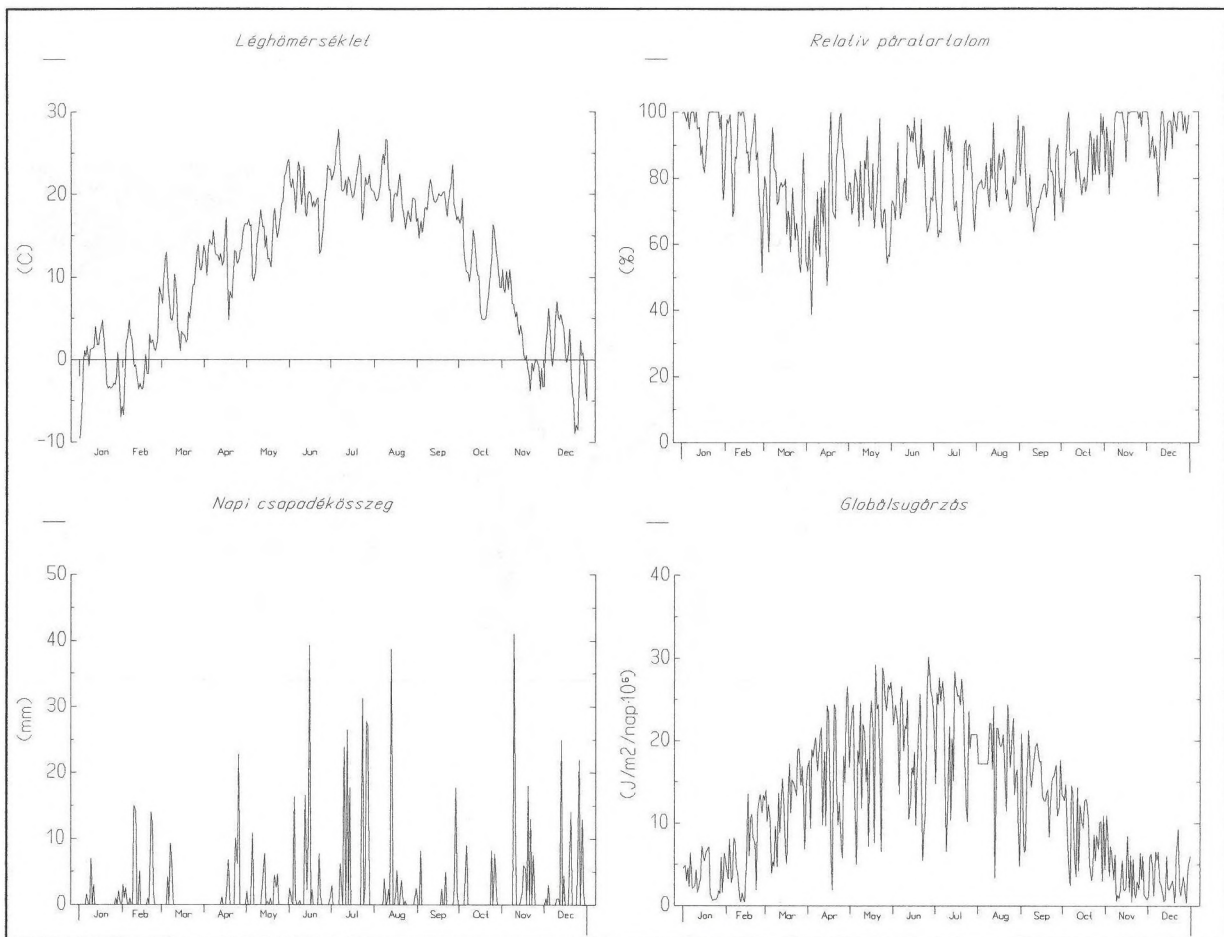
2. KÉP: KIPP & ZONEN
PIRANOMÉTER
A KÍSÉRLETI ÁLLOMÁNY FELETT
(HÁTTÉR BEN A VADFÖLD)

3. KÉP: CSAPADÉK-, HŐ-
ÉS PÁRAMÉRŐ SZENZOROK
A KÍSÉRLETI ÁLLOMÁNY FELETT



4. KÉP: AZ ÁLLOMÁNY FELETTI
MŰSZEREK ELHELYEZÉSÉRE SZOLGÁLÓ
TORONY

A mért meteorológiai jellemzők közül a modellezéshez mind az órás értékeket, mind az azokból számított napi átlagadatokat felhasználtam. Ez utóbbiakat tartalmazza az alábbi ábra.



12. ÁBRA: A LÉGHŐMÉRSÉKLET, A RELATÍV PÁRATARTALOM, A CSAPADÉKÖSSZEG ÉS A GLOBÁLSUGÁRZÁS ÓRÁS MÉRÉSEKBŐL SZÁMÍTOTT NAPI ADATAI A KÍSÉRLETI ÁLLOMÁNY FELETT A SOIL MODEL SEGÉDPROGRAMJÁNAK (PGRAPH) ÁBRÁZOLÁSÁBAN (1999.)

Ellenőrző adatok

A talaj, a növényzet és a klíma legfontosabbnak ítélt jellemzőit felhasználva a kutatómodellel a víz-, (ill. hőforgalom) tetszőleges eleme becsülhető. A becslés pontossága az ellenőrző mérések segítségével állapítható meg. Az ellenőrző méréseknek a vízháztartás azon elemeire célszerű irányulniuk, melyek könnyen - pontosan - mérhetőek, s amelyekre a helyi sajátosságok feltehetően a legerősebb befolyást gyakorolnak.

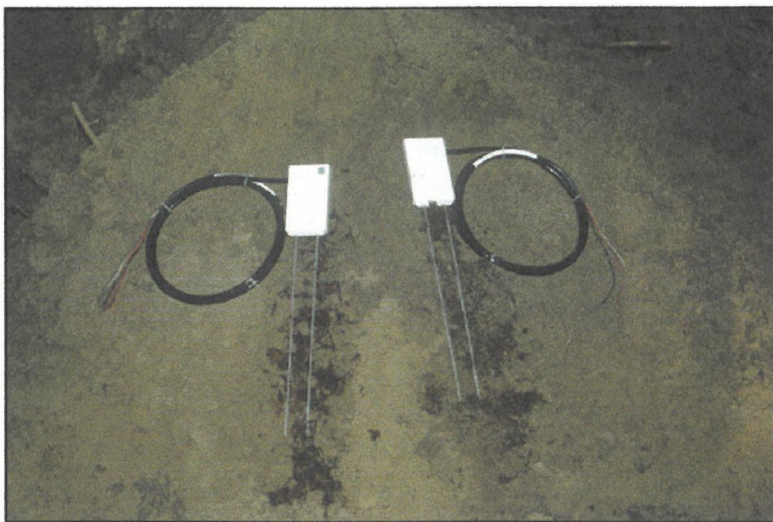
TALAJNEDVESSÉG

A talajban lévő nedvesség mennyiségére, s annak időbeni változására a vízháztartás csaknem valamennyi eleme kihat. Ennek megfelelően ez a vízforgalmi modellek ellenőrzésére legáltalánosabban használt jellemző. E célra az energetikai célú megközelítés, azaz a nedvességpotenciál mérése a legalkalmasabb. (Egyrészt - a nedvességtartalommal ellentétben - nem függ a talaj szövetétől; másrészt a modellek többnyire a nedvességpotenciált használják, s azt számítják át - a víztartó képesség függvény segítségével - nedvességtartalomra. A nedvességpotenciál közvetlen mérésével e számítás - s azzal együtt annak hibája - kiesik.)

A nedvességpotenciál terepi mérése komoly gyakorlati nehézségekbe ütközik, mert szabadföldön csak egy bizonyos tartományban (pF 0-3) lehetséges. E tartományon kívüli mérésre alkalmas, általánosan elterjedt eljárás ma sem létezik. Tekintettel arra, hogy a homoktalajokból a víz igen gyorsan kiürül, a nedvességpotenciál terepi meghatározása e talajokon az év legnagyobb részében mérés technikailag lehetetlen. Ezért a modellt elsősorban talajnedvesség-mérések segítségével kalibráltam.

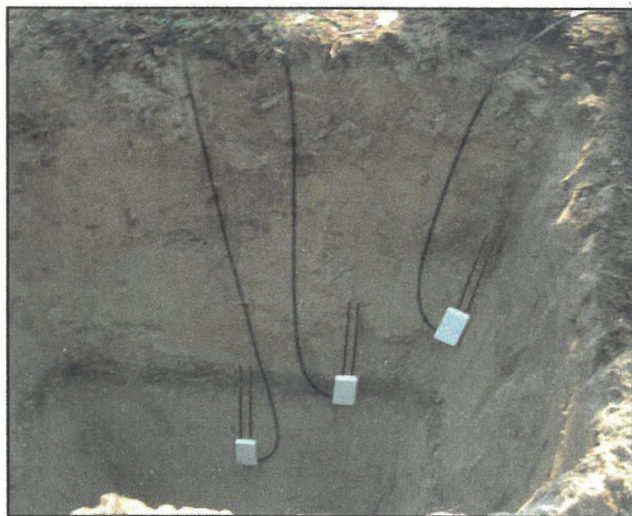
A talajnedvesség-méréseket a Campbell cég által gyártott, CS615 jelű, TDR-rendszerű szenzorokkal végeztem (5. kép).

Ezek a típusú érzékelők - tudomásom szerint - Magyarországon az Erdő-hidrológiai Állomáson kerültek először kipróbálásra. A tapasztalatok kedvezőek: megbízhatóságuk, automatizálhatóságuk és nem utolsósorban kedvező áruk következtében alkalmasak arra, hogy a vízháztartási vizsgálatok általános eszközeivé váljanak.



5. KÉP: CS615 TALAJNEDVESSÉG-MÉRŐ SZENZOROK

A beszűrő érzékelők hossza 30 cm; az átfogott talajréteg átlagos, térfogatszázalékban kifejezett nedvességtartalmát mérik.



6. KÉP A TALAJNEDVESSÉG-MÉRŐK SZELVÉNYE ÉS A HÁROM LEGMÉLYEBB ÉRZÉKELŐ ÁLTAL MÉRT TALAJRÉTEG

A szenzorokat függőleges helyzetben szúrta a talajba, úgy, hogy a következő rétegek átlagos nedvességtartalmát mérik (6. kép):

10 -	40 cm
40 -	70 cm
70 -	100 cm
100 -	130 cm

Minden egyes érzékelőt egy szelvénygödör falába fűrt aknán keresztül, alulról szúrtam a mérni kívánt talajrétegbe. Így a méréseket bolygatatlan talajmintákon tudtam elvégezni, s csak az egyes érzékelők alatt zavartam meg kissé a talaj természetes állapotát (7-8. képek).



7-8. KÉP: A TALAJNEDVESSÉG-MÉRŐK TELEPÍTÉSE

A talajnedvesség-adatok és a meteorológiai adatok gyűjtését egy és ugyanazon adatgyűjtő végzi. Ezért - bár ez esetben nem lenne szükség ilyen gyakori észlelésre - ezen adatok is percnkénti mérések alapján számított órás átlagok formájában állnak rendelkezésemre.

Az automatával mért adatok helyességét kéthetente kapacitív szondával, s havonta gravimetriás úton ellenőriztem.

INTERCEPCIÓ

A mm-ben kifejezett intercepció értékeket - melyet a modell által számított intercepció ellenőrzésére használtam - a szabadterületen mért és az állományi csapadékok különbségeként képeztem. Az állományi csapadék két összetevőjét, nevezetesen a koronán áthulló, ill. átcsöpögő, és a törzsön lefolyó csapadékvizet az Erdő-hidrológiai Állomáson kialakított, ERTI fejlesztéseken alapuló intercepciós kertben (9. kép) mértem.



9. KÉP: AZ ERDŐ-HIDROLÓGIAI ÁLLOMÁS INTERCEPCIÓS KERTJE

SZABADTERÜLETEN LEHULLOTT CSAPADÉK

Órás összegét automata méri az állomány felett (ld.: alapadatok).

KORONÁN ÁTHULLÓ, ILL. ÁTCSÖPÖGŐ CSAPADÉK

A koronán átjutó csapadék meghatározására műanyag tölcsérek helyeztem el az állomány alatt 3*3 m-es szabályos hálózatban. A tölcsérek darabszámát - 25 db - intervallumbecsléssel ellenőriztem (t-próba). A 25 mérés átlagaként kapott érték hibája - 95%-os valószínűséggel - maximum $\pm 2,5$ mm, átlagosan $\pm 7,4\%$ volt. Ez alapján - tekintve az állomány alatti csapadék egyenlőtlen térbeli eloszlását - a mintaszám elegendő (számításaim szerint a mintaszám emeléseével a pontosság gyakorlati jelentőséggel bíró mértékben nem növelhető).

A műanyag tölcsérek ellenőrzése 4 tölcsért, és egy Hellmann-féle ombrométert elhelyeztem a kísérleti terület melletti parlagterületen - VF - is (10. kép). (Ez utóbbi ellenőrzésként szolgált az automata csapadékmérő adataira nézve is).



10. KÉP: A PARLAGTERÜLETI MÉRŐHELY

Az észleléseket III.01-X.31 között végeztem 2 hetenkénti leolvasással. A kéthetes időintervallum elfogadhatóságát párolgásméréssel ellenőriztem: a koronán átjutó csapadék mérésére használt tölcsekre közül 3 db-ot ferde tetővel láttam el, s mértem a gyűjtő részbe öntött 500, ill. 300 ml víz párolgását (11. kép). Két hét alatt a legnagyobb párolgási veszteség 10 ml (0,25 csapadék mm) volt, de még a 2000. évi nyári nagy, száraz hőség idején sem haladta meg a 25 ml-t (0,63 mm). Az állomány alatti csapadékgyűjtőkből történt párolgás tehát elhanyagolható; a kéthetenkénti észlelés metodikailag megállja a helyét.

Az állomány alatti tölcsekben mért csapadékvíz l-ben kifejezett mennyiségét - a tölcse nyílásának területe és a vadföldön végzett korrekciós mérések ismeretében - átszámítottam 1 m²-re, azaz (a m²/l = mm analógiai alapján) csapadék mm-re.



11. KÉP: A KORONÁN ÁTCSÖPÖGŐ CSAPADÉK ÉSZLELESEK KÖZTI PÁROLGÁSI VESZTESÉGÉNEK MÉRÉSÉRE SZOLGÁLÓ ESZKÖZ

TÖRZSÖN LEFOLYÓ CSAPADÉK

Törzsön lefolyó csapadékot törzsgallérok segítségével mértem (ld.: 9. kép). **Führer E.** (1994) vizsgálatai alapján kis törzsi lefolyással rendelkező fafajoknál az átlagfa méréseiből lehet kiindulni, míg nagy törzsi lefolyással rendelkező fafajok esetén átmérőosztályonként 1 (vagy 2), összesen 4-8 átlagtörzset kell kijelölni.

Bár kis törzsi lefolyásra számítottam (**Brechtel-Pavlov** (1977) szerint fiatal erdei fenyő állományban 50 mm csapadék esetén 4 l/m²-es lefolyással lehet számolni), a tisztánlátás érdekében 6 átmérőcsoportra osztottam az állományt. Az átmérőcsoportok és a felszerelt gallérok száma az alábbiak szerint alakult:

	Az átmérőcsoportba eső törzsek száma	Felszerelt törzsgallérok száma
7 - 9 cm:	9	1
10 - 12 cm:	31	3
13 - 15 cm:	43	2
16 - 18 cm:	47	4
19 - 21 cm:	16	1
22 - cm:	2	1

A törzsi lefolyás az átmérőosztályokban kijelölt törzseken lefolyt víz átlagos mennyisége, az átmérőosztályokban található törzsek száma és a mintaterület nagysága alapján számítható.

TALAJHŐMÉRSÉKLET

A talajban a víz- és hőforgalom a legszorosabban összefügg egymással. Elég itt csak arra gondolni, milyen jelentős eltérés van a vizes és a száraz talaj hőtani sajátosságai között. Ebből következik, hogy a nedvességforgalom modellezése a talajhőmérséklet mérésével is ellenőrizhető; ahhoz, hogy a modellezett és a mért talajhőmérséklet megfeleljen egymásnak, a talaj számított nedvességtartalmának is helyesnek kell lennie.

E célból két mélységben mértem a talaj hőmérsékletét: közvetlenül az avartakaró alatt, ill. 10 cm-es mélységben. A méréseket a már többször említett automata végzi percenkénti észleléssel, óránkénti átlagolással.

Kiegészítő adatok

A modellezéstől független adatok; az eredmények kiértékeléséhez adnak további információt. Valamennyi folyamatos észlelést kíván.

TALAJNEDVESSÉG-MÉRÉS PARLAGTERÜLETEN

A parlagterületen - vadföldön - végzett talajnedvesség-mérések az erdő és a parlagterület nedvességforgalmának összehasonlítását szolgálhatják.

Automatizálásra nem volt mód; béléscsővek háromszögműködésben való elhelyezésével kapacitív szondás észlelésekre alkalmas mérőhelyeket építettem ki. Az észleléseket kéthetente - az erdei mérések kapacitív szondával való ellenőrzésével egy időben - végzem.

LÉGHŐMÉRSÉKLET-MÉRÉS ÁLLOMÁNY ALATT

Az észlelés 2 m-es magasságban, percenkénti gyakorisággal történik.

A FELDOLGOZÁS MÓDSZERTANA

A mért adatok körét úgy állítottam össze, hogy azok - egy ésszerű határon belül - minél jobban szolgálják a számítógépes kiértékelés céljait. Mivel azonban a modell-módszerrel történő kiértékelés egyben adaptációs munka is, az általában szokásosnál szélesebb körben volt szükségem ellenőrző adatokra. E célból az összegyűjtött adatokat hagyományos módszerekkel is feldolgoztam. A számítógépes modellezés az 1999-es év vízforgalmát vizsgálja, így az ellenőrző számításokat is - célszerűen - ezen időszakra végeztem el.

Adatfeldolgozás hagyományos módszerrel

A vízháztartási mérleg egyenlege - Szász G.-Tókei L. (1997) szerint - az alábbiakban írható le:

$$\begin{array}{l} (C_{SM} + C_{sm} + H_f + H_{fa} + K) - (P + E_f + E_{fa} + Sz + I) = \Delta R \end{array} \quad (1)$$

(bevételi tagok) (veszteségi tagok) (maradék tag)

- ahol
- C_{SM} : hulló csapadék
 - C_{sm} : felszínközeli képződő csapadék
 - H_f és H_{fa} : felszíni és felszín alatti hozzáfolyás
 - K : kapilláris úton felemelt víz
 - P : párolgás (általános értelemben véve, tehát evapotranszpirációként értelmezve)
 - E_f és E_{fa} : felszíni és felszín alatti elfolyás
 - Sz : mélybeszivárgás
 - I : intercepció
 - ΔR : a vizsgált talajréteg vízkészlet-változása

A felszínközeli képződő csapadék mennyiségét elhanyagoltam. A kísérleti területen hozza-, ill. elfolyás a terület sík volta, valamint a talajvíz 7 m-nél mélyebb elhelyezkedése miatt nincs, s ez utóbbi ok miatt nem kell számolni a kapilláris vízemelésből származó bevételi taggal sem. Ezek alapján az (1) egyenlet az alábbi formára egyszerűsödik:

$$(C_{SM}) - (P + Sz + I) = \Delta R \quad (2)$$

A csapadékot alapadatként, az intercepciót és a talaj nedvességtartalmát pedig ellenőrző adatként mértem. Az evapotranszspiráció és a mélybeszivárgás ellenőrző számításának módszertanát az alábbiakban kívánom megadni.

EVAPOTRANSZSPIRÁCIÓ

Szász G.-Tókei L. (1997) definíciója szerint az evapotranszspiráció a növényzet és a talaj felületéről egyidejűleg a légkörbe jutó vízgőz mennyisége, vagyis a növényzettel borított természetes felszín párolgásának összessége. A tényleges evapotranszspiráció (TET) maximális határértéke a potenciális (lehetséges) evapotranszspiráció (PET) - az a vízmennyiség, mely rövidre nyírt gyepfelületről adott meteorológiai feltételek mellett időegység alatt elpárolog feltéve, hogy a folyamatot a víz hiánya nem korlátozza.

POTENCIÁLIS EVAPOTRANSZSPIRÁCIÓ

AZ ENERGETIKAILAG LEHETSÉGES PÁROLGÁS

A potenciális evapotranszspiráció maximális értékét a párolgásra fordítható energia mennyisége határozza meg. Feltételezve, hogy a sugárzási mérleg energiája teljes egészében párolgásra fordítódik, eljutunk az energetikailag lehetséges párolgás (PE_E) fogalmához:

$$PE_E = \frac{R_n}{0,1 * L} \quad \left[\frac{mm}{nap} \right] \quad (3)$$

ahol R_n : sugárzási mérleg - a nyári félévben $\cong 0,5 * \text{globálsugárzás (G)}$ [$J/cm^2/nap$]
 $0,1 * L$: 1 mm magasságú vízoszlop párolgási hője [J/cm^2]

(Szász G.-Tókei L., 1997)

Az PE_E tehát a sugárzási energia mm-ben kifejezett ekvivalense, s mint ilyen, a párolgás felső korlátját adja meg. (Ennél nagyobb párolgás csak ún. advektív energiafelvétel esetén lehetséges). Értékét a nyári félévre, napi felbontással határoztam meg.

POTENCIÁLIS EVAPOTRANSZSPIRÁCIÓ

A PET számításán alapuló becslésre számos módszer létezik; ezek közül választottam ki - a teljesség igénye nélkül - az alábbi négyet (Szász G. 1988, Szász G.-Tókei L. 1997):

Penman-módszer:
$$PE_0 = \frac{2\Delta * \frac{R_n}{L} + E_a}{2\Delta + 1} \quad \left[\frac{mm}{nap} \right] \quad (4)$$

ahol Δ : telítési gőznyomás-hőmérséklet függvény első deriváltja [$mbar/^{\circ}C$]

gyakorlati számítása: $\Delta = 1,33 * \frac{4098 * E}{(T + 273,3)^2}$, ahol

E: napi átlaghőmérséklethez tartozó telítési párányomás [$mbar$]

T: napi középhőmérséklet [$^{\circ}C$]

R_n : sugárzási mérleg [$J/cm^2/nap$]

L : 1 mm magasságú vízoszlop párolgási hője [J/cm^2]

E_a : szél okozta (aerodinamikai) párolgási érték [mm/nap]

$E_a = 0,35 * (1 + 0,15v) * (E - e)$, ahol

v : szélsébség [m/s]

e : napi átlagos párányomás [$mbar$]

Mivel a Penman függvény energetikai és aerodinamikai tagot is tartalmaz, a főbb meghatározó tényezőket egzakt módon veszi figyelembe. Általában mindenütt kellő pontossággal használható. (Minimális vízkapacitáson tartott talajon tenyésző, rövidre nyírt gyep PET-ja a PE_0 -érték 0,6-0,8-szorosa).

Turc-módszer:
$$PET = (G + 50) * \frac{0,013 * T}{T + 15} \left[\frac{mm}{nap} \right] \quad (5)$$

ahol G : globálsugárzás napi összege [$gcal/cm^2/nap$]

T : napi középhőmérséklet [$^{\circ}C$]

A módszer egyszerű, s ennek köszönhetően széles körben alkalmazott. Hátránya, hogy a levegő nedvességtartalmának hatását nem veszi figyelembe. Éppen ezért alkalmazását ott ajánlják, ahol a vízleadásbeli különbségeket hőmérsékleti különbségek okozzák.

Antal-féle módszer:
$$PET = 0,74 * (E - e)^{0,7} * (1 + \alpha * T)^{4,8} \left[\frac{mm}{nap} \right] \quad (6)$$

ahol E : napi átlaghőmérséklethez tartozó telítési párányomás [$mbar$]

e : napi átlagos párányomás [$mbar$]

α : levegő hőkitágulási együtthatója ($= 1/273 K^{-1}$)

T : napi középhőmérséklet [$^{\circ}C$]

A módszer egyszerű, s hazai kísérleti mérések adataira épült.

Szász-féle módszer:
$$PE_0 = \beta * \left[0,00536 * (T + 21)^2 * (1 - R)^{\frac{2}{3}} * f(v) \right] \left[\frac{mm}{nap} \right] \quad (7)$$

ahol T : napi középhőmérséklet [$^{\circ}C$]

R : telítési hányad (e/E)

$f(v)$: szélsébség hatásfüggvénye (3,0 m/s-nál $f(v) = 1,05$)

β : óázishatás kifejezésére szolgáló, dimenzió nélküli tényező

A módszer alkalmazásánál óázishatást nem vettem figyelembe, azaz $\beta = 1$ feltételezéssel éltem. (Az óázishatásnak kis párolgó felületeknél, ill. a vizsgált területnél lényegesen szárazabb környezet esetén van jelentősége).

Az összefüggés hitelesítése hazai mérési adatok alapján történt.

Valamennyi számítást napi felbontással végeztem. Nem szabad elfelejteni, hogy a számítások klimatikus referencia felületekre (vízfelszín, ill. rövidre nyírt gyepfelszínre) vonatkoznak!

TÉNYLEGES EVAPOTRANSZPIRÁCIÓ

A TET igen nehezen mérhető, ezért gyakran a vízháztartási egyenlet maradék tagjaként, a többi vízháztartási elem ismeretében számítják ki. A módszer egyszerű, de tudni kell, hogy így a TET - mint maradék tag - az összes többi elem meghatározásának hibáját tartalmazza!

A fentebb közölt (2) leegyszerűsödött vízháztartási egyenletet átrendezve adódik:

$$C_{SM} - \Delta R = P + Sz + I \quad (8)$$

- azaz a csapadék és a talaj vízkészletének változása révén az evapotranszpiráció, a mélybeszivárgás és az intercepció összege számítható.

Ezen összeg elemekre bontására több lehetőség kínálkozik. A vegetációs időszakban intercepciós adatok állnak rendelkezésemre, vagyis az evapotranszpiráció + mélybeszivárgás összeg egyszerű kivonással képezhető. Ez utóbbi két tag szétválasztására, ill. az evapotranszpiráció vegetációs időszakon kívüli meghatározására **Moltschanow** (1957) ötlete alapján a fenti egyenletet csapadékmentes időszakokra is felírtam. Így az intercepció és a mélybeszivárgás kiesik, s a talaj nedvességekészletének változása az evapotranszpiráció értékét adja.

A talaj vízkészlet-változását 10-130 cm-ig számítottam (ld.: talajnedvesség-mérő szondák mélységi elhelyezkedése), az ennél mélyebbre jutó csapadékvizet mélybeszivárgásként értelmeztem. A vegetációs időszak határait a tartósan 10 °C feletti, ill. alatti hőmérséklet alapján jelöltem ki.

Major P. (1990) az Erdő-hidrológiai Állomás közvetlen közelében fekvő Komlói Imre talajvíz-kísérleti területen végzett vizsgálatai alapján arra a következtetésre jutott, hogy az erdőn kívüli területek tényleges párolgását jó közelítéssel számíthatjuk Turc következő összefüggése alapján:

$$TET = \frac{CS}{\sqrt{0,9 + \frac{CS^2}{K^2}}} \quad \left[\frac{mm}{év} \right] \quad (9)$$

ahol

CS: évi csapadékösszeg [mm]

$K = 300 + 25 \cdot T + 0,05 \cdot T^3$, ahol

T: évi átlagos középhőmérséklet [°C]

Erdőre ezen érték 1,6-1,8-szorosát javasolja figyelembe venni.

Ide kívánczik még **Szász G. - Tőkei L.** (1997) megállapítása is, mely szerint mély talajvíz-szintű területeken a tényleges párolgás (értsd: evapotranszpiráció + növényzet által felfogott víz párolgása) csaknem azonos a csapadékkal.

AZ EVAPOTRANSZPIRÁCIÓ ELEMINEK SZÉTVÁLASZTÁSA

Ez evapotranszpirációt a hagyományos módszerekkel az avar/talaj párolgására és növényi vízfelhasználásra különválasztani nagyon nehéz.

Csak becslés jellegű, közelítő meghatározást végeztem. A számítások során három egyszerűsítő feltételből indultam ki:

1. az erdőtalaj felszínét avartakaró borítja, így a talajból történő párolgás helyett az avartakaróból (avartakarón keresztül folyó) párolgással számoltam;

2. a fenyőtű - különösen erdőssztyepp klímában - rendkívül nehezen bomlik, ennek megfelelően a kísérleti terület avarját nem hálózzák be fagyökerek. Közvetlenül e rétegből történő növényi vízfelvétellel tehát nem számoltam. (Az aljnövényzet gyér).
3. az avartakaró vízkészlet-változását éves szinten 0-nak vettem (01.01-i vízkészlet = 12.31-i vízkészlet).

Az avartakaróra felírt vízháztartási egyenlet a fentiek figyelembe vételével az alábbiak szerint alakul: $Cs - Sz = P + I$.

Az egyenlet megoldásához az Erdészeti Tudományos Intézet 1998. évi méréseit (csapadék, koronán átcsapó csapadék, avarrétegen átszivárgó víz) használtam fel. A méréseket az Erdő-hidrológiai Állomással szomszédos erdőrésztben végezték az általam vizsgálthoz hasonló fajjű, korú és szerkezetű állományban (erdei fenyő ökológiai bázisterület).

Hangsúlyozni kívánom, hogy a kapott evaporációs érték csak becslésnek tekinthető, nagyságrendi jellegű adat!

MÉLYBESZIVÁRGÁS

A mélybeszivárgás a vízháztartási egyenletből a csapadék, a talaj vízkészletének változása, az evapotranszspiráció és az intercepció fentebb vázolt megállapítása után maradéktanként becsülhető.

Modellezés

A SOIL MODELL ÁLTALÁNOS ISMERTETÉSE

Az adaptációra kiválasztott svéd SOIL modellt - mint sok más hidrológiai és ökológiai modellt - hosszú idő alatt fejlesztették ki. Korai verziója (**Jansson-Halldin**, 1979) egy szimulációs csomag - SIMP - részét képezte (**Lohammar**, 1979).

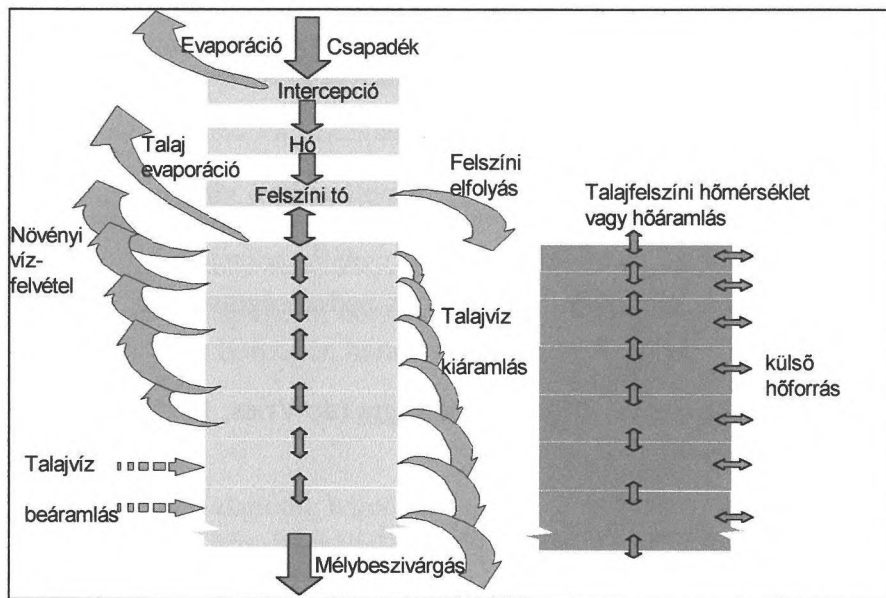
A program eredetileg kifejezetten erdőtalajok modellezésére szolgált, de folyamatos fejlesztések eredményeként alkalmazhatóságának határait lépcsőről lépésre kiterjesztették; alkalmassá vált - a növényzettől függetlenül - bármely talaj víz- és hőforgalmának vizsgálatára.

A modell jól ismert, alapvető fizikai törvényszerűségeken alapszik, s így számos ökoszisztémában használható, ha elegendő ismeretünk van a rendszer főbb folyamatairól. Ennek megfelelően vegetációk (erdők, rövid vágásfordulójú energiaerdők, évelő növények, mezőgazdasági kultúrák stb.), talajok és klimatikus viszonyok széles skáláján alkalmazták már. Az eddigi alkalmazások részletes felsorolását adja **Jansson** (1994, 1996).

A modell első hazai alkalmazása **Rajkai K.** nevéhez fűződik, s - csakúgy, mint ezidáig valamennyi magyarországi alkalmazás - szántóföldi kultúrában történt. További hazai publikációk kötődnek - önállóan, vagy társszerzőként - többek között **R. Végh K.**, **Várallyai Gy.** és **Farkas Cs.** nevéhez.

A MODELL EGYENLETRENDSZERE

A modell eredeti változatát **Jansson-Halldin** (1979) írta le, az általam használt SOIL 9.36 teljes leírását pedig **Jansson** (1996) adta meg. Ez utóbbi irodalom alapján az alábbiakban ismertetem a modell azon összefüggéseit, melyeket a vízforgalmi számítások során használtam. (A modell kapcsolóinak azon beállítását, mely az általam használt egyenletrendszert eredményezte, a 7. sz. melléklet tartalmazza).



13. ÁBRA: A SOIL MODELL VÁZLATOS FELÉPÍTÉSE

1. A TALAJ HŐFORGALMA

A hőforgalmat a hővezetés és a hőáramlás összege adja:

$$q_h = -k_h \frac{\partial T}{\partial z} + C_w T q_w + L_v q_v \quad \left[\frac{J}{m^2 \text{ nap}} \right] \quad (10)$$

ahol h, v, w: rendre hő, pára, víz
q: áramlás [J/m²/nap, ill. mm/nap]
k: vezető képesség [W/m⁰C]
T: hőmérséklet [°C]
C: hőkapacitás [J/m³/°C]
L: látens hő [J/kg]
z: mélység [m]

A hőáramlás figyelembevétele/elhanyagolása a modellhasználón múlik. (Az utolsó két tagot - a víz, ill. a pára által szállított hő mennyiségét - a modellezés során elhanyagoltam.)

Az (10) egyenlet és az energiamegmaradás törvényének összekapcsolása révén a hőforgalom általános egyenletéhez jutunk:

$$\frac{\partial T}{\partial t} - L_f \rho \frac{\partial \Theta_i}{\partial t} = \frac{\partial}{\partial z} \left(k \frac{\partial T}{\partial z} \right) - C_w T \frac{\partial q_w}{\partial z} - L_v \frac{\partial q_v}{\partial z} - s_h \quad (11)$$

ahol i, f: rendre jég, fagyás
t: idő [s]
ρ: sűrűség [kg/m³]
Θ: nedvességtartalom [térf.%]
s: maradék tag (hőtávozás, ill. hőforrás) [J/m²/nap]

1.1 Hőkapacitás

A talaj hőkapacitása a talajalkotók hőkapacitásainak összege. Számítása - a levegő hőkapacitásának elhanyagolásával - az alábbiak szerint történik.

a.) nem fagyott talaj esetén: b.) fagyott talaj esetén.

$$C = f_s C_s + \Theta C_w \quad (12); \quad C_f = f_s C_s + \Theta_i C_i + \Theta_{T_f} C_w \left[\frac{J}{m^3 {}^0C} \right] \quad (13)$$

ahol C: hőkapacitás [J/m³°C]

f_s: a talaj szilárd fázisának aránya beleértve a szerves anyagot is [térf.%]

s, w, i, f: rendre szilárd, víz, jég, fagy

Θ: nedvességtartalom [térf.%]

Θ_{Tf}: T_f hőmérsékleten folyékony állapotban lévő víz mennyisége [térf.%]

1.2 Hővezető képesség

A hővezető képesség a talaj szilárd fázisának és nedvességtartalmak együttes hatására alakul ki. Számítása a SOIL modellben:

a.) nem fagyott humusrétegre, ill. szerves anyagra (de Vries, 1975):

$$k_{h_0} = h_1 + h_2 \Theta \left[\frac{W}{m {}^0C} \right] \quad (14)$$

ahol h₁, h₂: tapasztalati konstans [W/m°C]

b.) teljes mértékben fagyott humusrétegre, ill. szerves anyagra:

$$k_{h_0} (fagyott) = \left(1 + 2Q \left(\frac{\Theta}{100} \right)^2 \right) k_{h_0} \left[\frac{W}{m {}^0C} \right] \quad (15)$$

ahol Q: az összes víz és a fagyott víz egymáshoz viszonyított aránya

c.) nem fagyott ásványi talajra (Kersten, 1949):

$$k_{h_m} = 0,143 \left(a_1 \log \left(\frac{\Theta}{\rho_s} \right) + a_2 \right) 10^{a_3 \rho_s} \left[\frac{W}{m {}^0C} \right] \quad (16)$$

ahol a₁, a₂, a₃: állandók [W/m°C]

ρ_s: a száraz talaj térfogat tömege [kg/m³]

d.) teljes mértékben fagyott ásványi talajra (Kersten, 1949):

$$k_{h_i} = b_1 10^{b_2 \rho_s} + b_3 \left(\frac{\Theta}{\rho_s} \right) 10^{b_4 \rho_s} \left[\frac{W}{m {}^0C} \right] \quad (17)$$

ahol b₁₋₄: állandók [W/m°C]

e.) Részlegesen fagyott talajra:

$$k_h = Q k_{h_i} + (1 - Q) k_{h_w} \left[\frac{W}{m {}^0C} \right] \quad (18)$$

1.3 Felső határállapot (a felszíni hőmérséklet)

1.3.1 Általános eset

A talajfelszíni hőmérsékletének kiszámítására a modell három lehetőséget is kínál. A leg-egyszerűbb (hómentes napokon) a léghőmérséklettel való egyenlőség feltételezése. Erdőállomány esetében - különösen órás léptékben - ez a feltételezés nem állja meg a helyét.

A fizikai alapokon nyugvó felszíni energia-mérleg megközelítés, mely során a felszíni hőmérséklet becslése több lépésben, közelítő eljárással történik (Szász G. szóbeli közlése alapján) erdőállományokban szintén megkérdőjelezhető.

A harmadik lehetőség a felszíni energia-mérleg Penman-Monteith egyenlet használatával történő megoldásán keresztüli felszíni hőmérséklet számítás. Ennek leírását a talajfelszíni párolgás számításának ismertetésénél (2.6) adom meg.

1.3.2 A hó hatásának figyelembe vétele a talajfelszín hőmérsékletének számításakor

A hótakarós napokon a talajfelszíni hőmérséklet számítása annak feltételezésével történik, hogy a hő áramlása a talaj és a homogén hótakaró között egyenletes:

$$T_{ss} = \frac{T_1 + aT_a}{1 + a} \quad [^{\circ}\text{C}] \quad (19)$$

ahol T_1 : a legfölső talajréteg hőmérséklete [$^{\circ}\text{C}$]
 T_a : a hófelszín hőmérséklete [$^{\circ}\text{C}$]
a: súlyozó tényező, értéke:

$$a = \frac{k_{\text{hó}} \left(\frac{\Delta z_1}{2} \right)}{k_h \Delta z_{\text{hó}}} \quad [-] \quad (20)$$

ahol Δz_1 : a legfölső talajréteg vastagsága [m]
 $\Delta z_{\text{hó}}$: a hóréteg vastagsága [m]

Amennyiben a hórétegben lévő folyékony víz mennyisége meghalad egy bizonyos küszöbértéket (beállítható paraméter), a modell a talajfelszíni hőmérsékletet 0°C -nak veszi.

Ha a hóréteg vastagsága egy beállítható határérték alá esik, a talajfelszín hőmérséklete a hóréteg esetén számított és a hótakaró nélkül számított értékek súlyozott átlagaként kerül ki-számításra.

1.4 Alsó határállapot (a legalsó modellezett talajréteg hőmérséklete)

A hővezetés alsó határállapota - azaz a legalsó talajréteg hőmérséklete - több módon meg-adható. A modellfuttatások során az alsó talajréteg hőmérsékletét a hővezetési egyenlet analiti-kus megoldásával számítottam a sinushullámmal közelített talajfelszíni hőmérsékletből.

Mivel a talajvíz 7 m-nél mélyebben helyezkedik el, a talajrétegek hőmérsékletére a talajvíz-áramlás által szállított hő nem gyakorol hatást.

Amennyiben a talajnedvesség áramlását elfogadjuk laminárisnak, érvényes rá a Richards (1931) által általánosított Darcy-féle törvény; azaz:

$$q_w = -k_w \left(\frac{\partial \psi}{\partial z} - 1 \right) - D_v \frac{\partial c_v}{\partial z} \quad \left[\frac{mm}{nap} \right] \quad (21)$$

ahol ψ : nedvesség potenciál [cm víz]
 c_v : pára koncentrációja a talajlevegőben [g/m³]
 D_v : pára diffúziós együtthatója talajban [m²/s]

(A modellezés során páraáramlást nem vettem figyelembe, a fenti egyenlet pára tagját elhanyagoltam.)

A fenti (21) egyenlet és a tömegmegmaradás törvényének összekapcsolása révén eljutunk a telítetlen (3 fázisú) talajokban végbemenő nedvességáramlás általános egyenletéhez:

$$\frac{\partial \Theta}{\partial t} = - \frac{\partial q_w}{\partial z} + s_w \quad (22)$$

2.1 Megkerülő áramlás a makropórusokban

A modell lehetőséget ad a megkerülő áramlás figyelembevételére, azaz azon terepi megfigyelés matematikai megfogalmazására, mely szerint egyes talajrétegek a nedvesedésből kimaradhatnak: bár az adott talajréteg kisebb pórusai még nem telítődtek vízzel, a makropórusok a vizet máris az alsóbb rétegekbe vezetik.

Mivel az általam modellezett talaj szerkezet nélküli homoktalaj, nincsenek benne szerkezetességéből adódó, nem a talaj szövetéhez tartozó makropórusok. Ennek ellenére a talaj telítettségű vízvezető képessége makropórus-áramlás feltételezése nélkül is magas. Előzőek következtében megkerülő áramlást nem vettem figyelembe.

2.2 A hidraulikus talajjellemzők figyelembe vétele

A modell a talaj hidrofizikai tulajdonságait a két legfontosabb hidrofizikai függvényen, a víztartó képességen és a vízvezető képességen keresztül veszi figyelembe minden egyes talajrétegre.

2.2.1 Víztartó képesség függvény

A függvényt a program vagy a mechanikai összetételből becsüli, vagy laboratóriumban mért víztartó képességi értékekre illeszti.

Laboratóriumi értékeket általában a talajminta fokozatos szárításával határozzák meg (száradási görbe). A természetben ugyanakkor a száradási-nedvesedési folyamatok egymást váltva jelentkeznek, ezért a száradási görbe és a nedvesedési görbe közötti eltérés (hiszterézis hurok) figyelembe vétele bizonyos esetekben szükséges lehet. A modell képes erre, ám mivel a modellezés során a jelenséget nem vettem figyelembe, a részletesebb ismertetéstől eltekintek.

A víztartó képesség függvény általános alakja a programban kifejezhető

a.) a Brooks & Correy által 1964-ben kidolgozott formula alapján:

$$S_e = \frac{\Theta - \Theta_r}{\Theta_s - \Theta_r} = \left(\frac{\Psi}{\Psi_a} \right)^{-\lambda} \quad [-] \quad (23)$$

vagy

b.) a van Genuchten (1980) által bevezetett kifejezés alapján:

$$S_e = \frac{1}{(1 + (\alpha * \psi)^n)^m}, \quad [-] \quad (24)$$

A függvény speciális alakjának minél tökéletesebb visszaadása céljából a fenti egyenleteket csak $\Psi_m < \Psi < \Psi_x$ küszöbértékek között használják.

A hervadásponthoz közeli $\Psi_x < \Psi < \Psi_{wilt}$ tartományban lg-lineáris, a telítettséghez közeli $\Psi_s < \Psi < \Psi_m$ tartományban pedig lineáris összefüggést alkalmaznak:

$$\frac{\log\left(\frac{\Psi}{\Psi_x}\right)}{\log\left(\frac{\Psi_{wilt}}{\Psi_x}\right)} = \frac{\Theta_x - \Theta}{\Theta_x - \Theta_{wilt}}, \quad (25) \quad \text{illetve} \quad \Psi = \Psi_m - \frac{(\Theta - \Theta_s + \Theta_m)}{\Theta_m} * \Psi_m \quad (26)$$

ahol Θ , Ψ_a , λ , Ψ_m , Ψ_x , λ , α , n és m : illesztési paraméterek, wilt hervadásponthoz, s pedig telítettséget jelent.

A modellezés során a van Genuchten-féle alakot használtam.

2.2.2 Vízvezető képesség függvény

2.2.2.1 Általános eset

A függvény számítása a Mualem (1976) formula és a Brooks & Correy összefüggés együttes alkalmazása alapján:

$$k_w = K * \left(\frac{\Psi_a}{\Psi}\right)^{2+(2+n)*\lambda} \quad \left[\frac{mm}{nap}\right] \quad (27)$$

ahol K : telítettségi vízvezető képesség [mm/nap]
 n : görbületi faktor [-]

Van Genuchten egyenletének használata esetén a telítetlenségi vízvezető képesség:

$$k_w = K * \frac{\left(1 - (\alpha * \psi)^{n-1} \left(1 + (\alpha * \psi)^n\right)^{-m}\right)^2}{\left(1 + (\alpha * \psi)^n\right)^{\frac{m}{2}}} \quad \left[\frac{mm}{nap}\right] \quad (28)$$

A talajnedvesség hőmérséklettől függő viszkozitását, s ennek hatását a vízvezető képességre további egyenletekkel vesszük figyelembe.

2.2.2.2 A fagy hatása

A modell a fagyot, s ennek hatását számos módon képes figyelembe venni. Az összefüggések matematikai ismertetésétől eltekintek, de az elméleti alapokat röviden felvázolom.

A fagyott talajban jelen lévő jég miatt a talaj vízvezető képessége csökken. Ennek modellezésére a program két lehetőséget kínál:

1. Csak a talajszemcsékhez igen nagy erővel kötött, ennek következtében alacsony hőmérsékleten is folyékony vízen keresztül (low flow domain) történhet beszivárgás a talajba.
2. A talaj pórusaiba fagyott jégrögök között vannak levegővel töltött terek is (high flow domain), s ezeken keresztül is történhet beszivárgás.

Mivel homoktalajokon a szántóföldi vízkapacitás és az összporozítás közötti különbség igen nagy, azaz a gravitációs pórusok mennyisége jelentős, ez utóbbi megközelítés alkalmazása indokolt.

A következő probléma a fagyott-nem fagyott rétegek közötti nedvességáramlás kérdése. A fagyott talajrétegben a víz vagy jég alakban van jelen, vagy folyékony állapotban ugyan, de nagy erővel kötött. Ennek eredményeként e rétegben a nedvességpotenciál igen magas. E magas potenciálérték hatására a nem fagyott rétegből nedvességáramlás indul meg a fagyott réteg felé (ld.: utak felfagyásának problémaköre). Mivel a vízvezető képesség a nedvességtartalom függvénye, kérdés, hogy e nedvességátrendeződés eredményeként hogyan számítható ki a határréteg vízvezető képessége. A modell két lehetőséget kínál:

1. a fagyott és a nem fagyott rétegek átlagos nedvességtartalma alapján;
 2. az alacsonyabb nedvességtartalmú réteg nedvességtartalma alapján.
- (A modellezés során a 2. megoldást választottam.)

2.3 Felső határállapot (a talajfelszín nedvességforgalma)

A talajfelszín nedvességforgalma a modell számos részprogramjának eredményeként alakul ki (pl.: hóolvadás, interceptió).

Amennyiben a talaj beszivárgási kapacitása elég magas, a csapadék-, ill. olvadékvizek beszivárognak a talajba. Amennyiben nem, felszíni vízborítás (tó) jön létre. Ennek vize lassan szivárog be, vagy felszíni elfolyás révén elvész. (Mivel nagy vízáteresztő képességű talajt modelleztem sík területen, utóbbiak matematikai megfogalmazását nem ismertetem).

A felszín beszivárgási kapacitását a legfelső talajréteg telítettségi vízvezető képességéből számítja a modell, fagy esetére a fentebb leírtak igény szerinti figyelembe vételével.

Speciális esetekben szükség lehet arra, hogy a beszivárgó víz mennyiségét a szimuláció során bizonyos mértékben csökkentjük, vagy akár - mint egy képzeletbeli föliatakarással - a talajfelszínt a beszivárgó víz számára teljesen átjárhatatlanná tegyük.

Egy másik lehetőség az árkos talajfelszín modellezése, mely révén a csapadék (öntözővíz, felszíni tó vize) tetszőleges része közvetlenül a 2. talajréteget nedvesíti.

Fenti két lehetőséggel a modellezés során nem éltem.

2.4 Alsó határállapot (a legalsó modellezett talajréteg nedvességforgalma)

Az altalaj mind vízzel telített, mind pedig telítetlen állapota esetén több lehetőség közül választhatjuk ki a számunkra legkedvezőbb alsó határállapotot (talajvízszint, egy bizonyos állandó nedvességpotenciál érték, stb.).

A modellezés során a legalsó talajréteg nedvességforgalmát annak vízvezető képességéből számítottam azzal, hogy a nedvesség áramlásának hajtóereje e rétegben kizárólag a gravitációs erő.

2.5 Növényi párologtatás (transzspiráció)

A modell a teljes párologtást (E) három fő összetevőre osztja, úgymint: a talaj párologtása (E_s), növényi párologtatás (TR), valamint a korona által felfogott csapadékvíz párologtása (E_1); azaz a párologtás tágabb értelmezését használja.

A növényi vízfogyasztás számítása a Penman-Monteith (1965) egyenleten alapszik, legyen szó akár potenciális, akár tényleges párologtatásról. Ez az eljárás a FAO ajánlása szerinti, a

tényleges vízfogyasztás becslésére óra-nap léptékben alkalmazható, turbulens diffúziós módszer.

$$L_v TR = \frac{\Delta R_n + \rho_a c_p \left(\frac{e_s - e}{r_a} \right)}{\Delta + \gamma \left(1 + \frac{r_s}{r_a} \right)} \quad (29)$$

ahol L_v : a víz párolgáshője [J/kg]
 Δ : a telítési gőznyomás-hőmérséklet függvény első deriváltja [Pa/⁰C]
 R_n : a párologtatáshoz rendelkezésre álló energia (sugárzási mérleg) [J/m²/nap]
 ρ_a : a levegő sűrűsége [kg/m³]
 c_p : a levegő fajhője [J/kg/⁰C]
 e_s : telítési párányomás [Pa]
 e : aktuális párányomás [Pa]
 γ : pszichrometrikus állandó [Pa/⁰C]
 r_a : aerodinamikai ellenállás a mérési magasság és a vegetáció között [s/m]
 melynek számítása:

$$r_a = \frac{\ln \left(\frac{h - d}{h_0} \right)}{vk^2} \quad \left[\frac{s}{m} \right] \quad (30)$$

ahol h : a szélesebbesség mérésének magassága [m]
 v : szélesebbesség [m/s]
 k : Karman-féle állandó [-]
 d : nullponteltolódás [m]
 h_0 : érdességi paraméter [m]

Az érdességi paraméter (h_0) és a nullponteltolódás (d) számítására ajánl ugyan összefüggéseket a modell, de célszerűbb ezeket paraméterértékként megadni, hiszen a szakirodalmi adatok alapján (pl.: **Szász G.-Tőkei L.**, 1997) az állománymagasságból mind erdőre, mind lágyszárú növényzetre jól becsülhetők.

r_s : felszíni ellenállás (állomány ellenállás) [s/m],

Megadhatjuk paraméterértékként az idő függvényében, de számíttathatjuk is. Az alábbi - erdőállományokban is ellenőrzött (**Gärdenäs-Jansson**, 1995) - összefüggés használatával követni lehet az állomány ellenállás napon belüli változásait is:

$$r_s = \frac{1}{\max(LAI g_l, 0.001)} \quad \left[\frac{s}{m} \right] \quad (31)$$

ahol LAI : a levél felület index [m²/m²]
 g_l : a levél vezetőképessége, mely a Lohammar egyenlet alapján:

$$g_l = \frac{G}{G + g_{ris}} \frac{g_{\max}}{1 + \frac{(e_s - e)}{g_{vpd}}} \quad (32)$$

ahol g_{ris} , $g_{\max}$, g_{vpd} : paraméterértékek (ld.: paraméterezés)

2.6 A talaj párolgása (evaporáció)

A modell két lehetőséget kínál fel a talajfelszíni párolgás számítására.

A talajfelszíni hőmérséklet számításánál említett megfontolásból a Penman-Monteith egyenletet használó megoldást választottam. Az egyenlet az alábbi helyettesítésekkel megegyezik a (29) egyenlettel:

- sugárzási mérleg (R_n) helyett: talajfelszínen rendelkezésre álló energia (R_{ns})
- aerodinamikai ellenállás a mérési magasság és a növényzet között (r_a) helyett: aerodinamikai ellenállás a mérési magasság és a talajfelszín között (r_{as}); számítása - a további részletek mellőzésével - r_a , a szélsébség, a levélfelület és számos paraméterérték figyelembe vételével történik.
- az állomány ellenállás (r_s) helyett: talajfelszíni ellenállás (r_{ss}) számítása - a további részletek mellőzésével - a talajfelszín nedvességi viszonyai (vízállás, hó stb.), és a legfőbb talajréteg nedvesséspotenciálja alapján történik.

A talajfelszínen rendelkezésre álló energia, a talajfelszínről történő párolgás energiaigénye és a talajban folyó hőáramlás ismeretében a talajfelszín hőmérséklete számítható.

2.7 A korona által felfogott csapadékvíz párolgása (intercepció)

A csapadék korona által felfogott, s tárolt részét a modellben az alábbi képlet adja meg:

$$S_{int} = \min \left(P, \frac{(S_{imax} - S_i(t-1))}{\Delta t} \right), \quad \left[\frac{mm}{nap} \right] \quad (33)$$

ahol: P: csapadék [mm]

S_{imax} : intercepciós tárolási küszöbérték [mm]

$$S_{imax} = I_{LAI} LAI \quad (34)$$

ahol I_{LAI} : paraméter érték [mm/LAI]

$S_i(t-1)$: az előző időszakról maradt intercepciós tárolás [mm]

A felfogott víz tényleges párolgását - az előző párolgásokhoz hasonlóan - a Penman-Monteith egyenlet alapján számítottam.

A növényzet által felfogott csapadékvíz párolgása közben a program a lehetséges növényi párologtatást csökkenti annak a feltevésnek az értelmében, mely szerint e két folyamat időben egymást kiegészíti.

2.8 A gyökerek vízfelvétele

A gyökerek vízfelvételét a modell egyenlőnek tekinti az aktuális növényi párologtatással anélkül, hogy a növényzet bármiféle víztárolását figyelembe venné. Megfigyelték ugyanakkor (Waring et al., 1979), hogy a fás növényekben tárolt víz rövid időszakra jelentősen hozzájárulhat a párologtatáshoz. Ennek megfelelően - egy napnál rövidebb idejű futtatás esetén - a gyökerek vízfelvétele lényegesen kevesebb lehet a párologtatásnál.

A lehetséges párologtatásból a modell valamennyi gyökérzettel behálózott talajrétegre külön számítja ki a tényleges párologtatást. A gyökerek mélységi elhelyezkedésének megadásával a modellhasználó tulajdonképpen a vízfelvétel mélységi eloszlását határozza meg. A tényleges párologtatás - s ezzel az egyes talajrétegekből történő növényi vízfelvétel - az alábbi képlet alapján kerül kiszámításra:

$$TR_a^* = TR_p \int_0^{z_r} R_\psi(z) R_T(z) r(z) dz, \quad \left[\frac{mm}{nap} \right] \quad (35)$$

ahol TR_p : lehetséges növényi párologtatás [mm/nap]

z_r : maximális gyökérmélység [m]

$R_\psi(z)$: az adott talajréteg nedvességtartalmának hatása a vízfelvételre:

$$R_\psi(z) = \left(\frac{\Psi_c}{\Psi_z} \right)^{p_1 TR_p + p_2} \quad [-] \quad (36)$$

ahol Ψ_c : kritikus nedvesség potenciál, mely alatt a növényi vízfelvétel csökkenni kezd [cm víz]

Ψ_z : az adott talajréteg nedvesség potenciálja [cm víz]

p_1, p_2 : paraméterek

$R_T(z)$: az adott talajréteg hőmérsékletének hatása a vízfelvételre:

$$R_T(z) = 1 - e^{-t_1 \max(0, T(z))^{t_2}} \quad [-] \quad (37)$$

ahol t_1, t_2 : paraméterek

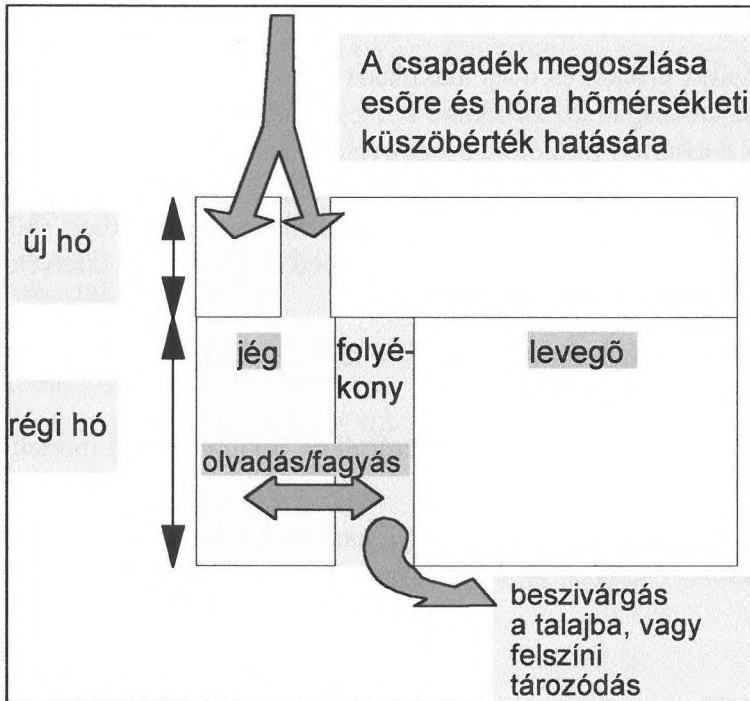
$r(z)$: a gyökérzet mélységi eloszlása [-]

A gyökérzet alkalmazkodóképességének jellemzésére a modellkészítők bevezették a kiegyenlítő vízfelvétel fogalmát (compensatory uptake). Ez azt fejezi ki, milyen mértékben képes a száraz talajrétegek gyökérzete átrendeződni annak érdekében, hogy más, nedves talajrétegből vegyen fel vizet. E kiegyenlítő hatás mértékét jellemző paraméterrel (f_{umov}) az összes aktuális növényi vízfelvétel az alábbi képlet alapján adódik:

$$TR_a = TR_a^* + f_{umov} * (TR_p - TR_a^*) \quad \left[\frac{mm}{nap} \right] \quad (38)$$

2.9 Hódinamika

A hódinamika elsősorban a hó-víz fizikai jellemzőin alapul, nem a helyi sajátosságokon. Éppen ezért nem kívánom részleteiben tárgyalni, csupán az alábbi áttekintő ábrára szorítkozok:



14. ÁBRA: A SOIL MODELL HÓDINAMIKÁT LEÍRÓ RÉSZÉNEK VÁZLATOS ÁBRÁZOLÁSA

A MODELL FELPARAMÉTEREZÉSE, FUTTATÁSA

Mivel a modellt mind órás, mind napos felbontásban futtatni kívántam, a meteorológiai jellemzőket (léghőmérséklet, páratartalom, szélesebség, csapadék, sugárzás) is ilyen felbontásban adtam meg a modellnek. A csapadékmérés aerodinamikai hibáját elhanyagoltam, csapadékkorrekciót nem végeztem. A szélesebség értékét nem mértem; 3 m/s-os átlagsebességet feltételeztem. Az ebből adódó pontatlanságot érzékenységvizsgálattal ellenőriztem. A nullponteltolódást (d) és az érdességi paramétert (h_0) a szakirodalmi adatoknak megfelelően az állománymagasságból számítottam.

A talajt kilenc különálló rétegre osztottam, úgymint:

0-4 cm	Avartakaró	
4-10 cm	Az illesztésből kihagyott, nehezen jellemezhető határréteg	
10-40 cm	1. automata talajnedvesség-mérővel észlelt réteg	
40-70 cm	2. automata talajnedvesség-mérővel észlelt réteg	
70-100 cm	3. automata talajnedvesség-mérővel észlelt réteg	
100-110 cm	4. automata talajnedvesség-	Eltemetett réteg
110-130 cm	-mérővel észlelt réteg	
130-200 cm	Modellezni kívánt talajmélységig történő kiterjesztés	
200-900 cm	Modelltechnikai okokból elkülönített - az alsó határállapot beállításához használt - réteg	

A kezdeti talajnedvesség-tartalmat az 1999.I.01-én mért értékeknek megfelelően határoztam meg. A kezdeti hőmérsékletet a felső két rétegben az 1999.I.01-én mért értékeknek megfelelően állítottam be, a mélyebb rétegekben pedig 0 °C-nak vettem.

Justyák L. - Víg P. (1997) adatai szerint egy tölgyerdő albedója lombtalan állapotban 11-11,4%, míg lombos állapotban 12,1-12,2% volt. A különbség annak ellenére, hogy lombhullató állományról van szó, nem jelentős. Mivel az általam vizsgált erdőállomány tűlevelű, nem tartottam szükségesnek - különösen az előzőek tükrében - különbséget tenni téli és nyári albedó között. Az állomány és a talaj együttes albedóját 12%-nak vettem.

A levélfelület index értékét és éves alakulását ($4-5-4 \text{ m}^2/\text{m}^2$), ill. az erdei fenyő légzőnyílásainak ellenállási sajátosságait szakirodalmi közlések alapján állítottam be. A gyökerek mélységi elhelyezkedését a kísérleti területen, szemrevételezéssel állapítottam meg. A maximális gyökérmélységet az eltemetett réteg alsó határával azonosan egész évre 110 cm-ben határoztam meg. A homoktalajok sajátosságainak megfelelően alacsony értékben (400 cm) állapítottam meg azt a nedvesség potenciál küszöböt, amely felett a gyökerek vízfelvétele a vízhiány miatt csökkenni kezd.

A levelek intercepciós tárolási kapacitását a modell illesztése során (mért intercepciós értékek alapján) becsültem.

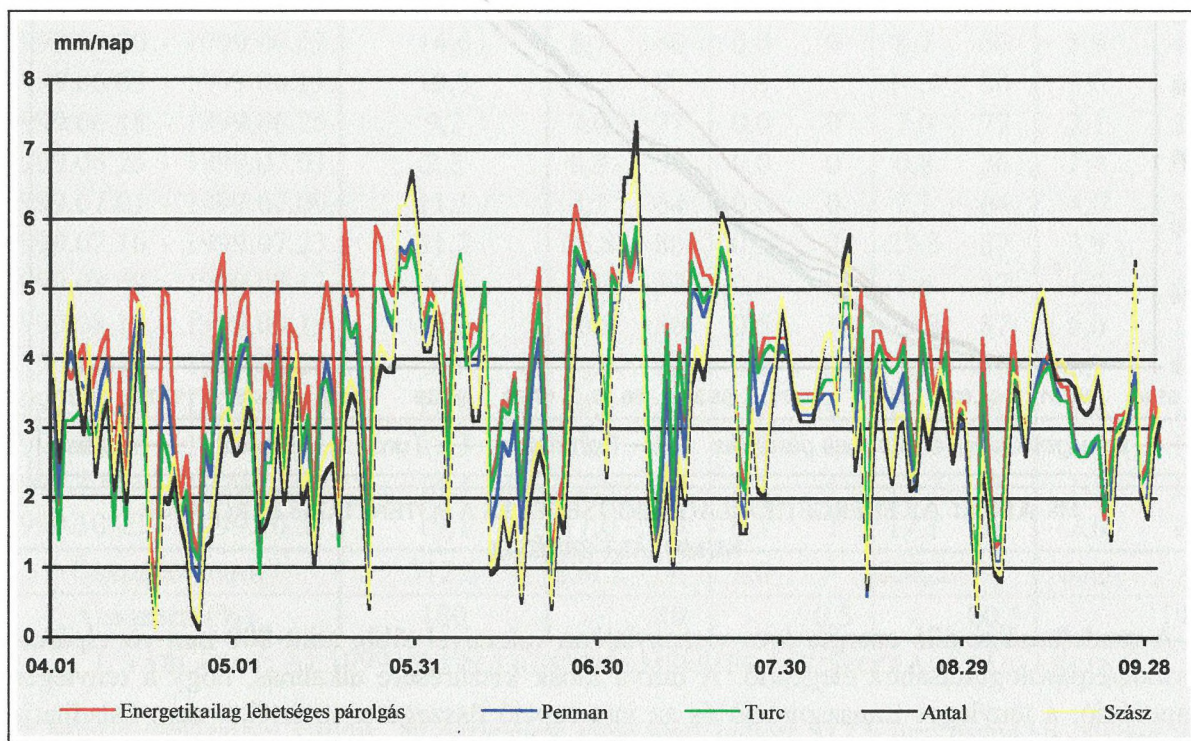
A faggyal és hóval kapcsolatos paraméterértékek tekintetében a modell által javasolt paraméterértékeket kivétel nélkül elfogadtam.

A modellezés során használt valamennyi paraméter értéke (a forrás, ill. az ismertetett egyenletek paraméterei esetében az egyenlet megjelölésével) megtalálható a 8. sz. mellékletben.

HAGYOMÁNYOS MÓDSZEREKKEL TÖRTÉNŐ KIÉRTÉKELÉS

Potenciális evapotranszspiráció

A 15. ábra a (4), (5), (6), (7) egyenletek alapján számított potenciális evapotranszspiráció napi értékeit, és a (3) egyenlet alapján számított energetikailag lehetséges párolgást, mint felső korlátot mutatja a nyári félévre.

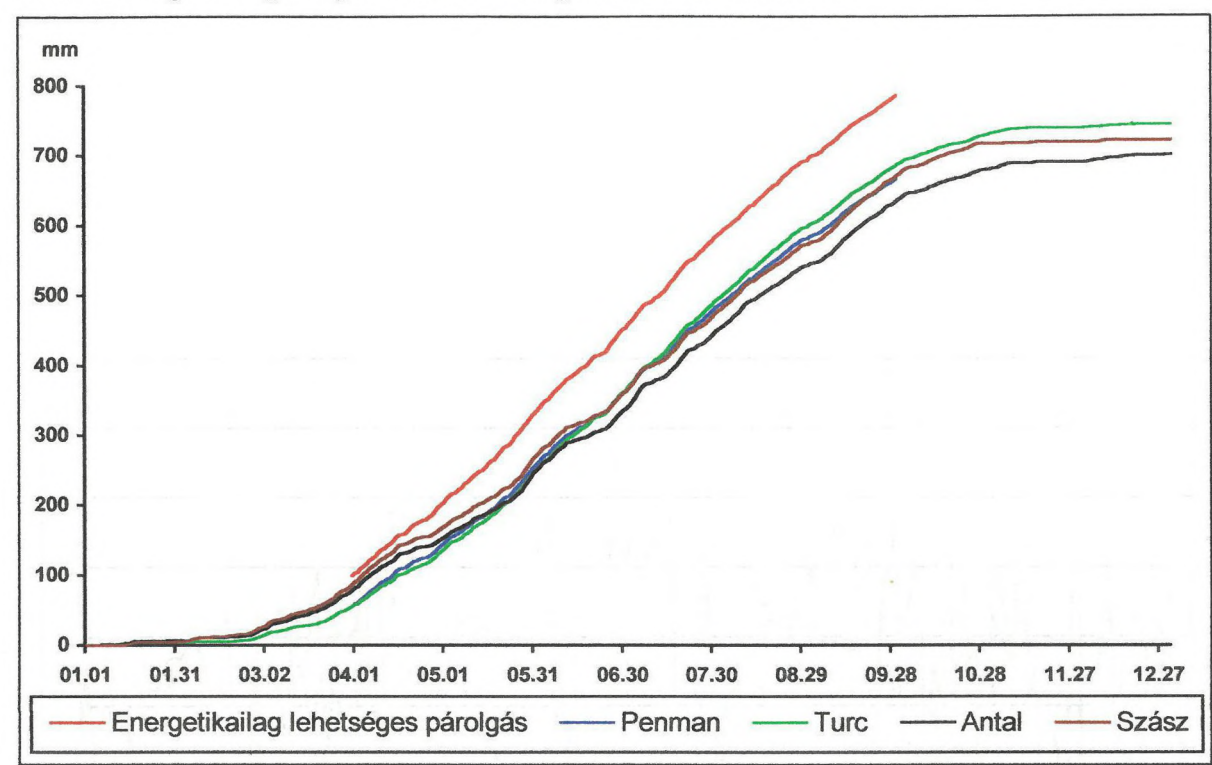


15. ÁBRA: AZ ENERGETIKAILAG LEHETSÉGES ÉS A POTENCIÁLIS PÁROLGÁS (VÍZFELSZÍN) NAPI ÉRTÉKEI A NYÁRI FÉLÉVBEN

A görbék egymáshoz igen hasonló lefutásúak. Figyelemre méltó a Penman, ill. Turc módszerrel számított két görbe hasonlósága. Mivel a Turc-féle eljárás csak a globálisugárzást, és a léghőmérsékletet veszi figyelembe, a levegő páratartalmát nem, a görbék hasonló futása arra enged következtetni, hogy a vizsgált időszakban a potenciális evapotranszspiráció alakulásában a páratartalom nem játszott döntő szerepet; a vízleadásbeli különbségeket alapvetően hőmérsékleti különbségek okozták.

A hazai kísérleti mérések adataira épült módszerek (Antal-, ill. Szász-féle eljárások) alapján készített görbék nem mutatnak jelentős eltérést az előzőekhez képest, bár időnként az energetikailag lehetséges párolgás görbéje fölé futnak (pl.: május vége, július eleje).

Az alábbi (16.) ábra - az egymáshoz igen közel futó görbék menetének szemléletesebb bemutatása végett - a párolgási adatok összegzett értékeit tünteti fel.



16. ÁBRA: AZ ENERGETIKAILAG LEHETSÉGES ÉS A POTENCIÁLIS PÁROLGÁS KUMULÁLT ÉRTÉKEI

A rendelkezésre álló energia éves viszonylatban valamivel több, mint 800 mm víz elpárolgásához/elpárologtatásához elegendő. A durva hibák kiszűrésére alkalmas, hogy a tényleges evaporáció, a tényleges transzspiráció és az interceptió összege ezen értéket nem haladhatja meg.

A referencia felületre vonatkozó tényleges evapotranszspiráció egyidejűleg nem, vagy csak alig haladhatja meg a 700 mm-es értéket.

Interceptió

Ahhoz, hogy a tényleges evapotranszspiráció értékét a metodikai részben felvázolt módszerrel meg lehessen határozni, csökkenteni kell a vízháztartási egyenlet ismeretlenjeinek számát. Egy ilyen ismeretlen az interceptió.

A következő (1. sz.) táblázat az Erdő-hidrológiai Állomás interceptiós kertjében végzett 1999. évi mérési eredményeket foglalja össze.

Dátum	Csapadék (CS) állomány felett mm	Állományi csapadék						Intercepció f(CS)	
		Átcsöpögő		Lefolyó		Összesen			
		mm	%	mm	%	mm	%	mm	%
1999.03.01 - 1999.03.12.	20,6	16,6	81	0,3	1	16,9	82	3,7	18
1999.04.09 - 1999.04.23.	11,1	7,8	70	0,0	0	7,8	71	3,2	29
1999.04.23 - 1999.04.30.	39,0	34,9	90	0,0	0	34,9	90	4,0	10
1999.04.30 - 1999.05.10.	12,8	8,8	70	0,0	0	8,9	70	3,9	30
1999.05.10 - 1999.05.14.	7,8	5,2	67	0,0	0	5,2	67	2,6	33
1999.05.14 - 1999.05.20.	9,2	5,7	63	0,0	0	5,7	63	3,4	37
1999.05.20 - 1999.06.03.	14,6	8,7	60	0,0	0	8,7	60	5,9	40
1999.06.03 - 1999.06.11.	18,0	14,3	80	0,1	1	14,4	80	3,6	20
1999.06.18 - 1999.06.25.	9,2	7,0	77	0,0	0	7,0	77	2,1	23
1999.06.25 - 1999.07.01.	2,3	0,8	36	0,0	0	0,8	36	1,4	64
1999.07.01 - 1999.07.09.	11,1	7,1	64	0,0	0	7,1	64	4,0	36
1999.07.16 - 1999.07.23.	31,2	26,8	86	0,5	2	27,3	87	3,9	13
1999.08.09 - 1999.08.13.	2,8	1,6	57	0,0	0	1,6	57	1,2	43
1999.08.13 - 1999.08.19.	45,3	38,9	86	0,5	1	39,3	87	6,0	13
1999.08.19 - 1999.08.25.	5,5	3,2	58	0,0	0	3,2	58	2,3	42
1999.08.25 - 1999.09.16.	11,8	10,5	90	0,0	0	10,5	90	1,2	10
1999.09.16 - 1999.10.01.	27,3	22,7	84	0,2	1	22,9	84	4,4	16
1999.10.01 - 1999.10.08.	14,3	12,6	89	0,1	1	12,7	89	1,5	11
1999.10.22 - 1999.10.31.	19,1	17,0	90	0,1	1	17,1	90	2,0	10
Összesen (mm)	312,6	250,2	-	2,0	-	252,2	-	60,3	-
Összesen (%)	100	-	80	-	0,5	-	80,5	-	19,5

1. TÁBLÁZAT: AZ 1999. ÉVI INTERCEPCIÓS MÉRÉSEK ÖSSZEFOGLALÓ TÁBLÁZATA

Mint a táblázatból kitűnik, az észlelések ideje alatt hullott 312,6 mm csapadék 80%-a át-hullott, vagy átcsöpögött a koronán. Az állományi csapadékhoz a törzsön lefolyó vizek igen kis - gyakorlatilag elhanyagolható - mértékben (0,5%) járultak hozzá. Ennek megfelelően a vizsgált időszak intercepciós vesztesége 19,5% volt. Ezen értéket vegetációs időszaki átlagértéknek véve az 1999.III.01-X.01. közötti időszak összes csapadékból (478,1 mm) a korona-szint mintegy 95 mm-t fogott fel, s juttatott vissza a légkörbe.

Mérések híján a téli időszak csapadékvisszatartására e módszerrel nem lehet következtetni.

Az eredmények szakirodalmi közlésekkel való összehasonlítása több oldalról is kérdéses. Egyrészt a szakirodalmak egy része éves intercepciót közöl, s nem bontja azt meg vegetációs időszak alatti, s azon kívüli részekre. A másik probléma, hogy az egyes évek csapadékvisszatartása - többek között az éves csapadék függvényében - igen erősen eltérő lehet. Ennek megfelelően sem a több év (esetleg több állomány) átlagát tartalmazó, sem pedig az egy adott évre vonatkozó szakirodalmi adatok nem hasonlíthatók össze a fent közölt adatokkal. Kivételt képez az ERTI azon adatsora, melyet az Erdő-hidrológiai Állomás közvetlen szomszédságában, hasonló fafaj, kor és állományszerkezeti viszonyok mellett mértek (Sitkey J., 1999.). A hónapos bontásban megadott intercepciós értékek szerint a vizsgált erdei fenyves 1998-ban mind a vegetációs időszakban, mind azon kívül 26%-os csapadékvisszatartással volt jellemezhető. (Az Erdő-hidrológiai Állomás erdei fenyvesében ugyanezen év vegetációs időszakában 22%-os csapadékvisszatartást mértem).

Az erdő-csapadék viszony fontos jellemzője a koronafelület benedvesedéséhez szükséges csapadék mennyisége, melyet benedvesítési kapacitásnak, vagy csapadéktároló kapacitásnak (C) hívunk. Ennek értékét **Führer E. (1994)** képletével határoztam meg:

$$\sum_{i=1}^n E_{su} = C \left(n - e^{-\frac{P_1}{C}} - \dots - e^{-\frac{P_n}{C}} \right) \quad [\text{mm}] \quad (39),$$

ahol: E_{su} : az adott időszak csapadékvisszatartása [mm]

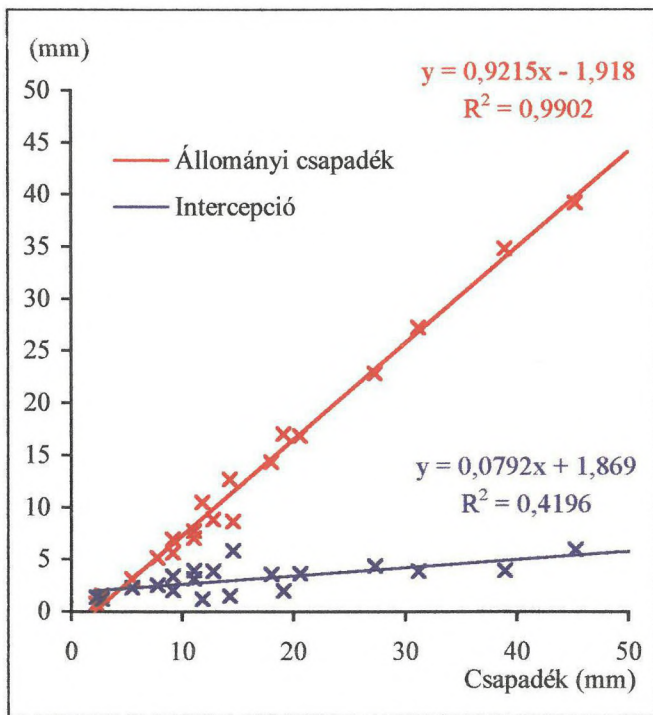
$P_{1,2,\dots,n}$: az adott időszakban hullott, csapadékindivallumokba sorolt csapadékmennyiségek [mm]

n : az egyes csapadékindivallumokba sorolt csapadékhullások száma [db]

A kísérleti állomány átlagos benedvesedési kapacitása a vegetációs időszakban: 1,16 mm-nek adódott. Ez lényegesen kevesebb a **Führer E. (1994)** által luc (5,11 mm), bükk (3,53 mm) vagy kocsánytalan tölgy (3,11 mm) állományokra közölt értékeknél.

A modell az intercepció számításakor az erdőrézlet 1 m²-es területére jutó levélfelület nagyságából (LAI [m²/m²]) és annak intercepció tárolási kapacitásából (I_{LAI} [mm/LAI]) indul ki. Ezek szorzataként képezi a korona intercepció tárolási küszöbértékét, vagyis azt a csapadékmennyiséget, melynél többet a korona nem képes tárolni (ld.: 33-34 egyenletek). A szimuláció akkor adta vissza legjobban a mért intercepció értékeket, ha a tárolási küszöb értéke - a levélzet fejlődésével összhangban - 1,2-1,5 mm között változott. Ez - mint maximális intercepció tárolási kapacitás - összhangban van a (39) képlet alapján számított átlagos csapadéktároló kapacitás (benedvesítési kapacitás) értékével.

A legtöbb szerző (**Führer E., 1994; Brechtel-Pavlov, 1997**) a szabadtéri csapadék [mm] - állományi csapadék [mm] kapcsolatot lineárisnak feltételezi. A mért adatok alapján magam is szoros lineáris függvénykapcsolatot ($R^2=0,99$) találtam az említett jellemzők között. Ezen összefüggés gyakorlati oldalról ugyanakkor kevésbé használható. Ha ugyanis a csapadék ilyen egyértelműen meghatározná az állományi csapadékot, akkor egyúttal az intercepciót is hasonló pontossággal kellene meghatároznia. Ez viszont nem így van: amennyiben a csapadék-állományi csapadék függvényből tisztán matematikai úton kifejezzük az intercepciót, a kapcsolat kevésbé mutatkozik szorosnak ($R^2 = 0,42$). Ezt mutatja a 17. ábra. (Ugyanezen intercepció egyenlethez - s következésképpen ugyanezen kölcsönösségi együtthatóhoz - jutunk akkor is, ha a mért intercepció adatokra illesztünk egyenest).



17. ÁBRA: ÁLLOMÁNYI CSAPADÉK
A SZABADTÉRI CSAPADÉK FÜGGVÉNYÉBEN

Tényleges evapotranszspiráció

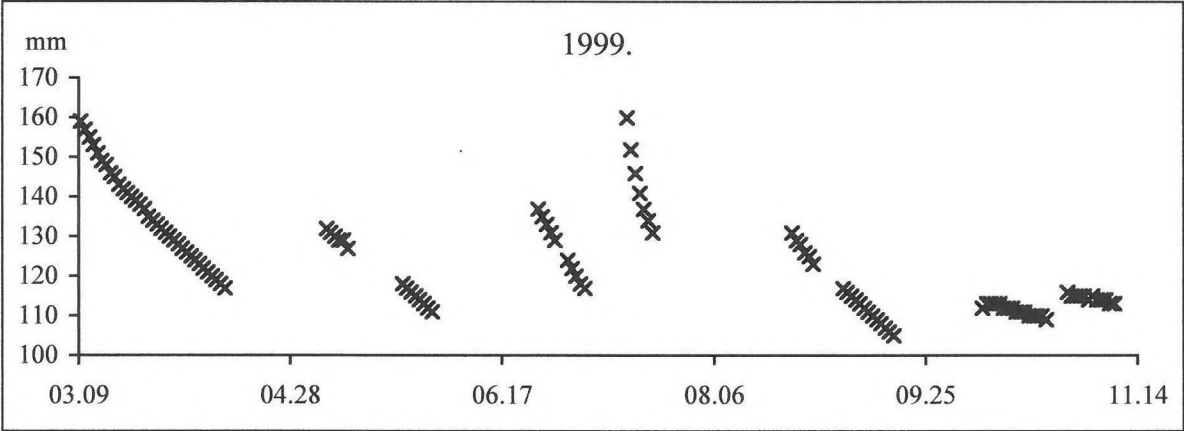
Amennyiben a (8) számú vízháztartási egyenletet csapadékmentes - tehát intercepció és mélybeszivárgás nélküli - időszakokra írjuk fel, ezen időszakok evapotranszspirációja maradék tagként számítható: az egyenlet többi tagjának kiesése miatt a tényleges evapotranszspiráció egyenlő lesz a talaj nedvességgészlet-változásával.

A számításokat a 2. számú táblázat foglalja össze, a kiértékelés a 18. számú ábra segíti.

Csapadékmentes időszak	Csapadékmentes időszak hossza	Víz készlet változás a talajban	Tényleges evapotranszspiráció	
	(nap)	(10-130 cm)	(mm)	(mm/nap)
1999.03.09. - 1999.04.12.	35	-42,9	42,9	1,2
1999.05.06. - 1999.05.11.	6	-5,1	5,1	0,9
1999.05.24. - 1999.05.31.	8	-8,4	8,4	1,1
1999.06.25. - 1999.06.29.	5	-9,9	9,9	2,0
1999.07.02. - 1999.07.06.	5	-8,4	8,4	1,7
1999.07.16. - 1999.07.22.	7	-35,4	35,4	5,1
1999.08.24. - 1999.08.29.	6	-9,0	9,0	1,5
1999.09.05. - 1999.09.17.	13	-12,9	12,9	1,0
1999.10.08. - 1999.10.23.	16	-3,3	3,3	0,2
1999.10.28. - 1999.11.08.	12	-2,7	2,7	0,2

2. TÁBLÁZAT: TÉNYLEGES EVAPOTRANSZSPIRÁCIÓ SZÁMÍTÁSA

A CSAPADÉKMENTES IDŐSZAKOKRA FELÍRT VÍZHÁZTARTÁSI EGYENLETEK ALAPJÁN



18. ÁBRA: AZ ERDEI FENYVES TALAJÁNAK NEDVESSÉGGKÉSZLET-VÁLTOZÁSA
A CSAPADÉKMENTES IDŐSZAKOKBAN

A 18. ábra igen szemléletesen mutatja a csapadékmentes időszakok nedvességgészletének csökkenését. A csökkenés minden esetben egyenletes; a kiértékelést magyarázatra váró zavaró tényező nem nehezíti.

Az egyes méréseket jelölő pontok által rajzolt egyenesek meredeksége gyakorlatilag az aktuális evapotranszspirációt adja, így a meredekségek között megfigyelhető eltérések az evapotranszspiráció intenzitásának eltéréseit mutatják. Az ábra alapján az 1999-es év vegetációs időszakát III.1-IX.30. közé kell tennünk; a továbbiakban - a vizsgálat évének meteorológiai jellemzésénél megfogalmazottakkal ellentétben - ezt értem vegetációs időszak alatt.

A vegetációs időszak tényleges evapotranszspirációjának átlagos értékét a jól láthatóan párhuzamosan futó görbék adják; meredekségük 1,1 mm/nap. Július elején kismértékű emelkedést lehet látni, július végén pedig az értékek megközelítik az energetikailag lehetséges határértéket. Mivel az eltérő párolgási intenzitású időszakok érvényességi időtartama jelentősen különbözik, metodikailag hibás lenne a vegetációs időszakot egyszerű számtani átlaggal jellemezni. Az adatok mediánja 1,35 mm/nap, napok számával súlyozott átlaga pedig 1,55 mm/nap. Ez alapján a vegetációs időszak (210 nap) teljes evapotranszspirációja 300 ± 20 mm. A módszer ennél pontosabb meghatározást nem enged meg.

Az októberi mérések nagyon látványosan jelzik a vegetációs időszak végét: a görbék meredeksége, s ezzel az evapotranszspiráció értéke 0,2 mm/nap-ra csökken. Amennyiben ez az érték a nyugalmi időszak egészét jellemzi, akkor a vegetációs időszakon kívül (150 nap) mintegy 30 mm evapotranszspirációval számolhatunk.

Az 1999. év becsült tényleges evapotranszspirációja: 310-350 mm.

(A Major P. (1990) által ajánlott, véleménye szerint erdőn kívüli területek párolgását jó közelítéssel megadó összefüggés - (9) - alapján a tényleges evapotranszspiráció értéke 511 mm/év. Ha ezt szorozzuk az általa erdőterületre javasolt 1,6-1,8-es szorzóval, 820-920 mm-t kapunk. Ez meghaladja az éves csapadékösszeget, a potenciális evapotranszspirációt, de felső értéke még az energetikailag lehetséges párolgás értékét is; tehát gyakorlatilag lehetetlen. Az összefüggés vagy a szokatlanul csapadékos év következtében nem használható, vagy erdőterületre nem ellenőrizték elég körültekintően.)

Mélybeszivárgás

A csapadék, a talaj vízkészlet-változása, az intercepció és az evapotranszspiráció ismeretében a mélybeszivárgás maradéktagként számítható. Mint ilyen, magán viseli valamennyi egyéb tényező számítási hibáját. Mivel a nyugalmi időszak intercepcióját nem ismerem, a mélybeszivárgás (értsd: 130 cm-nél mélyebbre, azaz a gyökérzóna alá) értékét csak a vegetációs időszakra becsültem. Ezzel egyúttal elkerültem azt a hibát is, amit az éves mélybeszivárgás becslésében az előző évről maradt hócsapadék többletbevétele, ill. az adott évben hullott, de el nem olvadt hó okozhat.

A konkrét számítást a 3. táblázat szemlélteti:

Dátum	Csapadék	A talaj vízkészlet- változása (10-130 cm)	Intercepció	Tényleges evapo- transzspiráció	Mélybe- szivárgás (130- cm)
	(mm)				
1999.03.01. - 1999.09.30.	480	-65	95	300	150

3. TÁBLÁZAT: A MÉLYBESZIVÁRGÁSNAK, MINT A VÍZHÁZTARTÁSI EGYENLET MARADÉKTAGJÁNAK SZÁMÍTÁSA

Az evapotranszspiráció szétbontása növényi vízfogyasztásra és talajfelszíni párolgásra

Járó Z. (1995) saját kutatásai és irodalmi adatok alapján megadja a hazai fontosabb faállomány-típusok terület és termőhelyi csoportok szerint súlyozott átlagos vízfelhasználását mm-ben. E szerint az erdei fenyvesek átlagosan 210 mm vizet használnak fel. Ha ezt, mint tájékoztató értéket összevetem az általam az 1999-es évre becsült 310-350 mm-es evapotranszspiráció értékével, talajfelszíni párolgás mintegy 100-140 mm-nek adódik.

Az ERTI adatainak felhasználásával (Sitkey J., 1999) avarra felírt vízháztartási egyenlet megoldása - a metodikai részben foglalt, jelentős egyszerűsítésekkel - az 1998-as évre az alábbi tájékoztató jellegű adatot adta:

Csapadék			Avar által visszatartott víz
Szabad területen	Állomány alatt	Avaron átszivárgó	
(mm)			
647	482	423	59

Ha feltesszük, hogy az avar által felfogott víz egy adott területen éves viszonylatban arányos az éves szabadterületi csapadékkal, akkor az 1999-es év csapadékának mintegy 75 mm avar által visszatartott víz felel meg. Jelentős egyszerűsítésekkel, kifejezetten nagyságrendi becslési jelleggel ezt az értéket tekinthetjük az adott erdőtalaj evaporációjának.

Összegzés

A következőkben összefoglalom azokat a hagyományos úton számított adatokat, melyeket - az ellenőrző mérések mellett - a modell ellenőrzésére kívánok felhasználni.

A vegetációs időszak (1999.III.01-IX.30) adatai:

A talaj vízkészlet-változása (10-130 cm):	65 mm
Intercepció:	95 mm
Benedvesítési kapacitás:	1,16 mm
Evapotranszspiráció:	280-320 mm
Mélybeszivárgás (130 cm alá):	150 mm

A nyugalmi időszak adatai:

Evapotranszspiráció:	30 mm
----------------------	-------

A teljes vizsgált év adatai:

Energetikailag lehetséges párolgás:	kb. 800 mm	(felső korlát)
Lehetséges evapotranszspiráció:	kb. 700 mm	(felső korlát)
Tényleges evapotranszspiráció:	310-350 mm	
Talajfelszíni párolgás:	kb. 100 mm	
Növényi párologtatás:	210-250 mm	

A modellfuttatások eredményeinek ellenőrzése

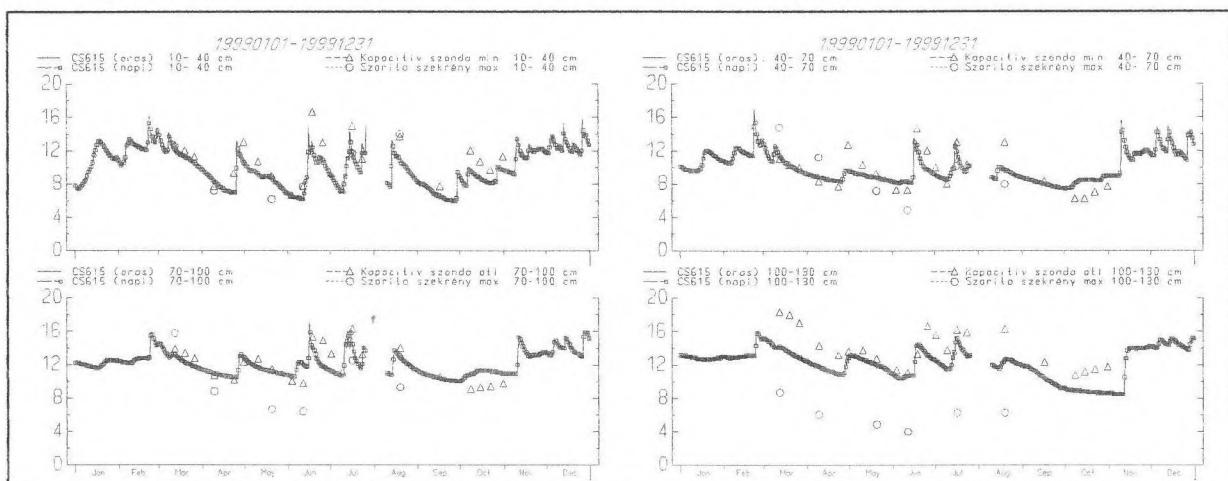
Mielőtt a modellezés eredményeinek konkrét ismertetésére rátérnék, be kívánom mutatni azok megbízhatóságát, azaz a szimulált vízforgalom ellenőrzését.

TEREPI MÉRÉSEKKEL TÖRTÉNŐ ELLENŐRZÉS

A becslés elfogadhatóságának megítélésekor nem szabad szem elől téveszteni, hogy a modell terepi mérésekre való tökéletes illesztése lehetetlen a folyamatok, ill. időben változó paraméterek nagy száma, valamint a kiküszöbölhetetlen terepi mérési hibák miatt. A modellezett talajnedvesség-dinamika mért értékekre való illesztésének számos nehézsége van, pl.: a laboratóriumban meghatározott talajtulajdonságok sohasem adják vissza tökéletesen a terepi szituációkat; a gyakorlati alkalmazás során olyan jelenségek, folyamatok fordulhatnak elő, melyeket a modell nem képes figyelembe venni; a vizsgált terület homogenitása soha sem tökéletes; stb.

TALAJNEDVESSÉG-TARTALOM

A 30 cm-es talajrétegek nedvességtartalmát átlagoló érzékelők adatait, s az azok ellenőrzésére végzett kapacitív szondás, ill. gravimetriás méréseket mutatja a 19. ábraszorozat.



19. ÁBRA: A MODELLEZETT TALAJNEDVESSÉG ELLENŐRZÉSÉRE SZOLGÁLÓ

TALAJNEDVESSÉG ADATOK, ÉS AZOK ELLENŐRZŐ MÉRÉSEI A PGRAPH ÁBRÁZOLÁSÁBAN

A gravimetriás ellenőrző mérések adatait torzítja, hogy a mérés mindig másik mintán, s a gyökerek kiválogatásával történik. Ez utóbbi okból a módszer - a helyszíni mérések többé-kevésbé gyökerzettel befolyásolt értékeihez képest - alacsonyabb nedvességtartalmat jelez. E hatás csökkentésére nem az ismételt mérések átlagát, hanem azok maximumát használtam.

A kapacitív szondát erősebben befolyásolja a gyökérzet, mint a TDR érzékelőt: egy-egy közeli gyöker látszólagos talajnedvesség-növelő hatása jobban jelentkezik. Ennek megfelelően a gyökerekkel legkevésbé behálózott talajrétegekben (70 cm alatt) a 4 mérőhely értékeinek átlagát, míg másutt rendre azok minimumát használtam.

A TDR érzékelő órás (—) és napos (□) értékei gyakorlatilag teljesen együtt futnak. Az eltérés mindössze annyi, hogy az órás értékek - természetesen - érzékenyebben reagálnak a csapadékhullásokra, azaz a görbe csúcsosabb. Az értékek a csapadékeseményeket mind időben (hóolvadás, záporok), mind mélységi menetüket tekintve (csillapuló hatás) jól követik. (Megjegyzés: a csapadékmentes időszakok egyenletesen csökkenő talajnedvesség-tartalma e görbéken is meglehetősen jól megfigyelhető). A folyamatosan mért értékeket a kapacitív szon-

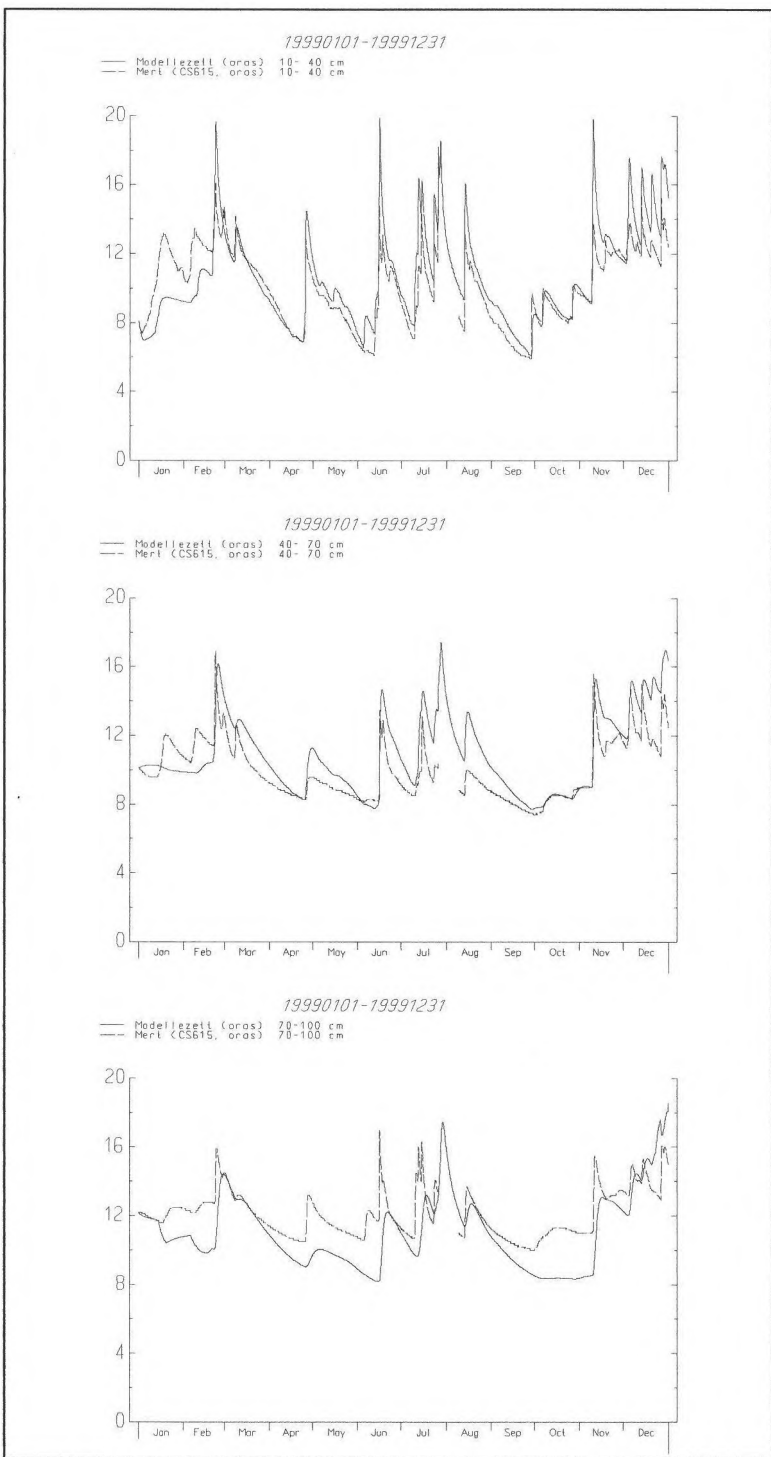
da adatai (Δ) ugyan azon tendenciával, s (a legalsó talajréteg kivételével) a mérési hibahatáron belül ($\pm 1-2$ térf.%) követik. Ugyan ez mondható el a gravimetriás mérések (O) adatairól is. A TDR érzékelő adatai rendre a kapacitív szondás és a gravimetriás értékek között futnak.

Fentiek alapján a CS615 érzékelővel mért adatok (10-100 cm között) alkalmasak a modellezett talajnedvesség ellenőrzésére. Ezt az ellenőrzést mutatja a 20. ábra az óras felbontásban modellezett (—), ill. mért (---) talajnedvesség-értékek összevetésével.

A 10-40 cm-es réteg modellezett talajnedvesség-tartalma nagyon jól visszaadja a mért értékeket. Említésre méltó eltérés csak az év elején mutatkozik, de az sem modellillesztési probléma eredménye. A terepen mért értékek magasabb voltát az előző évi hócsapadék két lépcsőben történt olvadásának többletvize okozza. A modellezett értékek is jelzik az olvadást, de természetesen csak az adott évi hóval számolnak.

A 40-70, ill. 70-100 cm-es talajrétegek mért és modellezett nedvességtartalma szintén nagy hasonlóságot mutat. A görbék futása (a már említett tavaszi eltéréstől eltekintve) azonos jellegű, abszolút értékbeli eltérésük az illesztés korábban említett nehézségeinek figyelembe vételével a mérés-modellezés együttes hibahatárán belül található.

Mivel a területen talajvízhatás nincs, a víz rendre felülről (csapadék formájában) érkezik; azaz a talajba jutó víz talajrétegek közötti megoszlása felülről lefelé történik. Ennek következtében minél mélyebben fekvő réteg nedvességdinamikáját modellezzük, annál több talajréteg vízmozgásra-vízeloszlásra gyakorolt hatását kell figyelembe venni. Ebből adódóan a mért és szimulált nedvességdinamika közötti eltérések mélységgel történő növekedése törvényszerű.



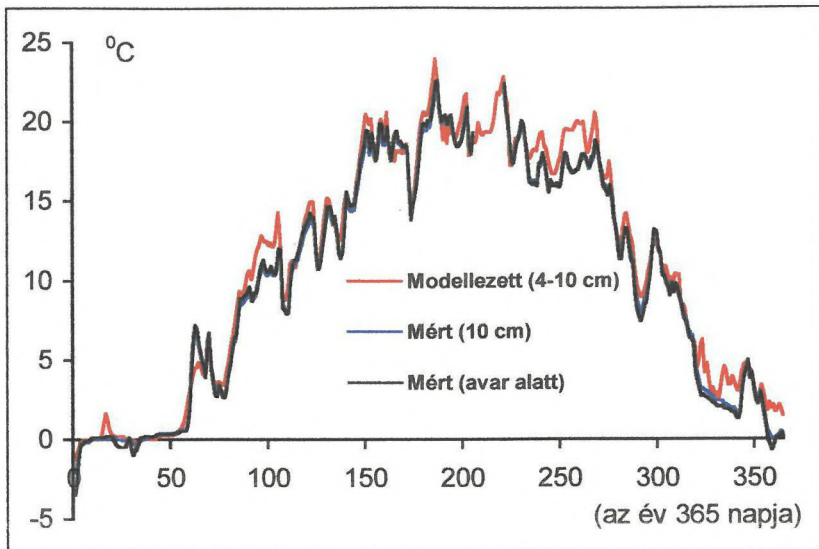
20. ÁBRA: A MODELL ILLESZTÉSÉNEK ELLENŐRZÉSE A MÉRT ÉS A MODELLEZETT TALAJNEDVESSÉG-TARTALMAK ÖSSZEHASONLÍTÁSÁVAL

TALAJHŐMÉRSÉKLET

A 21. számú ábra a mért, és a modellezett talajhőmérsékleti adatokat mutatja napos léptékben.

Mivel az avar a modell számára külön „talajréteggént” adtam meg, az avar alatti mérés a modell szempontjából 4 cm-es mélységben végzett mérésnek felel meg.

A modellezett értékek nem térnek el jelentősen a mért értékektől.



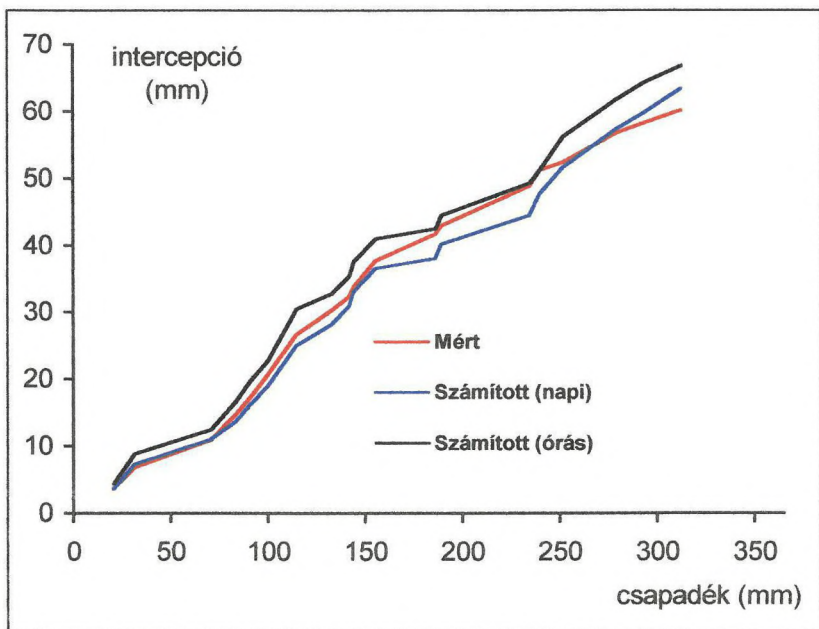
21. ÁBRA: A MODELL ILLESZTÉSÉNEK ELLENŐRZÉSE
A MÉRT ÉS A MODELLEZETT TALAJHŐMÉRSÉKLETEK
ÖSSZEHASONLÍTÁSÁVAL

INTERCEPCIÓ

Az intercepció számításában - ellentétben a talajnedvességgel, vagy a talajhőmérséklettel - már igen jelentős különbségek alakulhatnak ki attól függően, hogy napi, vagy órás felbontású csapadékadatokból indulunk ki. Éppen ezért mindkét számított értéket összehasonlítottam a mért értékekkel (22. ábra).

Az ábra az egyes intercepció-mérési intervallumokban esett csapadékok függvényében ábrázolja a mért és modellezett értékek kumulált összegét.

Az órás csapadék alapján számított intercepció - előzetes feltételezésemnek megfelelően - magasabb, ugyanakkor az eltérés nem jelentős: az összegzett eltérés 312,6 mm csapadék esetében mindössze 3,4 mm. A görbék nem csak egymáshoz, a mért értékek alapján rajzolt görbéhez is hasonlóan futnak. Összegzett eltérésük a mért értékekhez képest +3,2 mm, ill. +6,6 mm, ami gyakorlatilag elhanyagolható.



22. ÁBRA: A SZÁMÍTOTT ÉS MÉRT INTERCEPCIÓ
KUMULÁLT ÖSSZEGEI

HAGYOMÁNYOS ÚTON SZÁMÍTOTT ÉRTÉKEKKEL TÖRTÉNŐ ELLENŐRZÉS

A 4. táblázat a hagyományos úton számított adatokat, ill. azok modellezett megfelelőit mutatja az 1999-es évre.

	Hagyományos úton számított érték	Órás felbontású alapadatok alapján modellezett érték	Napi felbontású
A vegetációs időszak (1999.III.01-IX.30) adatai			
A talaj vízkészlet-változása (10-130 cm)	-65 mm	-60 mm	-65 mm
Intercepció	95 mm	92 mm	75 mm
Benedvesítési kapacitás	átl.: 1,16 mm	max:1,2-1,5 mm	max:1,2-1,5 mm
Tényleges evapotranszspiráció	280-320 mm	275 mm	305 mm
Mélybeszivárgás	150 mm	174 mm	169 mm
A nyugalmi időszak adatai			
Tényleges evapotranszspiráció	30 mm	38 mm	35 mm
A teljes 1999-es év adatai			
Energetikailag lehetséges párolgás:	800 mm	-	-
Lehetséges evapotranszspiráció	700 mm	-	-
Tényleges evapotranszspiráció	310-350 mm	313 mm	340 mm
Talajfelszíni párolgás	100 mm	106 mm	106 mm
Növényi párolgotatás	210-250 mm	207 mm	234 mm

4. TÁBLÁZAT: A MODELL EREDMÉNYEINEK ELLENŐRZÉSE

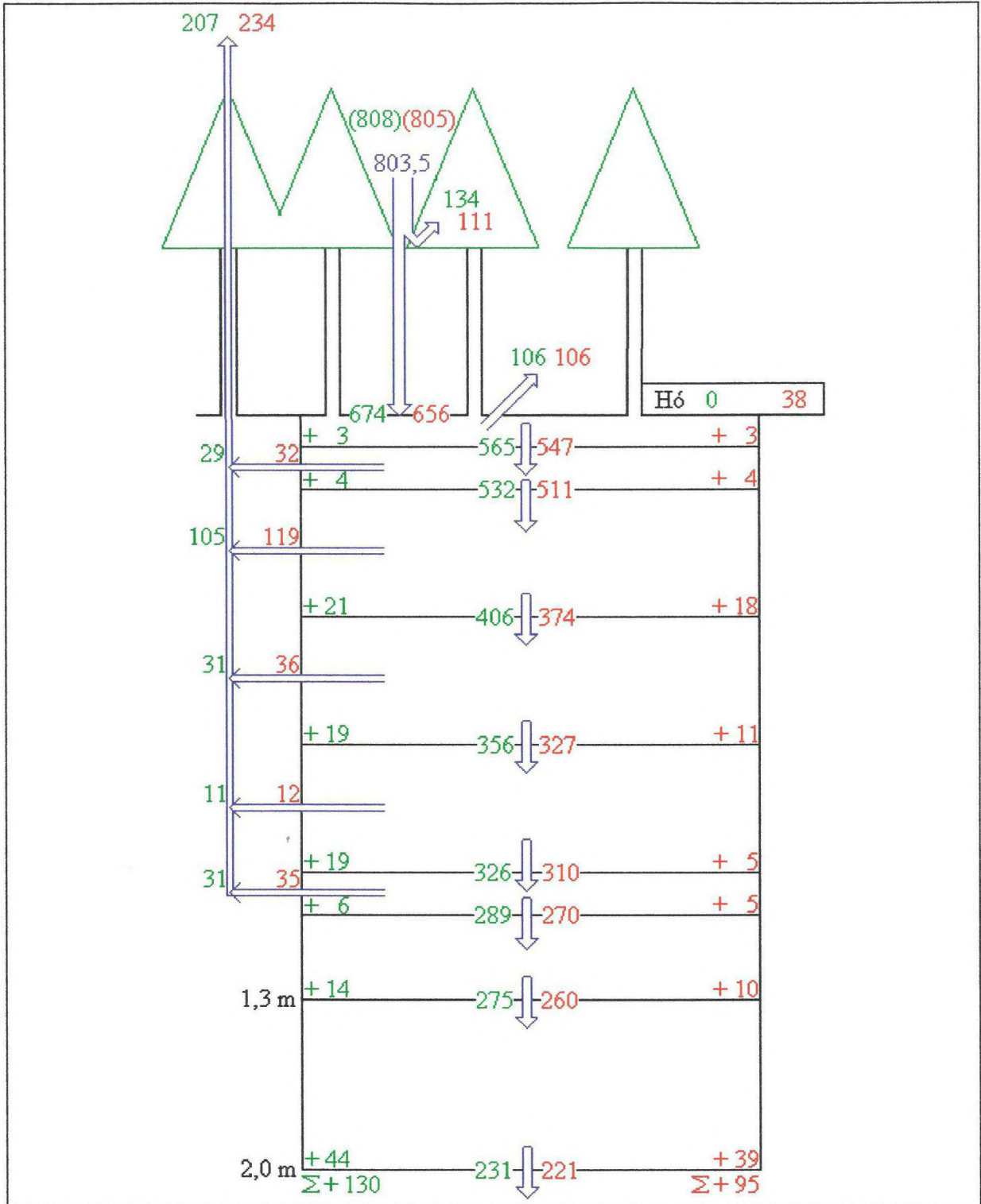
A HAGYOMÁNYOS ÚTON SZÁMÍTOTT ÉS A MODELLEZETT ÉRTÉKEK ÖSSZEHASONLÍTÁSÁVAL

Az adatok magukért beszélnek: a hagyományos módszerekkel végzett számítások valamennyi vizsgált jellemző tekintetében alátámasztják a modellezett értékeket.

A vízforgalom mennyiségi elemzése

A terepi mérések és a hagyományos úton végzett számítások egyértelműen igazolták, hogy az illesztett modell az ellenőrzött jellemzők tekintetében hűen adja vissza a valóságos folyamatokat. Mivel az ellenőrzött jellemzők körét igen körültekintően igyekeztem összeállítani, s a vízháztartás elemei egymással a legszorosabban összefüggnek, a modell igen nagy valószínűséggel a nem ellenőrzött jellemzők tekintetében is hűen tükrözi a valóságot.

A 23. ábra és a hozzá tartozó táblázat a kísérleti állomány órás, és napos alapadatok alapján számított főbb vízháztartási elemeit (ld.: kiemelés) mutatja a teljes vizsgálati évre. Az ábra adatait csapadék mm-ben, a táblázatát %-ban fejeztem ki. Az ábra értelmezése a következő: a területre hullott **csapadék** egy része az **intercepció** eredményeként visszajut a légkörbe. Az állományi csapadék részben **beszivárog** a „talaj felső rétegébe” (értsd: az avarrétegbe!), részben pedig **hótakaró** formájában tárolódik a talajfelszínen. Az egyes rétegek nedvességforgalmát a **rétegekbe áramló víz**, az **evaporáció** (1. réteg), a **rétegenkénti növényi vízfelvétel** (2-6. rétegek), a **rétegenkénti vízkészlet-változás**, s az ezek előjeles összegeként adódó **mélyebb rétegbe történő nedvességáramlás** jellemzi. Ha összegezzük az evaporáció, az intercepció, a hórétegben tárolt víz, az **összes növényi vízfogyasztás**, a **mélybeszivárgás** és a **teljes vízkészlet-változás** adatait, - kerekítési hibák miatt - nem pontosan az éves csapadék-összeget kapjuk vissza. E hiba - melynek nagyságát (3-5 mm) a csapadék, és a mellette zárójelben feltüntetett számított csapadék különbsége mutatja - elhanyagolhatóan kicsiny. Feltüntetésére csak azért volt szükség, hogy a közölt adatok maradék nélkül vízháztartási egyenlettel rendezhetőek legyenek mind az egyes talajrétegekre, mind pedig a rendszer egészére nézve.



	Órás futtatás		Napi futtatás		Irodalmi érték [*]
Evaporáció	13 %	24 %	13 %	24 %	17 %
Transzspiráció	25 %	46 %	29 %	51 %	50 %
Intercepció	17 %	30 %	14 %	25 %	33 %
Mélybeszívárgás (2 m -)	29 %	100 %	27 %	100 %	100 %
Tárolás (talaj + hó)	16 %		17 %		
Csapadék	100 %		100 %		
Mélybeszívárgás (1,3 m -)	34 %		32 %		

*: 28 éves EF

Lützke und Simon (1975), in
Lyr-Fiedlen-Tranquillini (1992)

23. ÁBRA: A KÍSÉRLETI ÁLLOMÁNY ÓRÁS ÉS NAPOS ADATOK ALAPJÁN MODELLEZETT VÍZFORGALMA

A 23. ábra órás és napos alapadatokon alapuló kiértékeléseinek eredményeiben tapasztalt - gyakorlati szempontból nem jelentős - eltérések a modellezett vízháztartás két elemének eltérésére vezethetők vissza.

Az egyik a növényzet csapadékvisszatartó hatásának eltérése. Az órás adatokon alapuló kiértékelések magasabb intercepciója természetes. A finomabb lépték törvényszerű következménye a kisebb csapadékesemények számának növekedése, s ennek eredményeként a magasabb intercepció. E nagyobb intercepció eredményeként nyáron kevesebb a növényzet rendelkezésre álló víz; ez tükröződik a kisebb növényi vízfogyasztásban. Felmerülhet a kérdés, hogyan egyeztethető össze a kevesebb rendelkezésre álló víz a nagyobb mélybeszivárgással, ill. a talaj vízkészletének nagyobb arányú növekedésével?

A választ - s egyben az eltérések másik okát - a vegetációs időszakon kívül kell keresni. A napi meteorológiai adatokon alapuló futtatás - valószínűleg a napi átlaghőmérséklet/órás átlaghőmérséklet léptékbeli eltérés miatt - rendre vastagabb, és ennek megfelelően tovább is tartó hótakarót eredményezett. Ez jól látszik a vízforgalmi ábrán is a hórétegben tárolt víz létén/nem létén keresztül. A hórétegben tárolt víznek köszönhető, hogy a napi léptékű szimuláció mélybeszivárgása és talajnedvesség-tárolása - a nagyobb állományi csapadék ellenére - kisebb, mint az órás léptékű.

A talajrétegenkénti növényi vízfelvétel mindkét futtatás esetében hasonló mélységi megoszlást mutat: gyakorlatilag a gyökérzet eloszlásának paraméterként megadott %-os összetételt adja vissza. A legtöbb vizet (kb. 50%) a 10-40 cm-es talajrétegből veszi fel az állomány; az eltemetett réteg - mindössze 10 cm-es vastagsága ellenére - mintegy 15%-ban képes fedezni a növényzet vízigényét.

Az evaporáció tekintetében semmi féle különbséget nem tudtam kimutatni a kétféle modellfuttatás között. Ez ellent mond **Lewan** (1996) azon tapasztalatának, mely szerint az órás adatokon alapuló szimulált evaporáció szignifikánsan magasabb, mint a napi adatokon alapuló.

A mélybeszivárgás számított értékeiben szintén nem tapasztaltam jelentős eltérést. Figyelemre méltó a tény, hogy a fenyvessal borított területen az évi csapadék több, mint 30%-a jutott 1,3 m-nél mélyebbre - azaz a gyökérzóna alá -, míg 2 m-nél mélyebbre 25-30%-a. Ezen felül a csapadék kb. 15%-a vagy a talaj vízkészletének növelésére fordítódott, vagy XII.31-én hó formájában még rendelkezésre állt. **Szász G.-Tőkei L.** (1997) korábban említett megállapítása, mely szerint mély talajvíz-szintű területeken a tényleges párolgás (evapotranszpiráció + intercepció) csaknem azonos a csapadékkal, ez esetben nem állja meg a helyét.

Az eltérő léptékű kiértékelések összehasonlításának összegzéseként elmondható, hogy az órás alapadatokon alapuló modellfuttatás jobban megközelíti a tényleges folyamatokat (ld.: intercepció), ugyanakkor a napi felbontás is jó tájékoztatást nyújt a vízforgalomról. Az illesztés során nyert paraméterértékek is a modellezés eredményéhez tartoznak, fontos - esetenként csak az illesztés eredményeként megismert - adatokat tartalmaznak a vizsgált rendszerről. Ennek fényében a napi felbontású futtatások elfogadhatósága mellett szól az a tény is, hogy a napi adatokra való modellillesztés - melyet kisebb számításigénye miatt először végeztem el - minden változtatás nélkül megfelelt az órás futtatás esetében is.

Nézzük meg egy kicsit részletesebben az órás léptékű modellezés eredményeit.

Az 5. táblázat a vízforgalom főbb elemeinek értékét mutatja nyugalmi időszak - vegetációs időszak bontásban.

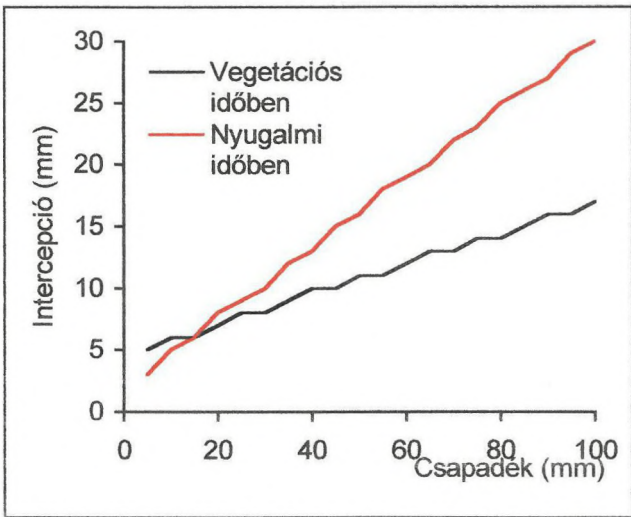
	I.-II. + X.-XII.		III.-IX.		I.-XII.	
Evaporáció	19 mm	6 %	87 mm	18 %	106 mm	13 %
Transzspiráció	19 mm	6 %	188 mm	28-39 %	207 mm	25 %
Intercepció	42 mm	13 %	92 mm	19 %	134 mm	17 %
Mélybeszivárgás (2 m -)	64 mm	19 %	167 mm	24-35 %	231 mm	29 %
Tárolás (talaj, 2 m-ig)	183 mm	56 %	-53 mm	-	+ 130 mm	16 %
Összesen	327 mm	100 %	481 mm	100 %	808 mm	100 %

5. TÁBLÁZAT: A KÍSÉRLETI ÁLLOMÁNY ÓRÁS ALAPADATOK ALAPJÁN SZÁMÍTOTT VÍZFORGALMÁNAK FŐBB ELEMEI A VEGETÁCIÓS IDŐBEN, ILLETVE AZON KÍVÜL

A nyugalmi időben a vízforgalom legjelentősebb tényezője a talaj nedvességgészletének növekedése volt, a csapadék több, mint fele erre fordítódott.

Részen ennek köszönhetően, részben pedig a fagy, ill. hótakaró beszivárgást gátló hatásának eredményeként ezen időszak alatt a csapadék valamivel kevesebb, mint 20%-a szivárgott 2 m-nél mélyebbre.

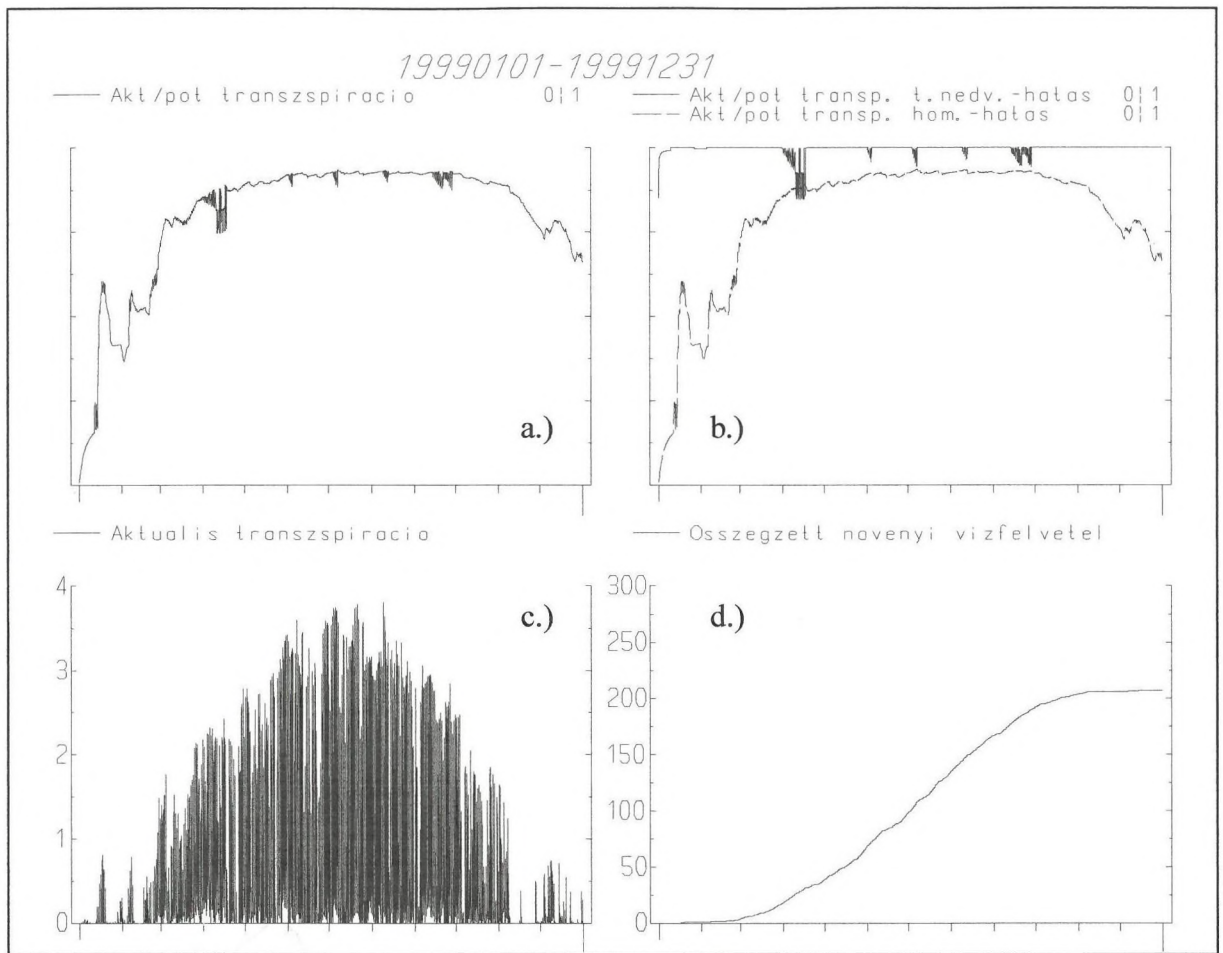
A nyugalmi idő intercepciós vesztesége 13%, azaz kevesebb, mint a vegetációs időszaké. A jelenség nem ismeretlen a szakirodalomban. Erre mutat példát a **Brechtel-Pavlov** (1977) intercepciós adatai alapján készült 24. ábra azon része, mely 16 mm-nél kisebb csapadékokra vonatkozik. Az általam vizsgált 1999. év nyugalmi időszakában hullott csapadék az esetek 90%-ában nem haladta meg a 15 mm-t. Egyidejűleg mind az 0-5, mind pedig az 5-10 mm közötti csapadékesemények száma alatta maradt a vegetációs időszak értékeknek. Ezek alapján a nyugalmi időszak kisebb intercepciója természetes.



24. ÁBRA: KÖZÉPKORÚ ERDEI FENYVES INTERCEPCIÓJA (BRECHTEL-PAVLOV, 1997)

A vegetációs időszak számadatai jól mutatják az alapjaiban megváltozott vízforgalmat. A csapadék evaporációra fordított mennyisége háromszorosára növekedett, a növényi vízfogyasztást és a mélybeszivárgást pedig csak a csapadék és a talaj nedvességgészlete együttesen fedezte.

A következő néhány ábra kifejezetten a növényi vízfogyasztásra összpontosít. A 25. ábra az aktuális és a lehetséges növényi vízfogyasztás témakörét vizsgálja.



25. ÁBRA:

- a.) AKTUÁLIS/LEHETSÉGES VÍZFOGYASZTÁS
- b.) AKTUÁLIS/LEHETSÉGES VÍZFOGYASZTÁS: TALAJNEDVESSÉG, ILL. HŐMÉRSÉKLETI HATÁSA
- c.) AKTUÁLIS VÍZFOGYASZTÁS
- d.) ÖSSZEGZETT NÖVÉNYI VÍZFELVÉTEL

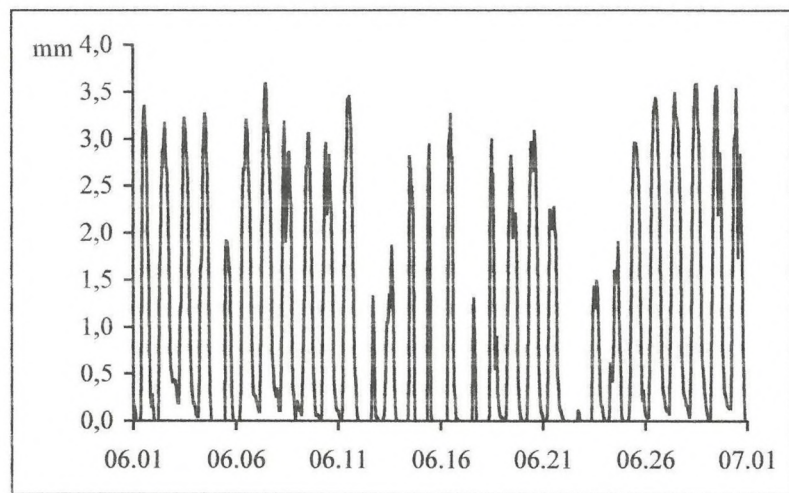
A 25. a.) részára az aktuális és a lehetséges növényi párologtatás arányát mutatja (az értéktengely 0-1 között osztott). A növényi vízfogyasztás március elején éri el a lehetséges érték 70%-át, májustól októberig pedig folyamatosan annak 90%-a körül/felett alakul. A tényleges párologtatás a teljes vegetációs időszak alatt a lehetséges érték közelében mozgott. Ez a növényi vízfogyasztásra nézve igen kedvező környezeti feltételekre - vízbőségre - utal.

A 25. b.) részára görbéi azt mutatják, hogyan alakult volna az a.) ábrán bemutatott arány, ha csak a talajnedvesség, ill. csak a hőmérséklet korlátozta volna a vízfelvételt. Más szóval: milyen szerepet játszott a hőmérséklet és a talajnedvesség a potenciális transzspiráció aktuális-sá alakításában. A talajnedvesség-hatás görbéjéről ismételtén jól látszik a vízbőség: az év eleji fagyos és néhány egyéb, rövid időszaktól eltekintve a talaj nedvességtartalma nem korlátozta a vízfelvételt. Egyértelműen a hőmérséklet szabályozó szerepe volt uralkodó.

A 25. c.) és d.) ábrák a növényi vízfelvételt mutatják óras bontásban, ill. egész évre folyamatosan összegezve. (Ez utóbbi értéke év végén természetesen az összegző ábra 207 mm-es növényi vízfogyasztását adja). A görbék menete alátámasztja a növényi vízfelvétel egész éven keresztül egyenletes, szabályos voltát. A redukált csapadékgörbe által jelzett két aszályveszélyes időszak (május, ill. augusztustól a vegetációs idő végéig) a növényi vízfelvételben nem figyelhető meg csakúgy, mint ahogy korábban a növedékmérés kapcsán sem láttunk erre utaló

jelet (ld.: 10. ábra). A vízfelvétel tavaszi megindulása kb. egy hónappal előzi meg az intenzív vastagsági növekedés kezdetét, s a modellezett vízfelvétel az őszi csökkenés/leállás tekintetében is összhangban van a mért vastagsági növekedéssel.

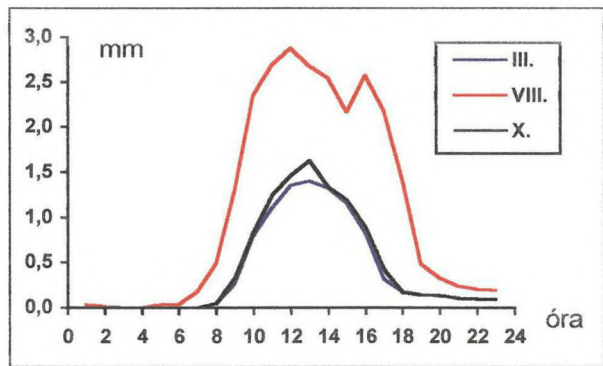
A 25. c.) ábra kapcsán - lévén, hogy az ábra felbontása képtelen visszaadni a mögötte lévő információ-tömeget - had mutassak be egy érdekességet: ugyan azon ábrát, csakhogy kinagyítva (26. és 27. ábrák).



Az egy hónapos lépték föl-bontja az adatok sötét kontúrját, s látszik a vízfelvétel hónapon belüli változása. Az ábra ugyanakkor a napon belüli változások nyomkövet-hetőségét is sejteti.

26. ÁBRA: AZ ÁLLOMÁNY JÚNIUSI VÍZFOGYASZTÁSA

És valóban! Amennyiben az évi modellezett transzspirációt elég nagy nagyításban vizsgáljuk, még a transzspiráció napi menete is tanulmányoz-ható! Az ábrázolt 3 görbén jól látszik a növényi párologtatás szakirodalomból ismert tavaszi-őszi, ill. nyári napi menete. Meg lehet figyelni például a forró, párahiányos (esetleg vízhiányos) időszakot jellemző, 14 óra körül bekövetkező sztóma-záródást. Mindezt - ne feledjük - ellenőrzött össz-hangban a talaj-növényzet-légkör rendszer teljes évi vízforgalmával!



27. ÁBRA: AZ ÁLLOMÁNY VÍZFOGYASZTÁSA EGY-EGY TAVASZI, NYÁRI ÉS ŐSZI NAPON

A talaj víztartó, ill. vízvezető képességének vizsgálatakor láttuk, hogy a kísérleti állomány avarjának sajátos tulajdonságai csak a szántóföldi vízkapacitásnál nedvesebb viszonyok között jelentkeznek. Mivel ilyen körülmények homoktalajon ritkán fordulnak elő, felmerül a kérdés, hogy a nedvességforgalom modellezése során szükséges-e egyáltalán külön foglalkozni az avartakaróval? Az erre irányuló modellfuttatások alapján a vizsgált állomány számított vízfor-galmát nem befolyásolta, ha az avartakaró tulajdonságait a felső homokréteg tulajdonságaival helyettesítettem. Úgy gondolom, hogy e közelítés alföldi, homokos talajon álló fenyveseinkben megengedhető. Ahhoz viszont, hogy a kérdést általános érvénnyel meg lehessen válaszolni, más avarok víztartó, ill. vízvezető képesség függvényét is ismerni kellene. Mivel erre nézve a szakirodalomban nem találtam adatot, általánosításról nem lehet szó.

A modell mért talajnedvesség-adatokkal történt ellenőrzése során említést tettem az előző évről maradt hócsapadék jelentőségével kapcsolatban. Nos, a téma - a modellfuttatást megelőző év jellemzőinek hatása a vizsgált év vízforgalmára - bővebb kifejtést érdemel.

Nem nehéz belátni, hogy az 1999. évi adatok alapján végzett modellfuttatás eredménye nem független az 1998-as évtől. Elég itt arra utalni, hogy a modellezés 1999. évi induló talajnedvesség-tartalma az előző év vízforgalmi sajátosságainak hatására alakult ki. Amennyiben ez az induló nedvességtartalom magas, a tavaszi olvadékvizek vagy a gravitációs pórusokba kerülnek, vagy rögtön a mélybe szivárognak. Az így jelentkező mélybeszivárgási többlet viszont nem az 1999-es évet, hanem az azt megelőző év telének csapadékosságát jellemzi!

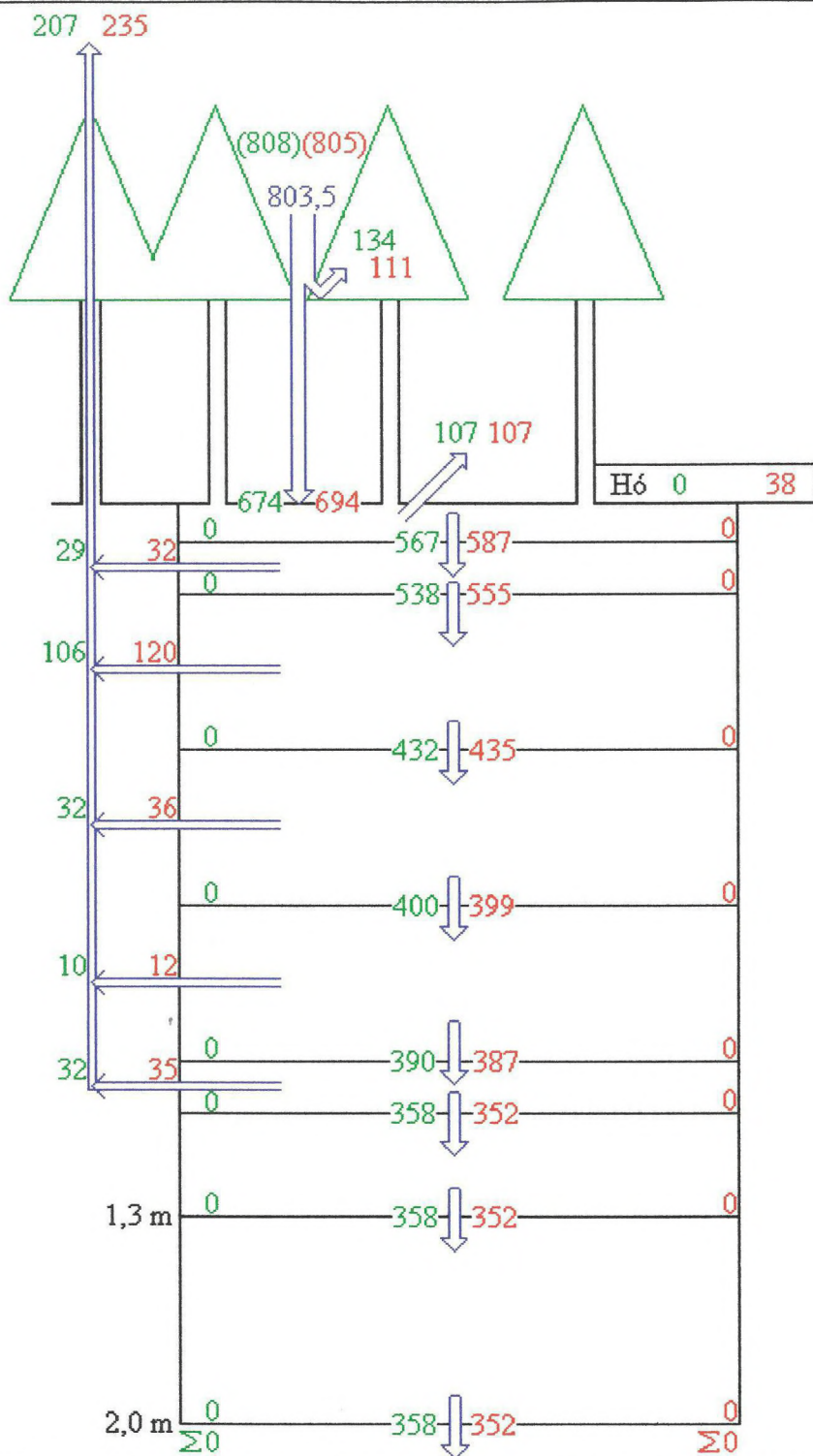
Amennyiben - mint eddig - az adott év tényleges viszonyainak elemzése a kérdés, fentiekre nem kell külön figyelmet fordítani; elegendő a modellt terepi mérésekkel hitelesíteni. Ha azonban a modellezés nyújtotta lehetőségeket szélesebb körben szeretnénk kihasználni, szükségünk lehet rá, hogy a kiértékelést függetlenítsük az előző évtől. Az érzékenység-vizsgálatok esetében szükséges összehasonlító elemzéseket például tévútra vezetheti, ha a vízforgalom nem csak a vizsgált rendszer sajátosságaitól függ.

A probléma kezelésére bevezettem az un. „egyensúlyi nedvességprofil” fogalmát (Gács, 1997). Amennyiben a modellt kellően hosszú ideig (2-3 év) futtatjuk egy és ugyan azon év jellemzőivel, beáll egy dinamikus egyensúly: az egyes évek vízforgalma közötti különbségek fokozatosan megszűnnek, s a talaj év végi (záró) nedvességprofilja egyenlővé válik az év eleji (kezdeti) nedvességprofillal. E nedvességprofil neveztem el egyensúlyinak, melynek értelmezése - természetesen - nem csak éves viszonylatban képzelhető el. Az egyensúlyi nedvességprofil legfontosabb tulajdonságai a következők:

- adott körülmények mellett egyedi, azaz a vizsgált rendszertől - és csak attól - függ;
- egyediségéből adódóan alkalmas a beálló dinamikus egyensúly, s ezen keresztül az adott talaj-növényzet-légkör rendszer jellemzésére;
- a modellfuttatás kiinduló nedvességprofiljává téve biztosítja a kiértékelés külső hatásoktól való függetlenségét, több futtatás esetén összehasonlíthatóságát.
- mivel a vizsgált körülmények a természetesnél hosszabb ideig - egészen a dinamikus egyensúly beálltáig - hatnak, eredményük felnagyítva jelentkezik;

Az egyensúlyi nedvességprofil használatával előálló modellezett vízforgalom megnevezésére bevezettem az „egyensúlyi vízforgalom”, vagy más néven „egyensúlyi nedvességforgalom”, az egyensúlyi nedvességprofil mellett a talajban lévő víz mennyiségére pedig az „egyensúlyi vízkészlet” fogalmát.

A kísérleti állomány 1999-évi egyensúlyi vízforgalmát mind órás, mind pedig a napos felbontású modellezés esetére kiszámítottam (28. ábra).



	Órás futtatás		Napi futtatás	
Evaporáció	13 %	24 %	13 %	24 %
Transzspiráció	26 %	46 %	29 %	51 %
Intercepció	17 %	30 %	14 %	25 %
Mélybeszivárgás (2 m -)	44 %	100 %	44 %	100 %
Csapadék	100 %		100 %	
Mélybeszivárgás (1,3 m -)	44 %		44 %	

28. ÁBRA: A KÍSÉRLETI ÁLLOMÁNY ÓRÁS ÉS NAPI ADATOK ALAPJÁN MODELLEZETT EGYENSÚLYI VÍZFORGALMA

Az ábrán a vízkészlet-változás 0 értéke az egyensúlyi nedvességprofil alkalmazását, a dinamikus egyensúly beálltát jelzi. Egyéb tekintetben az eredmények igen hasonlóak a 23. ábrán bemutatotthoz, kizárólag a mélybeszivárgás, tekintetében van jelentős eltérés. A hasonlóság okának kiderítésére nézzük meg, mennyire tért el a korábban bemutatott futtatások kezdeti, ill. záró nedvességprofilja az egyensúlyi nedvességprofiltól (6. táblázat)

Talajréteg (cm)	Órás futtatás nedvességprofilja			Napos futtatás nedvességprofilja		
	Térfogat %			Térfogat %		
	Kezdeti (1999.I.1.)	Záró (1999.XII.31.)	Egyensúlyi	Kezdeti (1999.I.1.)	Záró (1999.XII.31.)	Egyensúlyi
0- 4	3,3	18,5	18,5	3,3	20,1	20,1
4- 10	1,4	11,5	11,5	1,4	10,9	10,9
10- 40	8,1	15,2	15,2	8,1	14,1	14,1
40- 70	10,1	16,3	16,3	10,1	14,0	14,0
70-100	12,2	18,6	18,6	12,2	14,0	14,0
100-110	19,3	25,3	25,3	19,3	24,2	24,2
110-130	9,4	16,0	16,0	9,4	14,0	14,0
130-200	8,1	14,3	14,3	8,1	13,7	13,7

6. TÁBLÁZAT: AZ ÓRÁS ÉS A NAPOS ADATOK ALAPJÁN VÉGZETT MODELLFUTTATÁSOK NEDVESSÉGPROFILJAI

Az eredeti futtatások kezdeti nedvességprofiljai természetesen megegyeznek egymással: ezek terepen mért értékek, melyeket a modell az átfagyott talajrétegekre nézve módosított. A záró nedvességprofilok különbségei a már említett eltérések miatt (intercepció, ill. hó modellezése) alakultak ki.

Az egyensúlyi nedvességprofillal való összevetés igen tanulságos: a záró nedvességprofilok rendre megfelelnek az egyensúlyi nedvességprofilnak! Vagyis a rendkívüli csapadékbőség hatására a természetben kialakult az egyensúlyi nedvességprofil. (Nem kellett mást tenni, csak ezekkel, mint kezdeti értékekkel újra lefuttatni a modellt, és megkaptam az egyensúlyi vízforgalmat). Ez viszont azt is jelenti, hogy amennyiben a 2000. év hasonló lenne, mint az 1999-es, - az egyensúlyi vízforgalom adatai alapján - a csapadék 44%-a (több, mint 350 mm) az erdei fenyves gyökérzónája alá szivároghatna anélkül, hogy a talaj igen magas nedvességekészlete csökkenne! Ez természetesen csak elméleti megállapítás, de jól rávilágít arra, hogy már két egymást követő, csapadékos év esetében is jelentős mélybeszivárgás lehetséges a vizsgált erdei fenyves alatt.

A 28. ábra kapcsán vegyük észre, hogy a gyökérzóna alatt a rétegek közötti szivárgás nagysága - a vizsgált mélységig - nem csökken! (Megj.: ez addig a mélységig igaz, ameddig az egyensúlyi nedvességprofil érvényessége kiterjeszthető.)

AZ ILLESZTETT MODELL NÉHÁNY ALKALMAZÁSI LEHETŐSÉGÉNEK BEMUTATÁSA

E fejezet az illesztett modell néhány alkalmazási lehetőségét mutatja be. Az ismertetett példák természetesen csak ízelítőt adhatnak a számos felhasználási területből. Mivel a hangsúly nem a kiértékelésen, hanem alapvetően a bemutatáson van, elegendőnek tartottam a napi lép-tékű modellezést, s az eredmények kizárólag legfontosabb vízháztartási elemekre szorítkozó ismertetését. Minden egyes bemutatott példa vízforgalma egyensúlyi. Ennek megfelelően az előzőekben értékelt futtatások közül azzal hasonlítható össze, amely napi adatokon alapul, vízforgalma pedig szintén egyensúlyi (továbbiakban: eredeti futtatás).

Érzékenység-vizsgálatok

Az érzékenység-vizsgálatok során általában olyan kérdésekre keressük a választ, hogy mennyire reagál érzékenyen az illesztett modell egyes alapadatok, paraméterek megváltoztatására; ill. az ugyanazon folyamatot leíró, de más megközelítésen alapuló egyenletek közül melyik, hogyan felel meg a helyi viszonyoknak.

Az esetek többségében csak egy-egy elem hatását vizsgáljuk a többiek változatlanul hagyása mellett. Amennyiben ezt, mind megkötést elfogadjuk, az eljárás nem csak a modell, de az általa leírt természeti folyamatok érzékenységének vizsgálatára is alkalmas. (Ellenkező esetben a hatásvizsgálatok módszertanához kell fordulnunk).

Ha tehát elfogadjuk, hogy a talaj-növényzet-légkör rendszerre illesztett modell érvényessége nem vész el azáltal, hogy csupán egyetlen elemét változtatjuk anélkül, hogy ezt más elemekkel követnénk - pl. napi átlaghőmérséklet 1°C -al való emelése a levélfelület növelése nélkül -, ugyanaz az érzékenység-vizsgálat egyszerre két kérdésre is választ ad. Az előbbi példánál maradva:

1. Hogyan alakul(t volna) a rendszer vízforgalma, ha a léghőmérséklet 1°C -al magasabb?
2. Milyen hibát követ el a modellhasználó a vízforgalom modellezésében, ha a hőmérsékletet a tényleges hőmérsékletnél 1°C -al magasabbnak feltételezi/méri?

A módszer jól használható a bemenő adatok, paraméterek pontossági igényének vizsgálatára, adott pontosságú mérések esetén pedig az eredmények megbízhatóságának megítélésére.

A METEOROLÓGIAI ELEMekre VALÓ ÉRZÉKENYSÉG

A cím a következő kettősséget foglalja magában:

1. A modellezett vízforgalom érzékenysége a meteorológiai elemek mérési pontosságára;
2. A kísérleti állomány érzékenysége a meteorológiai elemek alakulására.

A bemutatásra kerülő példák - elfogadva a „csak egy elem változik” feltételt - egyszerre vizsgálják mindkét megfogalmazott kérdéskört. Az érzékenység-vizsgálatot a 7. táblázatban közölt forgatókönyv szerint végeztem.

Jelölés	Módosított érték számítása
E	Eredeti futtatás, változtatás nincs
CS↓	Napi csapadékmennyiség * 0,7.
T↑	Napi átlaghőmérséklet + 2°C
T↓	Napi átlaghőmérséklet - 2°C
RH↑	Napi átlagos páratartalom * 1,1
RH↓	Napi átlagos páratartalom * 0,9
G↑	Napi összes globálisugárzás * 1,1
G↓	Napi összes globálisugárzás * 0,9
v↑	Állandó szélsébség * 2,0 (3 m/s → 6 m/s)
v↓	Állandó szélsébség * 0,5 (3 m/s → 1,5 m/s)

7. TÁBLÁZAT: A METEOROLÓGIAI ELEMekre VALÓ ÉRZÉKENYSÉG
VIZSGÁLATÁNAK FORGATÓKÖNYVE

A forgatókönyvet többé-kevésbé önkényesen állítottam össze. A csapadék éves összegét a Kecskeméten mért 50 éves átlaghoz kívántam igazítani; ebből adódik a 0,7-es szorzó. A relatív páratartalom és a globálisugárzás tekintetében $\pm 10\%$ -os eltérést vizsgáltam. A szélsébség mérésére nem volt lehetőségem. Az egész évben állandónak tekintett szélsébség komoly hibát

vihet a kiértékelésbe, ha a modell az adott beállítások mellett érzékeny rá. E jellemző különösen kérdéses voltára tekintettel alkalmaztam a -50%, +100% módosítást.

A kialakult egyensúlyi nedvességforgalmakat az alábbi (8. sz.) táblázat közli. A talajnedvesség-készlet változása helyett - értéke a definíció szerint 0 - a talaj egyensúlyi vízkészletét adom meg.

	E	CS↓	T↑	T↓	RH↑	RH↓	G↑	G↓	v↑	v↓
Evaporáció	107	97	113	97	91	126	109	105	107	105
Transzspiráció	235	232	256	215	189	276	245	225	228	249
Intercepció	111	103	112	110	95	124	111	111	113	107
Mélybeszivárgás (2 m -)	352	129	324	383	430	279	340	364	357	344
Hó XII.31-én	38	23	4	56	39	35	37	38	37	38
Egyensúlyi vízkészlet	289	251	314	281	292	282	289	288	289	289

8. TÁBLÁZAT: A 7. TÁBLÁZATBAN KÖZÖLT VÁLTOZTATÁSOK HATÁSÁRA KIALAKULT EGYENSÚLYI VÍZFORGALMAK FŐBB JELLEMZŐINEK ÖSSZEHASONLÍTÁSA MM-BEN (AZ 5-10%, ILL. 10% FELETTI ELTÉRÉS JELÖLÉSÉVEL)

A kiértékelés előtt ki szeretném hangsúlyozni, hogy az eredmények kifejezetten az 1999-es évet jellemzik. Könnyen belátható például, hogy egészen más hatása van a csapadékmérésbeli pontatlanságoknak 800 mm feletti, és más 500 mm körüli csapadéku évben. Úgyszintén más a növényzet reagálása a csapadék 10%-os csökkenésére attól függően, hogy 800 mm-ről 720 mm-re, vagy 500 mm-ről 450 mm-re való csökkenésről van szó.

Lássuk ezek után, milyen következtetéseket lehet levonni a 8. táblázat adataiból.

Amennyiben a vizsgált év csapadéka az átlagos csapadékösszegnek felelt volna meg (azaz a ténylegesnek csupán 70%-a lett volna), az erdőállomány vízfogyasztása nem lett volna kevesebb! Az állomány az 1999-es rendkívüli csapadéktöbblet hatására sem fogyasztott több vizet, mint az átlagos csapadéku éveken. Ez alapján az adott évi vízfogyasztást a növény szempontjából optimálisnak kell feltételezni. További érzékenység-vizsgálatokkal eldönthető lenne, mi az a csapadékmennyiség, ami mellett a növényi vízfelvétel csökkenni kezd.

A csapadék jelentős csökkenésének ellenére csak kis mértékben (5-10% közötti) mérséklődött mind az evaporáció, mind pedig az intercepció. Ez utóbbi azzal magyarázható, hogy a 70%-os csökkentés a csapadék mennyiségét érintette, a csapadékhullások számát nem; márpedig az intercepció nagyságára ez utóbbi igen erősen kihat.

A legjelentősebb hatás a mélybeszivárgásban mutatkozik; átlagos csapadéku évben az 1999. évi érték igen jelentős csökkenésével lehet számolni.

Lényegesen kevésbé érzékeny a rendszer a hőmérséklet 2 °C-al való megváltoztatására: az eredeti futtatás egyensúlyi nedvességforgalmához képest 10%-nál nagyobb eltérést kizárólag a hóvastagság tekintetében lehet találni. Ezen eltérés oka kézenfekvő.

Úgy tűnik, az 1999-es év vízforgalma a meteorológiai tényezők közül leginkább relatív páratartalom változására érzékeny. 10%-os növekedése, vagy csökkentése a legtöbb vízháztartási jellemző 10%-ot meghaladó változását eredményezte. Csökkenésével jelentősen növekszik a talajfelszín párolgása és a növényi párologtatás csakúgy, mint az intercepció. Ezzel összhangban a mélybeszivárgás természetesen csökken.

A talaj-növényzet-légkör rendszer vízforgalmára - a bemutatott jellemzők tekintetében - sem a globálisugárzás, sem pedig az átlagos évi szélsőbesség megváltoztatása nem gyakorolt jelentős hatást.

A meteorológiai mérések 1999. évre szabott pontossági követelményei a fenti értékelésből egyenesen következnek. Legnagyobb jelentősége a páratartalom pontos megállapításának volt. A csapadékmérés hibái a mélybeszivárgásban összegződnek. Kisebb mértékben hat az eredményekre a hőmérsékletmérés, s legkevésbé a szélsőbesség és a globálsugárzás meghatározásának pontossága.

Néhány - lehetőleg minél eltérőbb év adatain alapuló - modellillesztés birtokában, csupán a köztes állapotok modellezésével, majd érzékenység-vizsgálatával a meteorológiai elemekre való érzékenységet általánosítva, bármely évre meg lehetne fogalmazni.

A NÖVÉNYZET SAJÁTOSÁGAIRA VALÓ ÉRZÉKENYSÉG

Az érzékenység-vizsgálatot - az előző mintájára - számos növény paraméterrel el lehet végezni. Ehelyütt csak egy vizsgálatot mutatok be, mégpedig olyan növényi paraméterre nézve, melyet a nevelővágások során befolyásolni lehet. A levélfelület nagyságáról - levél felület indexről (LAI) - van szó.

Az összehasonlítási alapul szolgáló modellfuttatás - mint azt a paraméterértékeket ismerető 7. sz. melléklet tartalmazza - a vegetációs időszak elején 4 m²/m²-es levél felület indexel számolt. Ez az érték augusztusra egyenletesen 5 m²/m²-re növekszik, majd a vegetációs időszak végére ismételten a kiindulási értékre csökken. Az alábbi táblázat (9. sz.) az eredeti modellezés és a levél felület index rendre 1-1 m²/m²-rel csökkentett értékével számított egyensúlyi nedvességforgalom főbb jellemzőit mutatja be.

		E	LAI↓
Evaporáció	mm	107	131
Transzspiráció		235	186
Intercepció		111	89
Mélybeszivárgás (2 m -)		352	398
Hó XII.31-én		38	38
Egyensúlyi vízkészlet		289	291

9. TÁBLÁZAT: A LEVÉLFELÜLET CSÖKKENÉSÉNEK HATÁSA AZ EGYENSÚLYI VÍZFORGALOMRA (A 10%-FELETTI ELTÉRÉS JELÖLÉSÉVEL)

Mint az a táblázat adataiból látszik, a fenyves asszimiláló felületének nagysága igen meghatározó a vízforgalomra nézve. A levélfelület csökkenésével leginkább a párologtatás csökken, de az intercepció is jelentősen mérséklődik. Ennek következtében a talaj nagyobb mennyiségű vízzel gazdálkodhat. Ennek egy része - az állomány nyíltabbá válásának eredményeként - a talajfelszíni párologás értékét emeli, míg a fennmaradó rész - mivel a talaj nedvességekészletét tovább már nem növelheti - a mélybe szivárog.

Hatásvizsgálat

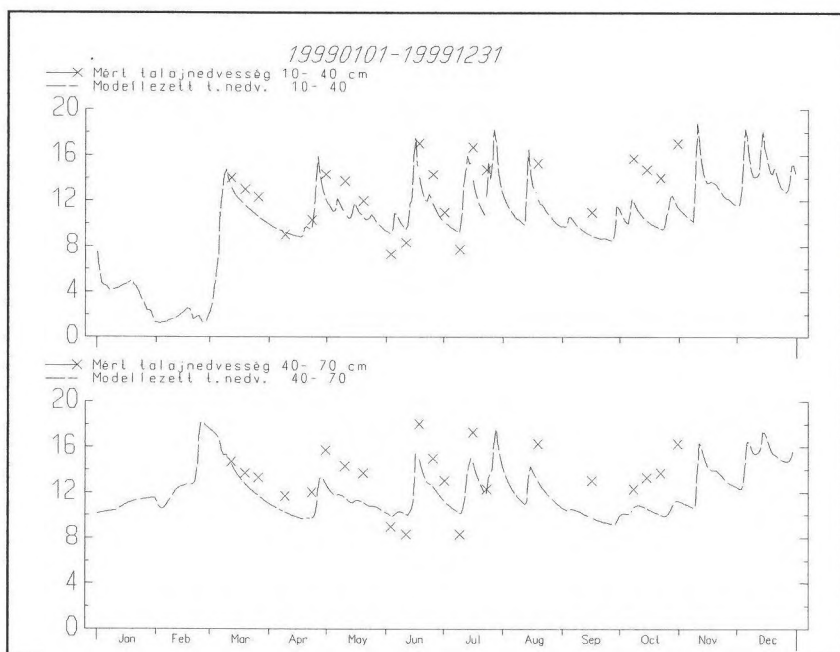
Mivel a természetben a változások egymást generálják, gyakran a „csak egyetlen elem változik” elv nem fogadható el. Amikor több, egymással szorosan összefüggő változtatásra van szükség, hogy a kívánt jelenséget modellezni, s annak hatását elemezni tudjuk, a hatásvizsgálat eszközához nyúlunk. Jó példa erre a klímaváltozás modellezése, amikor a hőmérséklet, a csapadék, a levélfelület, az állomány ellenállás stb. együttes változását kell nyomon követni (Gärdenäs-Jansson, 1995; Gácsi Zs.; 1997, 1999).

Az általam bemutatásra szánt modellezés a területhasználatban beálló változás hatását vizsgálja: az erdőállományra illesztett modell segítségével bemutató jellegű becslést adok ugyanazon terület növényzettől mentes állapotban kialakuló nedvességforgalmára.

Mivel a növényzet nélküli talaj vízforgalmának modellezését kizárólag elméleti alapokon végeztem, s annak egyetlen elemére sem végeztem terepi ellenőrzést, az eredményeket - bár a folyamatok jellegét valószínűleg jól követik - csak tájékoztató jellegűnek lehet tekinteni. A nagyobb hibák elkerülése végett választottam növényzet nélküli talajfelszínt, s nem pl. gyepterületet. Így a növényi vízfelvételt teljes egészében ki lehetett zárni, s nem kellett egy általam ismeretlen tulajdonságokkal bíró növényzet vízfelvételi sajátosságait becsülni.

A növényzet nélküli talaj vízforgalmának vizsgálata céljából az alábbi főbb változtatásokat végeztem az erdőállományra illesztett modell beállításain: kizártam a növényi vízfelvételt és az intercepció jelenségét, a párolgás számításához használt felszíni ellenállást nem a növényzet alapján számítottam, hanem a csupasz talajfelszínnek megfelelő irodalmi adatokat használtam (télen 1000 s/m - Jansson 1987, egyébként 50 s/m. ó- Lewan 1996), a talaj nedves és száraz albedóját az avar becsült értékéről átállítottam a homok irodalmi értékére (Szász G.- Tőkei L. 1997), a nullponteltolódást növényzet híján nullának, míg az érdességi szintet 0,02 cm-nek vettem, a talajprofil felső 4 cm-éből eltávolítottam az avarréteg sajátos vízháztartási sajátosságainak megfelelő beállításokat, s végül a humuszréteg vastagságát 0 cm-ben állapítottam meg.

Az esetleges komolyabb elvi hibák kiszűrése végett a csupasz talajra modellezett nedvességtérkéket összevetettem a vadföldön, vaddohány alatt mért értékekkel. Mint azt a 29. ábra mutatja, meglepően jó egyezést találtam. Ez jó, mert igazolja, hogy a modell alapvető beállításai helyesek. Ugyanakkor - mivel nem történt tényleges illesztés - természetesen nem jelenti automatikusan azt, hogy a vaddohány alatt ugyan olyan nedvességviszonyok lennének, mint csupasz területen. A kérdés mindenesetre további vizsgálatokra érdemes...



29. ÁBRA: CSUPASZ TALAJ MODELLEZETT, ÉS PARLAGTERÜLET MÉRT NEDVESSÉGTARTALMA

A modellfuttatás eredményeként előállt egyensúlyi vízforgalmat - összehasonlításban az erdőterület egyensúlyi vízforgalmával -, s ezek átlagos csapadéku évben becsült értékét a 10. táblázat mutatja be.

	Erdő		Növényzet nélküli talajfelszín	
	CS	CS↓	CS	CS↓
Evaporáció	107	97	255	225
Transzspiráció	235	232	0	0
Intercepció	111	103	0	0
Mélybeszivárgás (2 m -)	352	129	550	336
Hó XII.31-én	38	23	44	28
Egyensúlyi vízkészlet	289	251	305	288

10. TÁBLÁZAT: ERDŐTERÜLET ÉS CSUPASZ TALAJFELSZÍN EGYENSÚLYI VÍZFORGALMA
AZ 1999. ÉVI ADATOK ALAPJÁN, ILL.
A SOKÉVI ÁTLAGOS CSAPADÉKMENNYISÉGGEL SZÁMOLVA

Az egyensúlyi nedvességforgalmak alapján a növényzet nélküli talajfelszín hosszú távon 2-2,5-szer akkora evaporációval jellemezhető, mint az erdőtalaj. Ez megfelel **Major** (1973) azon megállapításainak, melyek szerint a csupasz talaj párolgása jelentős, meghaladhatja a csapadék 50%-át is, ill. a párolgás az erdő alatt - több kutatóra hivatkozva - 2-3-szor kisebb, mint erdő nélkül. E megállapításokat fenti adatok alapján azzal egészítem ki, hogy e hatás annál inkább érvényre jut, minél kisebb az évi csapadékösszeg. A becsült adatok szerint 805 mm csapadékból valamivel több, mint 30%, 561 mm csapadékból viszont már több, mint 40% fordítódott (ill. fordítódott volna) evaporációra.

A mélybeszivárgás a megnövekedett talajfelszíni párolgás ellenére (a növényi vízfogyasztás és az intercepció elmaradása miatt) csupasz talajfelszín esetében lényegesen nagyobb. Csökkenő csapadékmennyiség hatására erdőállomány alatt jelentősebben csökken a mélybeszivárgás, mint erdőn kívüli területen.

Mivel az erdőn kívüli földterületek a vegetációs időben szinte kivétel nélkül valamilyen növényzettel borítottak (mezőgazdasági kultúra, gyepterület, selyemkóró stb.), igazán tanulságos az lenne, ha a modellt a kísérleti terület mellett lévő, vaddohánnyal borított területre illesztlenénk, s úgy végeznénk el a fenti összehasonlítást. De ez már legyen egy másik tanulmány tárgya...

ÖSSZEFOGLALÁS (II. VÍZFORGALMI MODELLEZÉS)

A természetben zajló folyamatok megfigyelése során a valóságot mindig csak leegyszerűsítve, modellezve vizsgálhatjuk. Ugyanakkor magától értetődően merül fel az igény, hogy modelleink minél inkább megközelítsék a valóságot. Ennek megfelelően - s nem utolsó sorban a számítástechnika rohamos fejlődésének eredményeként - a tudomány szinte minden területén megjelentek az egyes tudományterületek ismereteit mind jobban szintetizáló tudományos kutató modellek.

Az erdőállományok vízforgalmának modellezése számos előnyt rejt magában a pusztán hagyományos módszereket alkalmazó kutatásokhoz képest, ennek megfelelően Európa számos országában fejlesztettek, s - a nemzetközi szakirodalom tanúsága szerint - használnak vízforgalmi modelleket. Hazánkban mindezekig nem történt meg:

- egy nemzetközileg elismert, erdőállományok vízforgalmának modellezésére alkalmas kutató modell erdőállományban való tesztelése, hazai viszonyokra való illesztése - modell adaptáció;
- erdőállományok vízforgalmának vizsgálatára alkalmas módszertan hazai kidolgozása;
- az adaptált-kidolgozott módszer hazai alkalmazásának beindítása.

Az Uppsalai Agrártudományi Egyetemen kifejlesztett SOIL modell (Jansson 1994, 1996) egy olyan fizikai alapokon nyugvó, egy dimenziós, tudományos kutató modell, melyet eredetileg erdőállománnyal borított, rétegzett talajszelvény víz- és hőforgalmának szimulálására készítettek. 1997-ben lehetőségem nyílt, hogy létrehozzak egy Erdő-hidrológiai Állomást, melynek alapvető célja ezen modell hazai erdőállományokra való adaptálása.

Az erdő-hidrológiai adaptációs munka eredményeként kialakult mérési-adatfeldolgozási módszertant dolgozatomban részletesen ismertettem. Tárgyaltam a kísérleti terület kiválasztásának szempontjait, a mérendő alap- és ellenőrző adatok körét, ill. a mérések konkrét kivitelezését. Ismertettem a modell egyenletrendszerének legfontosabb elemeit, több helyütt az egyes egyenletek alkalmazási körét, érvényességét is érintettem. Konkrét példát adtam az egyenletrendszer hazai viszonyok közötti, erdőterületre érvényes összeállítására, s felparaméterezésére. Bemutattam a modell mért ellenőrző adatokra történő illesztését, ill. hagyományos úton számított értékekkel való ellenőrzését. Elvégeztem a modellezett vízforgalom kiértékelését, s néhány példát adtam a további felhasználás tekintetében (pl.: érzékenységszámítás, hatásvizsgálat bemutatása konkrét példán keresztül).

Ily módon a modell egy hazai erdőállományra való illesztése, és annak ellenőrzése megtörtént; a magyarországi erdőállományok vízforgalmának számítógépes modellezésére alkalmas módszertan kidolgozásra került.

A beindított gyakorlati alkalmazás első fontosabb eredményeit az alábbiakban ismertetem.

A terepi mérések és a hagyományos úton végzett számítások egyértelműen igazolták a modell illesztésének sikerességét: az illesztett modell az ellenőrzött jellemzők tekintetében hűen adta vissza a valóságos folyamatokat.

Az óras meteorológiai alapadatokon alapuló modellfuttatás jobban megközelítette a tényleges folyamatokat (pl.: interceptió), mint a napi adatokon alapuló modellezés, de ez utóbbi is jó tájékoztatást nyújtott a vízforgalomról. Az alábbi megállapításokat az óras léptékű kiértékelés eredményei alapján fogalmaztam meg.

Intercepció

Az intercepció éves értéke 134 mm, az éves csapadék 17%-a volt. Érdekes - bár a szakirodalomban nem ismeretlen - jelenség, hogy a nyugalmi időszak intercepciója (42 mm - 13%) alacsonyabb volt, mint a vegetációs időszaké (92 mm - 19%). A jelenséget a kis csapadékú napok kisebb %-os előfordulása és a kedvezőtlenebb párolgási feltételek okozták.

Az intercepciós kertben a vegetációs időszakban mért törzsi lefolyás értéke gyakorlatilag elhanyagolható volt.

A kísérleti állomány átlagos benedvesedési kapacitása a vegetációs időszakban: 1,16 mm-nek adódott. Ez lényegesen kevesebb a **Führer E.** (1994) által luc (5,11 mm), bükk (3,53 mm) vagy kocsánytalan tölgy (3,11 mm) állományokra közölt értékeknél.

Evaporáció

A kísérlet évében evaporációra 106 mm víz fordítódott, ami az évi csapadék 13%-a. Természetesen ennek legnagyobb része (87 mm) a vegetációs időszakban párolgott el.

Transzspiráció

A növényi vízfogyasztás 1999. rendkívül csapadékos évében 207 mm-nek adódott, ami az éves csapadékösszeg kissé több, mint egynegyede.

Ebből 188 mm jut a vegetációs időre, ami az időszak csapadékának 39%-a. A növényzet vízfogyasztását a csapadék és a talaj nedvességekészlete együttesen fedezte. A növényi vízfogyasztás március elején érte el a lehetséges érték 70%-át, májustól októberig pedig folyamatosan annak 90%-a körül/felett alakult. A tényleges párolgotatás a teljes vegetációs időszak alatt a lehetséges érték közelében mozgott. Ez a növényi párolgotatás szempontjából igen kedvező környezeti feltételekre - vízbőségre - utal. A potenciális növényi vízfelvétel aktuálissá válásában a hőmérséklet vízfelvételt csökkentő szerepe volt az uralkodó. Az év eleji fagyos és néhány egyéb, rövid időszaktól eltekintve a talaj nedvességtartalma nem korlátozta a vízfelvételt.

A talajrétegenkénti növényi vízfelvétel modellezett értékei a gyökérzet eloszlásának paraméterként megadott %-os összetételét adták vissza. A legtöbb vizet (kb. 50%) a 10-40 cm-es talajrétegből vette fel az állomány; az eltemetett réteg - mindössze 10 cm-es vastagsága ellenére - mintegy 15%-ban fedezte a növényzet vízigényét. A meteorológiai értékelésnél jelzett két aszályveszélyes időszak (május, ill. augusztustól a vegetációs idő végéig) a modellezett növényi vízfelvételben nem volt megfigyelhető csakúgy, ahogy a terepen végzett növedékmérés során sem. A vízfelvétel tavaszi megindulása kb. egy hónappal előzte meg az intenzív vastagsági növekedés kezdetét, s a modellezett vízfelvétel az őszi csökkenés/leállás tekintetében is összhangban volt a mért vastagsági növekedéssel.

A nyugalmi időszak vízfogyasztása természetesen csekély, az evaporációhoz hasonlóan 19 mm körül alakult.

Mélybeszivárgás

Figyelemre méltó tény, hogy a fenyvessel borított területen az 1999. évi csapadék 34%-a 1,3 m-nél mélyebbre - azaz a gyökérzóna alá - jutott, míg 29%-a 2 m-nél is mélyebbre szivárgott. Ezen felül a csapadék mintegy 16%-a a talaj vízkészletének növelésére fordítódott.

Vízkészlet-változás

A talaj vízkészlet-változásáról már részben a transzspiráció, részben a mélybeszivárgás kapcsán említést tettem. A nagymennyiségű csapadék következtében a vizsgált időszak alatt a talaj vízkészlete jelentősen növekedett (+130 mm / 2 m).

A modell segítségével a vízháztartási egyenletet minden egyes talajrétegre fel lehet írni. A rétegek nedvességforgalmát a rétegekbe áramló víz, az evaporáció (1. réteg), a rétegenkénti növényi vízfelvétel (2-6. rétegek), a rétegenkénti vízkészlet-változás, s az ezek előjeles összegeként adódó mélyebb rétegbe történő nedvességáramlás jellemzi.

Az 1999. évi adatok alapján végzett modellfuttatás eredménye nem független az 1998-as évtől. Ha a modellezés nyújtotta lehetőségeket szélesebb körben szeretnénk kihasználni, szükségünk lehet rá, hogy ezt a függést megszüntessük. Az érzékenység-vizsgálatok összehasonlító elemzéseit például tévútra vezetheti, ha a vízforgalmat nem csak a vizsgált rendszer sajátosságai alakítják.

A probléma kezelésére bevezettem az un. „egyensúlyi nedvességprofil” fogalmát (Gács, 1997). Amennyiben a modellt kellően hosszú ideig (2-3 év) futtatjuk egy és ugyan azon év jellemzőivel, a beálló dinamikus egyensúly hatására az egyes évek vízforgalma közötti különbségek fokozatosan megszűnnek, s a talaj év végi (záró) nedvességprofilja egyenlővé válik az év eleji (kezdeti) nedvességprofillal. E nedvességprofil neveztem el egyensúlyinak. Az egyensúlyi nedvességprofil legfontosabb tulajdonságai a következők:

- adott körülmények mellett egyedi, azaz a vizsgált rendszertől - és csak attól - függ;
- egyediségéből adódóan alkalmas a beálló dinamikus egyensúly, s ezen keresztül az adott talaj-növényzet-légkör rendszer jellemzésére;
- a modellfuttatás kiinduló nedvességprofiljává téve biztosítja a kiértékelés külső hatásoktól való függetlenségét, több futtatás esetén összehasonlíthatóságát.
- mivel a vizsgált körülmények a természetesnél hosszabb ideig - egészen a dinamikus egyensúly beálltáig - hatnak, eredményük felnagyítva jelentkezik;

Az egyensúlyi nedvességprofil használatával előálló modellezett vízforgalom megnevezésére bevezettem az „egyensúlyi vízforgalom”, vagy más néven „egyensúlyi nedvességforgalom”, az egyensúlyi nedvességprofil mellett a talajban lévő víz mennyiségére pedig az „egyensúlyi vízkészlet” fogalmát.

Az egyensúlyi nedvességforgalom alapján levonható legfontosabb következtetések az alábbiak:

Az 1999-es év vízforgalma csak a mélybeszivárgás tekintetében tért el az egyensúlyi vízforgalomtól; ez utóbbi esetében a talaj nedvességekészlet-változása nulla, s az ily módon „felszabaduló” vízmennyiség hozzáadódik a mélybeszivárgáshoz. A vízforgalom hasonló alakulását az okozta, hogy a rendkívüli csapadékbőség hatására az 1999-es év végére a talaj nedvességprofilja megfelelt az egyensúlyi nedvességprofilnak. Ez azt jelenti, hogy amennyiben a 2000. év hasonló lenne, mint az 1999-es, a tényleges vízforgalom megfelelné az egyensúlyinak: a csapadék 44%-a (több, mint 350 mm) az erdei fenyves gyökérzónája alá szivároghatna anélkül, hogy a talaj igen magas nedvességekészlete csökkenne! Ez természetesen csak elméleti megállapítás, de jól rávilágít arra, hogy már két egymást követő, csapadékos év esetében is jelentős mélybeszivárgás lehetséges a vizsgált erdei fenyves alatt.

Az érzékenység-vizsgálatok tapasztalatai alapján elmondható, hogy a mért meteorológiai jellemzők közül a vizsgálat évében az állomány vízforgalma leginkább a levegő páratartalmára volt érzékeny; 10%-os növelése, vagy csökkentése a legtöbb vízháztartási elem 10%-ot meghaladó változását eredményezte. A csapadék jelentős (70%-os) csökkentésére a vízforgalom alapvetően a mélybeszivárgás csökkenésével reagált; a növényi vízfelvétel mérséklődése gyakorlatilag elhanyagolható volt. Ez azt mutatja, hogy az állomány a bő csapadékú évben nem párologtatott többet, mint egy átlagos csapadékú években. Lényegesen kisebb volt a vizsgált időszak léghőmérsékletének jelentősége, míg a globálsugárzás $\pm 10\%$ -os megváltoztatása, ill. a szélsőbességek kétszeresére növelése, vagy felére csökkentése a legfontosabb vízháztartási jellemzőkben egyáltalán nem jelentkezett.

A növényzet jellemzői közül csak a levélfelület nagyságára való érzékenységet mutattam be. A fenyves asszimiláló felületének nagysága igen meghatározónak bizonyult a vízforgalomra nézve. A levélfelület csökkenésével leginkább a párologtatás csökkent, de az intercepció is jelentősen mérséklődött. Ezek eredményeként a mélybeszivárgás növekedett, az állomány nyíltabbá válásának következtében pedig emelkedett a talajfelszín párolgása.

A vízháztartás elemeinek órás léptékben modellezett értékeit lehetetlen teljes egészében, minden részterületet átfogó módon kiértékelni. A modellhasználó érdeklődési területétől függően számtalan olyan kérdés merülhet fel, melyet az illesztett modell adatain, ill. az érzékenység-, vagy hatásvizsgálat módszerén keresztül lehet, és érdemes vizsgálni.

Az értekezés eredményeinek összegzése

A közvetlen talajvízszint-észlelés, mint módszer, elsősorban a talajvíz-mérleg vizsgálatára alkalmas; a vízháztartás egészének elemzésére kevésbé. A vízháztartás egyes elemei közötti kölcsönhatásrendszer, az egyes elemek egymáshoz viszonyított súlya ily módon nem, vagy csak speciális körülmények között tanulmányozható. Az eljárás alkalmazhatóságát tovább korlátozza, hogy sok helyütt a talajvíz szintje jelentős mélységben húzódik, valamint az a tény, hogy a vízszintet nem csak helyi hatások alakítják. Az eredmények általánosíthatósága sok esetben nehézségekbe ütközik; igen kiterjedt kúthálózat több évtizedes megfigyelésére van szükség. Nem kérdéses viszont, hogy a módszer viszonylag egyszerű.

Lényegesen bonyolultabb a talaj-növényzet-légkör rendszer vízforgalmának modellezése, ám a fenti problémákat javarészt kiküszöböli: a vízháztartás elemei együttesen és külön-külön is tanulmányozhatók, a módszer alkalmazása nem kötött a talajvízhez, a helyi hatások maximálisan figyelembe vehetők, a vízforgalom más körülmények (talaj, klíma stb.) közötti alakulására ellenőrzött becslés adható, s mindezek eredményeként a módszer kevésbé időigényes.

Fenti módszerekkel végzett kutatásaim legfontosabb eredményei a következők.

A vízigényes állományok alatt kísérleti céllal fúratott talajvíz-kutak vízjárásából az alábbi következtetéseket vontam le:

1. A talajvíz-szintek felszín alatti mélységének összehasonlítása nem adott értékelhető eredményt, míg a tengerszintre való átszámítás következtében az adatok egyértelműen értelmezhetővé váltak. E jelenség felhívja a figyelmet arra, hogy ilyen jellegű vizsgálatoknál a mikrodomborzat hatását nem szabad figyelmen kívül hagyni!
2. A területen jelentős mértékű talajvíz-áramlást (hozzáfolyást-elfolyást) nem tapasztaltam.
3. A talajvíz-kutak vízszintjei a mért meteorológiai jellemzőkkel (hőmérséklet, csapadék) szorosan összefüggnek, azaz a talajvíz elég felszínközeli ahhoz, hogy a csapadékvízből közvetlenül pótlódjék.
4. Az egyes kutak talajvíz-görbéi éves periódusukat tekintve hasonló lefutásúak, alapvető különbség csak mélységi elhelyezkedésükben van.
5. A görbék éven belüli alakulása, ill. a vegetációs időszak folyamán folyamatosan kialakuló különbségek arra utalnak, hogy a növényzet a kísérleti területen jelentős vízszint-alakító tényező.
6. A növényzet összetételének, korának és fejlettségének eltéréséből adódó vízszint-különbségek a kísérleti területen egyértelműen kimutathatóak voltak. Bizonyítottan mélyebben húzódott a talajvíz-szint:
 - idősebb állomány alatt fiatal állományhoz képest;
 - fiatal állomány alatt parlagterülethez képest;
 - ugyanazon erdőrészlet jobb növekedésű sarj újulata alatt, a gyöngébb növekedésű sarj újulathoz képest;
 - bármilyen minőségű sarj újulat alatt parlagterülethez képest;
 - sarj újulat alatt 2 évvel fiatalabb mesterséges felújításhoz képest;
 - mesterséges felújítás alatt ugyanazon ültetési szezonban telepített szilváshoz képest.

7. Az emberi beavatkozások hatása a talajvíz szintjének mélységi alakulásában egyértelműen kimutatható volt:

- az idős állomány letermelésének eredményeként a talajvíz szintje a parlagkútéhoz képest - és abszolút értékben is - emelkedett;
- a sarjról felújított terület egy részének kituskózását a talajvíz-szint emelkedése egyértelműen jelezte;
- a természetes és mesterséges erdőfelújítás talajvízszintre gyakorolt rövidtávú hatásában - a sarjak erősebb vízfogyasztásán keresztül - különbség mutatkozott.

Fontosnak tartom megismételni, hogy az erdő alatti alacsonyabb talajvíz-szint nem jelenti automatikusan ezen állományok negatív vízháztartási szerepét is!

A talaj-növényzet-légkör rendszer komplex vízforgalmi modellezésének legfontosabb eredményei az alábbiak:

- Elvégeztem a rétegzett, növényzettel borított talaj víz- és hőforgalmának modellezésére Svédországban fejlesztett SOIL modell honi erdőállományban való tesztelését, hazai viszonyokra való illesztését. A terepi mérések és a hagyományos úton végzett számítások egyértelműen igazolták a modell illesztésének sikerességét: az illesztett modell az ellenőrzött jellemzők tekintetében hűen adta vissza a valóságos folyamatokat.
- Kidolgoztam, s bemutattam az első hazai erdő-hidrológiai alkalmazás módszertanát, mely ajánlásokat, ill. konkrét példát ad:
 - a terület kiválasztásának szempontjaira;
 - a mérendő alap- és ellenőrző adatok körére;
 - a mérések konkrét kivitelezésére;
 - a modell egyenletrendszerének hazai erdőállományokban való alkalmazására, s felparaméterezésére;
 - a modell illesztésére, ill. hagyományos úton számított értékekkel való ellenőrzésére;
 - a modellezett vízforgalom kiértékelésére;
 - a modell néhány további felhasználására (bevezetve az egyensúlyi nedvességprofil fogalomkörét).
- A modell alkalmazásával megállapítottam egy középkorú erdei fenyves 1999. évi vízforgalmának főbb jellemzőit:

- A mennyiségi elemzés sarokszámai

Nyugalmi időben (327 mm csapadékból):

Evaporáció - 19 mm
 Transzspiráció: - 19 mm
 Intercepció: - 42 mm
 Mélybeszivárgás (2 m alá): - 64 mm
 Talaj nedvességekészletének változása (2m): -183 mm

$$\begin{aligned}
 &+ 327 \\
 &C_s = + 327 \\
 &E = - 19 \\
 &T = - 19 \\
 &I = - 42 \\
 &B = - 64 \\
 &\Delta R = 327 - 144 = + 183
 \end{aligned}$$

Vegetációs időben (481 mm csapadékból):

Evaporáció 87 mm
 Transzspiráció: 188 mm
 Intercepció: 92 mm
 Mélybeszivárgás (2 m alá): 167 mm
 Talaj nedvességekészletének változása (2m): -53 mm

- Fontosabb megállapítások

- A tényleges párologtatás a teljes vegetációs időszak alatt a lehetséges érték közelében mozgott. Ez a növényi vízfogyasztás szempontjából igen kedvező környezeti feltételekre - vízbőségre - utal. A potenciális növényi vízfelvétel aktuálissá válásában a hőmérséklet vízfelvételt csökkentő szerepe volt az uralkodó. Az év eleji fagyos és néhány egyéb, rövid időszaktól eltekintve a talaj nedvességtartalma nem korlátozta a vízfelvételt.
 - A legtöbb vizet (kb. 50%) a 10-40 cm-es talajrétegből vette fel az állomány; az eltemetett réteg - mindössze 10 cm-es vastagsága ellenére - mintegy 15%-ban fedezte a növényzet vízigényét.
 - A csapadék 34%-a a gyökérzóna alá jutott, 29%-a pedig 2 m-nél is mélyebbre szivárgott. Amennyiben a 2000. év az 1999. évhez minden tekintetben hasonló lenne, a csapadék 44%-a (több, mint 350 mm) az erdei fenyves gyökérzónája alá szivárogthatna anélkül, hogy a talaj igen magas nedvességtartalma csökkenne.
 - A mért meteorológiai jellemzők közül a vizsgálat évében az állomány vízforgalma leginkább a levegő páratartalmára volt érzékeny; 10%-os növelése, vagy csökkentése a legtöbb vízháztartási elem 10%-ot meghaladó változását eredményezte. A csapadék jelentős (70%-os) csökkentésére a vízforgalom alapvetően a mélybeszivárgás csökkenésével reagált; a növényi vízfelvétel mérséklődése gyakorlatilag elhanyagolható volt. Ez azt mutatja, hogy az állomány a bő csapadékú évben nem párologtatott többet, mint egy átlagos csapadékú években. Lényegesen kisebb volt a vizsgált időszak léghőmérsékletének jelentősége, míg a globálisugárzás $\pm 10\%$ -os megváltoztatása, ill. a szélsőérték kétszeresére növelése, vagy felére csökkentése a legfontosabb vízháztartási jellemzőkben egyáltalán nem jelentkezett.
 - A fenyves asszimiláló felületének nagysága igen meghatározónak bizonyult a vízforgalomra nézve. A levélfelület csökkenésével leginkább a párologtatás csökkent, de az intercepció is jelentősen mérséklődött. Ezek eredményeként a mélybeszivárgás növekedett, az állomány nyíltabbá válásának következtében pedig emelkedett a talajfelszín párolgása.
- A modell illesztésének eredményeként ellenőrzött becslést adtam olyan - elsősorban növényi - paraméterek értékére (ld.: 8. sz. melléklet), melyek meghatározása sok esetben igen körülményes; pl.: levélfelület index, teljesen nyitott légzőnyílás maximális vezetőképessége, a légzőnyílás nyitottságának páratartalomtól való függése, a korona fajlagos intercepciós tárolási kapacitása, a modellezett talaj azon nedvességpotenciál értéke, mely alatt az állomány vízfelvétele csökkenni kezd stb.
 - Az illesztett modell órás léptékben modellezett vízforgalma a felhasználó érdeklődési területétől függően rendkívül sokoldalúan kiértékelhető (pl.: napon belüli, ill. heti kiértékelések, egy-egy csapadékesemény nyomon követése stb.).

Ajánlások

- Meggyőződésem, hogy az erdőállományok vízforgalmának számítógépes modellezése révén jelentősen bővíthetnénk erdeink vízháztartásáról szerzett ismereteinket. Az ország számos pontján folynak olyan automata észlelések, melyek alkalmasak lehetnek a modellmódszerrel történő feldolgozásra; az erdészeti kutatás előnyére válna, ha kihasználnánk az ebben rejlő lehetőségeket.
- A vízháztartással kapcsolatos vizsgálatok egyik legfontosabb alapadata a talaj nedvességtartalma. Ennek ellenére az országban lévő erdei mérőállomások többségében sajnos egyáltalán nem, vagy csak időszakosan mérik a talajnedvességet. Az okok között minden bizonnyal jelentős szerepet játszik a megbízható, automatizálható, olcsó módszer hiánya. Eddigi tapasztalataim szerint az e dolgozatban bemutatott TDR rendszerű talajnedvesség mérő szenzor alkalmas, és érdemes arra, hogy a vízháztartási vizsgálatok általános eszközévé váljon.

Köszönetnyilvánítás

Abban a szerencsés helyzetben vagyok, hogy munkám során rendkívül sok segítő szándékú Emberrel hozott össze a sors. Szeretném szívből jövő köszönetemet kifejezni mindnyájuknak!

Különösen hálás vagyok:

Dr. Szodfridt István professzor úrnak, kedves tanáromnak és témavezetőmnek, aki atyai jóbarátként indított el az erdészeti kutatás útján; s a **Termőhelyismerettani Tanszék** teljes kollektívájának azért a kellemes alkotói légkörért, amelyből volt szerencsém részesülni;

Dr. Rajkai Kálmánnak, az MTA TAKI kandidátusának, aki külső témavezetőként és konzulensként bevezetett a modellezés rejtelmeibe, aktív kutatóként példát adott felkészültségből, alaposságból, önzetlen segítőkészségből, s ráadásként barátságával is kitüntetett;

Dr. Szász Gábor professzor úrnak, akinek kedélyes magyarázatai nyomán a legbonyolultabbnak tűnő meteorológiai formulák is értelmet nyertek;

Per-Erik Jansson tanszékvezető úrnak és **kollégáinak** az Uppsalai Agrártudományi Egyetem Talajtani Tanszékéről a szíves vendéglátásért és a tapasztalatcseréért;

A **Kiskunsági Erdészeti és Faipari Részvénytársaság** vezetőségének a kutatás legfontosabb feltételeinek biztosításáért;

Észlelőimnek (**Vida László**, **Virág Zoltán**) és talajlaboránsaimnak (**Molnár Ferencné**, **Maleczné Barányi Anita**) lelkiismeretes munkájukért; és

Kacsóh Józsefnek (ERTI) az intercepciós kert felállításában nyújtott segítségéért.

A kutatás pénzügyi fedezetének előteremtésében jelentős segítséget nyújtottak:

Földművelésügyi és Vidékfejlesztési Minisztérium, Erdészeti Hivatal;

Dr. Góbölös Antal, az Állami Erdészeti Szolgálat Kecskeméti Igazgatóságának Igazgatója;

Kiskunsági Erdészeti és Faipari Részvénytársaság; valamint a

SOROS Alapítvány.

Nem lehetek eléggé hálás kedves **édesanyám** és **édesapám** szeretetteljes támogatásáért, s szerető feleségem, **Veronika**, türelméért...

Köszönöm!

Kelt: Kecskeméten, a Millennium évében.

- Andrén O., K. Rajkai and T. Kätterer (1991) A non-destructive technique for studies of root distribution in relation to soil moisture. Agriculture Ecosystems & Environment, 34. 269 - 278.
- Andrén O., E. Steen and K. Rajkai (1992) Modelling the effects of moisture in barley straw and root decomposition in the field. Soil Biol. Biochem. 34. 727 - 736.
- Ballenegger R. (1931) A belvízlevezetés, a lecsapolás és az elszikésedés talajtani vonatkozásai. Vízügyi közlemények, p.: 7 - 12.
- Berényi P.-Erdélyi M. (1990) A rétegvíz szintjének süllyedése a Duna-Tisza közén. Kézirat. Tervezett megjelenés: Vízügyi közlemények.
- Botvay K. (1965) Éghajlattan Egyetemi jegyzet, Sopron
- Braun, H. J.; Marte I. (1987) Zur Wasseraufnahme bei Bäumen nach der Ende der täglichen Transpiration und Gedanken zum Transpirationsprinzip Allgemeine Forst- u. Jagdzeitung, 158. p: 67 - 70.
- Brechtel, H. M.; Pavlov M. B. (1977) Niederschlagsbilanz von Waldbeständen verschiedener Baumarten und Alterklassen in der Rhein-Main-Ebene Forstl. Versuchsanst., Hessen
- Brechtel, H. M.; Lehnardt F. (1982) Einfluss der Grundwasserabsenkung auf Waldstandorten Forstl. Versuchsanst., Hessen
- Buckingham, E. (1907) Studies on the movement of soil moisture. U.S.D.A. Bureau of Soils Bulletin No. 38, Government Printing Office, Washington, USA
- Buzetzký Gy., Zsuffa I. (1979) A Duna-Tisza köze vízrajzi viszonyai, vízrendezés in: Nemzeti Park a Kiskunságban (szerk. Tóth K.), p.: 108 - 164. Natura, Bp.
- Csatári B.; Csordás L. (1990) A Duna-Tisza közti hátság településfejlődése és hatásai a vízháztartásra. Szakértői vélemény. in : A Duna-Tisza közti hátság vízgazdálkodása (MTESZ Csongrád megyei munkacsoportja), Szeged
- Danszky I. (1963) szerk. Magyarország erdőgazdasági tájainak erdőfelújítási, erdőtelepítési irányelvei és eljárásai. VI. Nagyalföld erdőgazdasági tájcsoporthoz Országos Erdészeti Főigazgatóság, Budapest

- Dudinszky Lászlóné (1995) Magyar Hidrológiai Társaság XIII. Országos Vándorgyűlés I-II. kötet
Magyar Hidrológiai Társ., Bp.
- Führer E. (1992) A klíma szerepe az Alföldfásítás múltjában és jövőjében
in: A Nagyalföld alapítvány kötetei 2. Az Alföld fásítása (szerk.: Rakonczai J.), p.: 33 - 40.
Belügyminisztérium
- Führer E. (1994) Bükkös-, Kocsánytalan tölgyes- és Lucfenyves csapadékvíz- és csapadékvízben oldott tápanyagbevétele.
Kandidátusi értekezés.
ERTI, Bp.
- Gärdenäs, A. - Jansson, P-E. (1995) Simulated water balance of Scots pine stands in Sweden for different climate change scenarios
Journal of Hydrology 166 (1995) 107-125
- Gácsi Zs. (1997) Erdőállományok víz- és hőforgalmának modellezése
(A klímaváltozás vízháztartásra gyakorolt hatásának vizsgálata)
Konferencia füzet
II. Klímakonferencia, Sopron, 1997.
- Gácsi Zs. (1997) A talaj hidrofizikai tulajdonságainak hatása a talaj-növényzet-légkör rendszer vízforgalmára
Értekezés doktori szigorlatra
Kézirat, Kecskemét
- Gácsi Zs. (1999) Erdőállományok víz- és hőforgalmának modellezése
(A klímaváltozás vízháztartásra gyakorolt hatásának vizsgálata)
Erdészeti Lapok, CXXXIV. évf. 2. sz. p.:44-45.
- Gácsi Zs. szerk. (1999) ERDŐ-VÍZ
Szemelvények erdészeti kutatási és gyakorlati munkákból
Kecskemét
- Harmati I. (1990) A Duna-Tisza köze vízháztartása és a mezőgazdasági tevékenységek közötti kölcsönhatások.
Szakértői vélemény.
in : A Duna-Tisza közű hátság vízgazdálkodása (MTESZ Csongrád megyei munkacsoportja), Szeged
- Horváth V. (1994) Felszín alatti víz beszerzési lehetőségek az Alföldön
Vízügy közl., 1994/4 p: 411 - 419.
- Huber, B. (1953) Was wissen wir vom Wasserverbrauch des Waldes?
Forstwiss. Cbl., 72 p: 257 - 264.

- Ijjász E. (1938-39) Grundwasser und Baumvegetation unter besonderer Berücksichtigung der Verhältnisse in der Ungarischen Tiefebene.
Erdészeti Kísérletek,
vol.:40., p:159 - 269.; vol.:41., p.:1-166.
- Iványosi Sz. A. (1990) A Duna-Tisza közti hátságon bekövetkezett talajvíz-szint-süllyedés hatása a természetvédelemre.
Szakértői vélemény.
in : A Duna-Tisza közti hátság vízgazdálkodása (MTESZ Csongrád megyei munkacsoportja), Szeged
- Jansson, P-E.- Halldin, S. (1979) Model for the annual water and heat flow in a leayered soil. In: S. Halldin (ed.) *Comparison of Forest and Energy Exchange Models*. International Society for Ecological Modelling, Copenhagen, 145-163.
- Jansson, P-E. (1987) Simulated Soil Temperature and Moisture at a Clearcutting in Central Sweden
Scand. J. For. Res. 2: 127-140
- Jansson, P-E. (1994) SOIL model
User's Manual
Swedish Univ. of Agricult. Sci., Deptmt. of Soil Sci.
Uppsala
- Jansson, P-E. (1996) Simulation Model for Soil Water and Heat Conditions
Description of the SOIL model
Swedish Univ. of Agricult. Sci., Deptmt. of Soil Sci.
Uppsala
- Járó Z. (1970) A hidrológiai viszonyok szerepe a termőhely értékelésében
Erdőgazdaság és Faipar 1-3, p.:3-17.
- Járó Z. (1992) A talaj szerepe az Alföldfásítás múltjában és jövőjében
in: A Nagyalföld alapítvány kötetei 2. Az Alföld fásítása (szerk.: Rakonczai J.), p.: 41 - 46.
Belügyminisztérium
- Járó Z. (1995) A legfontosabb magyarországi természetszerű, származék és kultúr erdőtársulások évi szervesanyagképzése
Zárójelentés a 1385 számú OTKA pályázatról
Kézirat
- Járó Z. - Sitkey J. (1995) Az erdő és a talajvíz kapcsolata
Erdészeti Kutatások vol. 85. p.: 35-46.
- Járó Z. - Sitkey J. (1998) Az erdő és a talajvíz kapcsolata
Nemzetközi Nyárfa Konferencia kiadványa
p.: 165-170

- Justyák L. - Víg P. (1997) Az erdő mikroklímája
In: Szász G. - Tőkei L. (1997) szerk. Meteorológia
mezőgazdáknak, kertészeknek, erdészeknek
Mezőgazda kiadó, Budapest
- Kalela, E. K. (1954) Über die Wurzelverhältnisse der Kiefern-samen-bäume
und -baumbestände
Acta Forest. Fennica, 61. p: 1 - 16.
- Käppeli, T.; Schulín, R. (1988) Lysimeteruntersuchungen zur Wasserbilanz von Pappel,
Weiserle, Fichte und Gras auf einem sandigen Boden
über Schotter
Schweiz. Z. Forstwes., 139. p: 129 - 143.
- Kovács Gy. (1984) Az ásványi nyersanyagtermelés hatása a felszíni és fel-
szín alatti vizekre
Időjárás. 88. 5-6. kötet. p.: 345 - 358.
Budapest
- Környezetvédelmi és Vízgazdálkodási Minisztérium (1989) Talajvízmegfigyelő kutak fúrása és kiképzése
Műszaki irányelvek, Budapest
- Köstler-Brückner-Bibelreither (1968) Die Wurzeln der Waldbäumen
Ferl. P. Pareg, Hamburg/Berlin
- Lewan, E. (1996) Evaporation, Discharge and Nitrogen Leaching from
Sandy Soil in Sweden.
Simulations and Measurements at Different Scales in
Space and Time
PhD Thesis
Swedish Univ. of Agricult. Sci., Deptmt. of Soil Sci.
Uppsala
- Liebe P. (1990) A rétegvíz-készletek és nyomásszintek változása a Du-
na-Tisza közti hátságon és azok hatásai a talajvízszin-
tekre.
Szakértői vélemény.
in : A Duna-Tisza közti hátság vízgazdálkodása
(MTESZ Csongrád megyei munkacsoportja), Szeged
- Lohammar, T. (1979) SIMP - Interactive Mini-Computer Package for
simulating Dynamic and Static Models. In: S. Halldin
(ed.) *Comparison of Forest and Energy Exchange
Models*. International Society for Ecological Modelling,
Copenhagen, 27-33.
- Lóki J. (1990) A Duna-Tisza közti hátság tájértékelése, különös tekin-
tettel a vízháztartási viszonyokra.
Szakértői vélemény.
in : A Duna-Tisza közti hátság vízgazdálkodása
(MTESZ Csongrád megyei munkacsoportja), Szeged

- Lützke, R. (1968) Die landeskulturelle Bedeutung der Wälder als Wasserverbraucher
Arch. Naturshutz u. Landschaftsforsch., 8. p: 231-239.
- Lützke, R.; Simon, K.-H. (1975) Zur Bilanzierung des Wasserhaushalts von Waldbeständen auf Sandstandorten der DDR
Forstwirtschaft, Berlin, 1., p: 5 - 12.
- Lyr-Fiedlen-Tranquini (1992) Physiologie und Ökologie der Gehölze
Stuttgart
- Magyar P. (1936) Növényökológiai vizsgálatok az Alföldi homokon
Erdészeti kísérletek, p: 115 - 206.
- Magyar P. (1960) Alföldfásítás I.
Akadémiai kiadó, Bp.
- Majer A., Kovács I. (1981) Erdő és víz
Az Erdészeti Szakbizottság kiadványa
- Major P. (1973) Síkvidéki területek talajvízháztartási jellemzőinek vizsgálata
VITUKI jelentés
- Major P. (1980) Síkvidéki területek talajvízháztartásának vizsgálata
VITUKI jelentés
- Major P. (1990) Talajvízszint-süllyedések a Duna-Tisza közén.
Szakértői vélemény.
in : A Duna-Tisza közti hátság vízgazdálkodása (MTESZ Csongrád megyei munkacsoportja), Szeged
- Major P. (1993) A Nagy-Alföld talajvízháztartása
Hidrológiai közlöny, 1993/1, p.: 40 - 43.
- Major P.; Neppel F. (1988) A Duna-Tisza közti talajvízszint-süllyedések
Vízügy közlem., 1988/4 p: 605 - 626.
- Major P.; Neppel F. (1990) Válasz Szodfridt István hozzászólására
Vízügyi közlemények, 1990/4, p.: 402 - 406.
- Marosi S., Somogyi S. (1990) Magyarország kistájainak katasztere I.-II.
MTA Földtud. Kut. Int., Bp.
- Mitscherlich, G. (1971) Wald Wachstum und Umwelt. Bd. 2: Waldklima und Wasserhaushalt
Frankfurt a. M.
- Molnár B. (1990) A Duna Tisza közti hátság vízháztartási viszonyainak értékelése a sekélyföldtani kutatási eredmények alapján, különös tekintettel a szikes tavakra.
Szakértői vélemény.
in : A Duna-Tisza közti hátság vízgazdálkodása (MTESZ Csongrád megyei munkacsoportja), Szeged
- Moltschanow, A. A. (1957) Die hydrologische Rolle des Kiefernwaldes auf Sandböden, Berlin

- Monteith, J. L. (1976) editor
Vegetation and the Atmosphere
Volume 2, Case Studies
Academic Press London, New York, San Francisco
- Pálfai I. (1990)
Összefoglaló ismertetés
in : A Duna-Tisza közti hátság vízgazdálkodása
(MTESZ Csongrád megyei munkacsoportja), Szeged
- Pálfai I. (1993-a)
Változások a Duna-Tisza köze vízháztartásában
Orsz. Vízügyi Főigazg., Bp.
- Pálfai I. (1993-b)
Talajvízszint-süllyedés a Duna-Tisza közén
Vízügy közl., 1993/4 p: 431 - 434.
- Papp L. (1988) szerk.
Az erdészettudomány története Dél-Magyarországon
MTA Szegedi Akadémiai Bizottsága, Szeged.
- Persson, G. - Lindroth, A. (1994)
Simulating evaporation from short-rotation forest:
variations within and between seasons
Journal of Hydrology 156 p: 21-45.
- Persson, G. (1995)
Water Balance of Willow Stands in Sweden
Field Studies and Model Applications
PhD Thesis
Swedish Univ. of Agricult. Sci., Deptmt. of Soil Sci.
Uppsala
- Rajkai K. (1983)
Talajfizikai tulajdonságok ökológiai célú meghatározá-
sa és alkalmazása
Kandidátusi értekezés
Kézirat, Budapest.
- Rajkai K. (1991)
A talajfelszín nedvességtartalmának mérése TDR-mód-
szerrel.
Hidrológiai Közlemények, 71: 37 - 43.
- Rajkai K., K. R. Végh, G. Várallyay, and Cs. Farkas (1997)
Impacts of soil structure on crop growth.
Int. Agrophysics. 11: 97-109.
- Ráth I. (1994)
Kritikus helyzet a Duna-Tisza közti hátságban
Öko, V. évf. 2. sz. p: 29 - 36.
- Richards, L. A. (1931)
Capillary conduction of liquids in porous mediums
Physics 1, 318-333
- Réthly A. (1933)
Az Alföld csapadékviszonyai
in: Újabb tanulmányok az öntözésről
A Földművelésügyi Minisztérium kiadványa
- Rónai A. (1980)
Referátum
in: A vízrendezések hatása a Duna Tisza köze termé-
szeti viszonyaira.
Kerekasztal beszélgetés. (szerk. Buzetzký Gy.),
p.: 49 - 53.
Kecskemét

- Schulz, H. D. (1974) Grundwasserqualität von bewaldeten und von landwirtschaftlich genutzten Einzugsgebieten
Allg. Forstzeitschrift München, 29 p.: 1079 - 1080.
- Stefanovits P. (1992) Talajtan
Mezőgazda kiadó, Bp.
- Sitkey J. (1999) Erdő és talajvíz kapcsolatára, valamint az erdőnek a kis vízgyűjtők hozamára vonatkozó kutatások ismertetése
in: Erdő-Víz (szemelvények erdészeti kutatási és gyakorlati munkákból, szerk. Gácsi Zs.)
Kecskemét
- Standovár T. and K. Rajkai (1995) Assessing water availability of a stony forest soil.
7th European Ecological Congress, Budapest, 20-25. Aug., 1995. p. 180.
- Szász G. (1988) Agrometeorológia
Mezőgazdasági kiadó, Bp.
- Szász G. - Tőkei L. (1997) szerk. Meteorológia mezőgazdáknek, kertészeknek, erdészeknek
Mezőgazda kiadó, Bp.
- Szesztay K. (1993) Az Alföld vízháztartása
Vízügyi közl., 1993/4 p: 394 - 401.
- Szodfridt I. (1990) Az erdők és a talajvíz kapcsolata a Duna-Tisza közí homokságon.
Szakértői vélemény.
in : A Duna-Tisza közí hátság vízgazdálkodása (MTESZ Csongrád megyei munkacsoportja), Szeged
- Szodfridt I. (1992) Az alföldi erdőgazdálkodás és vízgazdálkodás kapcsolata
in: A Nagyalföld alapítvány kötetei 2. Az Alföld fásítása (szerk.: Rakonczai J.), p.: 47 - 52.
Belügyminisztérium
- Szodfridt I. (1993-a) Az erdő és a talajvizek kapcsolata a Duna-Tisza közí hátság
Hidrológiai közlöny, 1993/1 p: 44 - 45.
- Szodfridt I. (1993-b) Erdészeti termőhelyismeret-tan
Mezőgazda kiadó, Bp.
- Tóth B. (1993) Az erdők és a vízgazdálkodás kapcsolata az Alföldön
Vízügyi közl., 1993/4 p: 435 - 437.
- Tóth K. (1980) Vitaindító
in: A vízrendezések hatása a Duna Tisza közí természeti viszonyaira.
Kerekasztal beszélgetés. (szerk. Buzetzký Gy.), p.: 49-53.
Kecskemét

- Towner, G. D. (1989) The application of classical physics transport theory to water movement in soil: development and deficiencies
J. Soil Sci. 40, 251-260
- Vágás I. (1993) Az erdők talajvízsüllyesztésének kútelméleti értelmezése
Hidrológiai közlöny, 1993/1 p: 60 - 61.
- Várallyay Gy. (1973) Berendezés bolygatatlan szerkezetű talajoszlopok hidraulikus vezetőképességének meghatározására.
Agrokémia és Talajtan, 22. p: 23 - 38.
- Víg P. (1995) Éghajlat
Egyetemi jegyzet, Sopron
- Walter, H.-Lieth, H. (1960) Klimadiagramm-Weltatlas.
Jena

Mellékletek

1. sz. melléklet A Bugacpusztaháza 106/A erdőrészlet termőhelyi leírása
2. sz. melléklet A Méntelek 8/C erdőrészlet termőhelyi leírása
3. sz. melléklet A Méntelek 8/C erdőrészlet talajának homogenitás-vizsgálata:
a szelvénygödrök rétegenkénti víztartó képesség (pF) görbéi
4. sz. melléklet A Méntelek 8/C erdőrészlet talajának homogenitás-vizsgálata:
a talajfúrással vett minták mechanikai összetételének adatai
5. sz. melléklet A Méntelek 8/C erdőrészlet talajának homogenitás-vizsgálata:
az 1998. évben végzett kapacitív szondás talajnedvesség-mérések adatai
6. sz. melléklet Az avartakaró víztartó képesség görbéjének kimérése, s annak ellenőrző mérései
7. sz. melléklet Középkorú erdei fenyő állomány vízforgalmának modellezése során használt kapcsolók, s azok beállítása
8. sz. melléklet Középkorú erdei fenyő állomány vízforgalmának modellezése során használt paraméterek, s azok értékei

A Bugapusztaháza 106/A erdőrészlet termőhelyi leírása



- 0 - 30 cm: világos sárgás barna, laza, homokos szerkezetű, gyökerekkel sűrűn átszőtt, meszes, gyengén humuszos homok.
- 30 - 60 cm: sötét sárgás barna, laza, homokos szerkezetű, gyökerekkel sűrűn átszőtt, erősen meszes, gyengén humuszos homok.
- 60 - 85 cm: barnás sárga, laza, homokos szerkezetű, kevés gyökeret tartalmazó, erősen meszes, humuszmentes homok.
- 85 - 110 cm: sárgás fehér, laza, homokos szerkezetű, igen erősen meszes, humuszmentes homok gyökerek nélkül.
- 110 - 130 cm: szürkésfekete eltemetett réti felszín közepes mennyiségű gyökérrel, igen magas mésztartalommal. A réteghatáron mészkőpad kezdődik!
- 130 - cm: szürke, igen erősen meszes, glejes, gyökérmentes durvahomok. A felső 20 cm mészkőpad!

Mélység (cm)	pH		CaCO ₃ (%)	Ka	hy	H (%)	5h kapill. (mm)	Szódatart. (%)	Összes só (%)
	H ₂ O	KCl							
0 -30	8,0	8,0	7,6	25	0,24	0,3	250	-	0,002
30 -60	8,2	8,1	10,8	24	0,21	0,2	370	-	0,002
60 - 85	8,3	8,2	10,7	24	0,18	-	350	0,01	0,002
85 -110	8,4	8,2	21,0	25	0,23	-	375	0,06	0,003
110 -130	8,2	7,9	27,1	28	0,83	0,5	375	0,06	0,010
130 -	8,5	8,2	21,8	25	0,17	-	351	0,07	0,005

Kitettség: sík

Lejtők: 0

Klíma: erdőössztyepp (ESZTY)

Hidrol.-i visz.: időszakos vízhatású (IDŐSZ)

Alapkőzet: meszes homok

Genetikai talajtípus: többretegű homok eltemetett réti felszínnel

Termőréteg vast.-a: középmély

Fizikai talajféleség: homok

Szerkezet: homokos

Termőhely-típus változat:
Erdőössztyepp klímájú, időszakos vízhatású, középmély termőrétegű, homok fizikai féleségű többretegű homoktalaj.

Kódszám: 441533

Tervezhető célállomány-típus:

EF - jó - 70 év

A - közepes - 25 év

HNY - közepes - 30 év

A Méntelek 8/C erdőrészlet termőhelyi leírása

1. számú szelvény

- 0 - 25 cm: világos barnás sárga, laza, homokos szerkezetű, gyökerekkel sűrűn átszőtt, gyengén meszes, humuszos homok.
- 25 - 40 cm: szürkés sárga, laza, homokos szerkezetű, gyökerekkel közepesen átszőtt, gyengén meszes, humuszos homok.
- 40 - 70 cm: világos barnás sárga, laza, homokos szerkezetű, gyökerekkel közepesen átszőtt, gyengén meszes, gyengén humuszos homok.
- 70 - 95 cm: sárgás szürke, kissé tömött, gyengén meszes, gyökerekkel közepesen átszőtt, gyengén humuszos eltemetett homokrég.
- 95 - 200 cm: világos barnássárga, laza, homokos szerkezetű, meszes, humuszmentes homok, közepes mennyiségű gyökérrel.

Mélység (cm)	pH		CaCO ₃ (%)	hy	H (%)	Szódatart. (%)	Mechanikai összetétel			
	H ₂ O	KCl					DH (%)	FH (%)	I (%)	A (%)
0 - 25	7,8	7,4	3,0	0,38	0,64	-	20	78	-	2
25 -40	8,0	7,5	2,7	0,48	1,03	-	21	76	-	3
40 - 70	8,4	7,8	4,7	0,29	0,30	-	22	75	-	3
70 -95	8,3	7,8	1,2	0,43	0,47	-	15	81	-	4
95 -200	8,5	8,0	7,4	0,25	-	0,019	15	83	-	2

Kitettség: sík

Lejtők: 0

Klíma: erdőssztyepp (ESZTY)

Hidrol.-i visz.: többletvízhatástól független (VFLEN)

Alapkőzet: meszes folyóhordalék

Genetikai talajtípus: humuszos homok kombináció

Termőréteg vast.-a: közép mély

Fizikai talajféleség: homok

Szerkezet: homokos

Termőhely-típus változat:
Erdőssztyepp klímájú, többletvízhatástól független hidrológiájú, közép mély termőréteg vastagságú, homok fizikai féleségű humuszos homok kombináció.

Kódszám: 411533

Tervezhető célállomány-típus: EF - közepes - 70 év
A - gyenge

2. számú szelvény

- 0 - 25 cm: szürkés sárga, laza, homokos szerkezetű, gyökerekkel sűrűn átszőtt, gyengén meszes, humuszos homok.
- 25 - 80 cm: világos sárgás barna, laza, homokos szerkezetű, gyökerekkel közepesen átszőtt, gyengén meszes, gyengén humuszos homok.
- 80 - 100 cm: világos szürkés sárga, kissé tömöttebb, gyökerekkel közepesen átszőtt, gyengén meszes, gyengén humuszos homok.
- 100 - 200 cm: világos sárgás barna, laza, homokos szerkezetű, gyengén meszes, humusmentes homok, gyökerek nélkül.

Mélység (cm)	pH		CaCO ₃ (%)	hy	H (%)	Szódatart. (%)	Mechanikai összetétel			
	H ₂ O	KCl					DH (%)	FH (%)	I (%)	A (%)
0 - 25	7,8	7,5	3,4	0,41	0,69	-	26	71	-	3
25 - 80	8,3	7,8	4,3	0,23	0,14	-	28	70	-	2
80 - 100	8,3	7,7	3,2	0,27	0,21	-	27	71	-	2
100 -200	8,4	7,9	4,5	0,24	-	0,014	25	73	-	2

Kitettség: sík

Lejtfok: 0

Klíma: erdőssztyepp (ESZTY)

Hidrol.-i visz.: többletvízhatástól független (VFLEN)

Alapkőzet: meszes folyóhordalék

Genetikai talajtípus: humuszos homok kombináció

Termőréteg vast.-a: középmedy

Fizikai talajféleség: homok

Szerkezet: homokos

Termőhely-típus változat:
Erdőssztyepp klímájú, többletvízhatástól független hidrológiájú, középmedy termőréteg vastagságú, homok fizikai féleségű humuszos homok kombináció.

Kódszám: 411533

Tervezhető célállomány-típus: EF - közepes - 70 év
A - gyenge

A Méntelek 8/C erdőrészlet termőhelyi leírása

3. számú szelvény



- 0 - 60 cm: szürkés sárgás barna, laza, homokos szerkezetű, gyökerekkel sűrűn átszőtt, gyengén meszes, humuszos homok.
- 60 - 95 cm: sárgás barna, laza, homokos szerkezetű, gyökerekkel kismértékben átszőtt, meszes, gyengén humuszos homok.
- 95 - 130 cm: sárgás szürke, kissé tömöttebb, gyökerekkel közepesen átszőtt, gyengén meszes, gyengén humuszos homok.
- 130 - 150 cm: fehéres szürke, tömött, igen erősen meszes, gyökerekkel sűrűn átszőtt, humusztmentes homok.

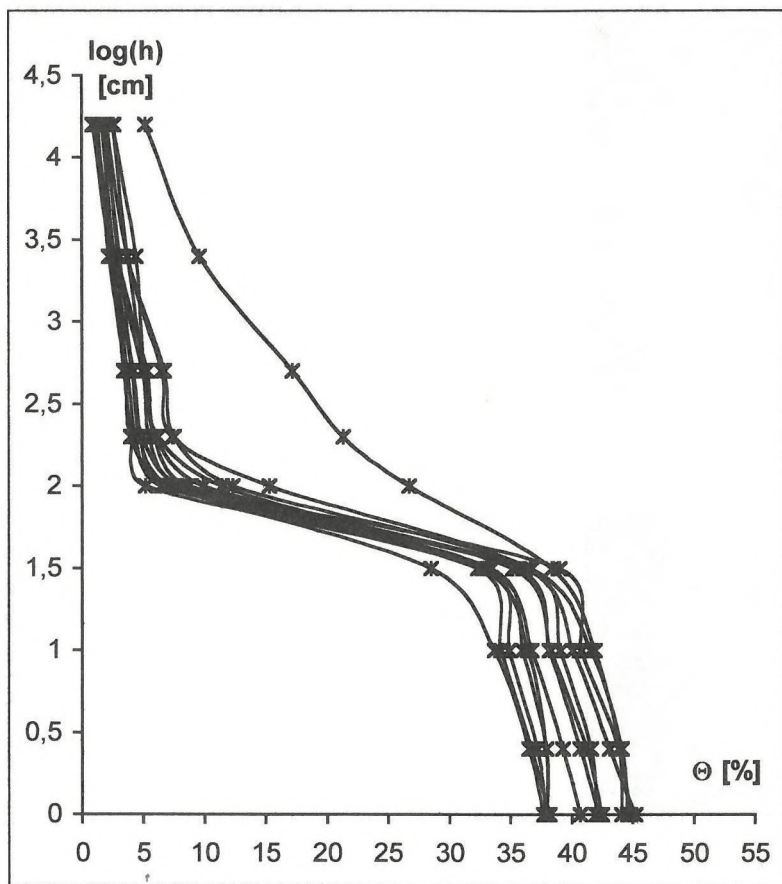
Mélység (cm)	pH		CaCO ₃ (%)	hy	H (%)	Szódatart. (%)	Mechanikai összetétel			
	H ₂ O	KCl					DH (%)	FH (%)	I (%)	A (%)
0 - 60	7,8	7,5	4,4	0,64	1,04	-	15	81	-	4
60 - 95	8,5	8,0	6,5	0,30	0,10	0,013	17	81	-	2
95 - 130	8,5	8,2	4,5	0,35	0,20	0,021	16	82	-	2
130 - 150	8,7	8,2	28,2	0,56	-	0,035	5	84	6	5

Kitettség:	sík	Genetikai talajtípus:	humuszos homok
Lejtők:	0		kombináció
Klíma:	erdőössztyepp (ESZTY)	Termőréteg vast.-a:	középmély
Hidrol.-i visz.:	többletvízhatástól független (VFLEN)	Fizikai talajféleség:	homok
Alapkőzet:	meszes folyóhordalék	Szerkezet:	homokos

Termőhely-típus változat:
Erdőössztyepp klímájú, többletvízhatástól független hidrológiájú, középmély termőréteg vastagságú, homok fizikai féleségű humuszos homok kombináció.

Kódszám: 411533
Tervezhető célállomány-típus: EF - közepes - 70 év
A - gyenge

**A Méntelek 8/C erdőrésztlet talajának homogenitás-vizsgálata:
az 1-3 szelvénygödrök rétegenkénti víztartó képesség (pF) görbéi**

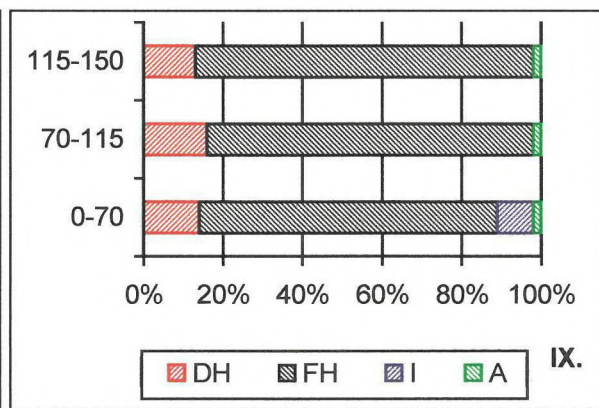
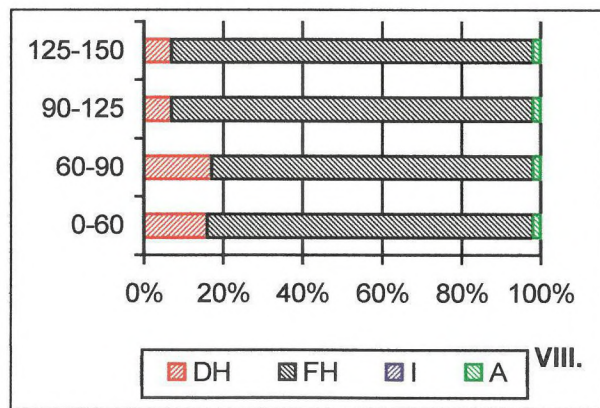
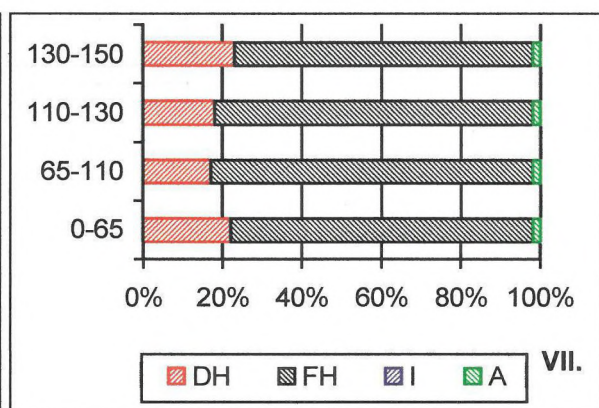
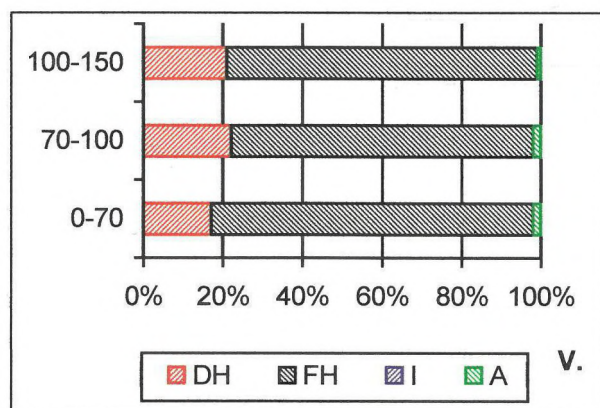
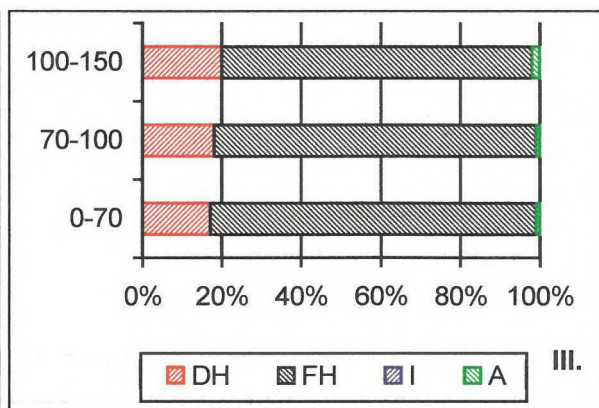
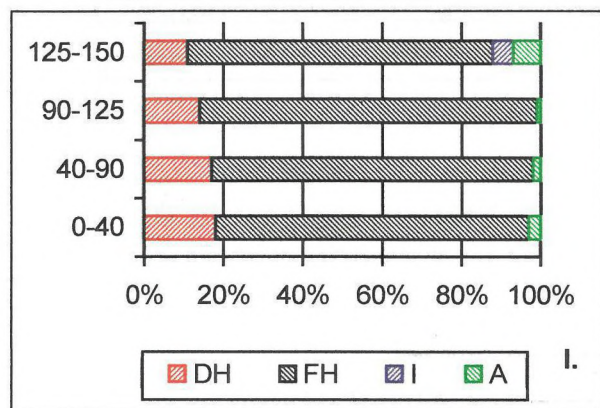


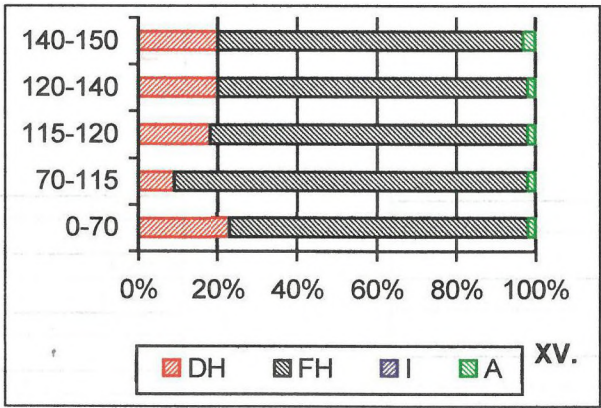
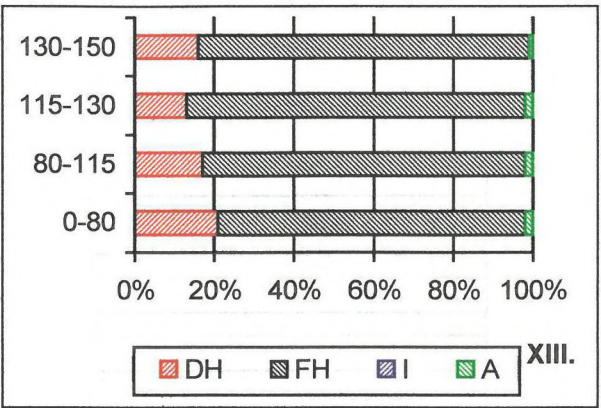
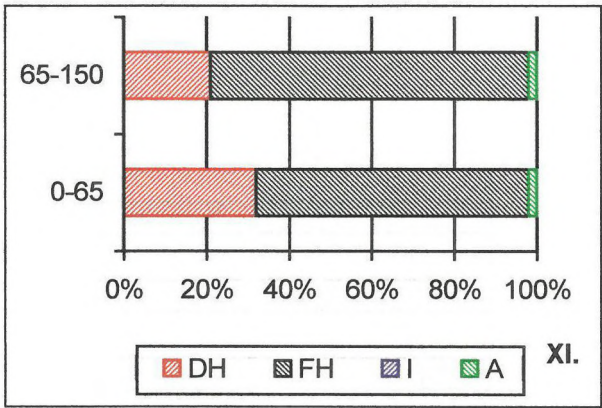
A mintákat az MTA Talajtani és Agrokémiai Kutató Intézete vizsgálta, kétszeres ismétlésben. Minden egyes görbe 9 különböző tenzió mellett mért talajnedvesség értéket tartalmaz, melyeket - a szemléletesebb ábrázolás, s a jobb összehasonlíthatóság kedvéért - összekötöttem.

Az egyes görbék között gyakorlati szempontból jelentős eltérés nincs; ezért nem is különítettem el egymástól a különböző szelvénygödröket, ill. azok rétegeit sem szöveggel, sem pedig színkóddal.

**A Méntelek 8/C erdőrészlet talajának homogenitás-vizsgálata:
a talajfúrással vett minták mechanikai összetételének adatai**

Az alábbi ábrák a talajfúrással vett minták mechanikai összetételét mutatják. A római számok a kísérleti terület helyszínrajzán (6. ábra) való beazonosíthatóságot szolgálják.





**A Méntelek 8/C erdőrészlet talajának homogenitás-vizsgálata:
az 1998. évben végzett kapacitív szondás talajnedvesség-mérések adatai**

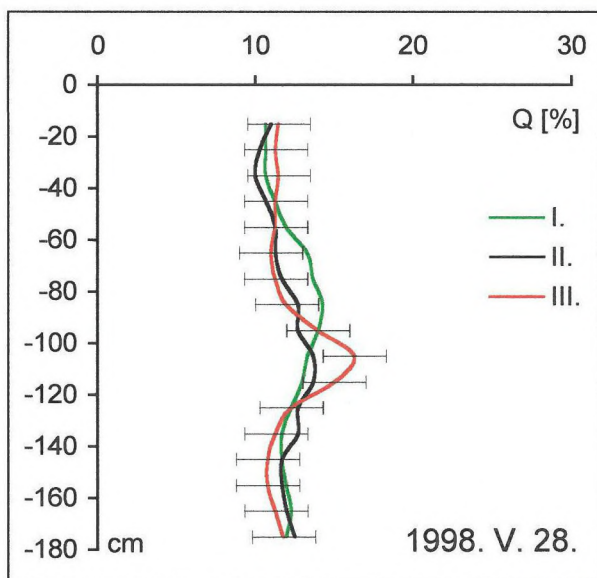
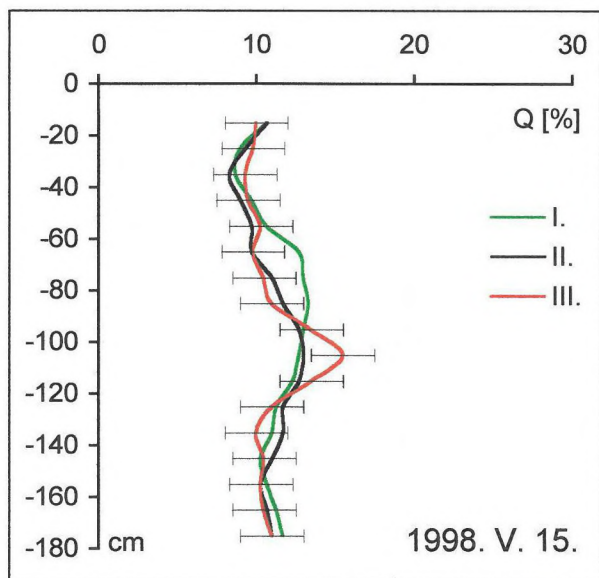
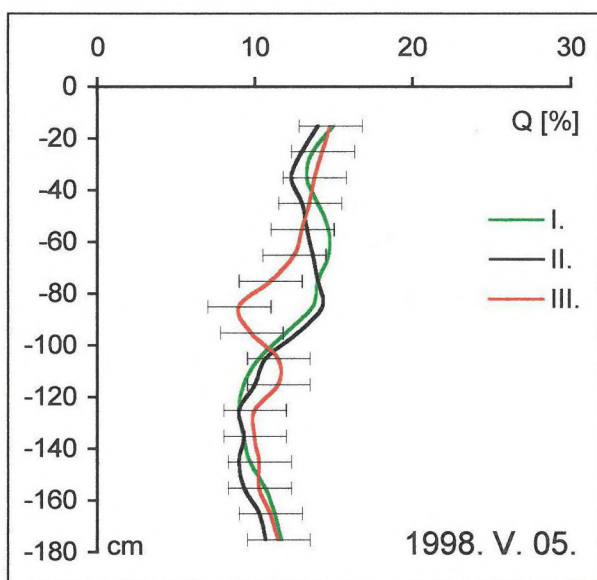
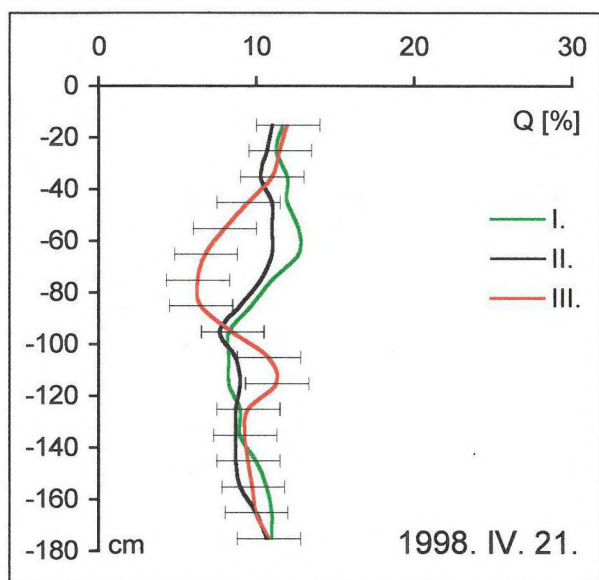
Az erdőrészletben - mint azt a 6. ábra bemutatta - 3 csoportban kapacitív szondás talajnedvesség-mérő helyet építettem ki. Az alábbi ábrák az egyes mérőhely-csoportokban mért nedvességprofilok átlagát mutatják az alábbiak szerint:

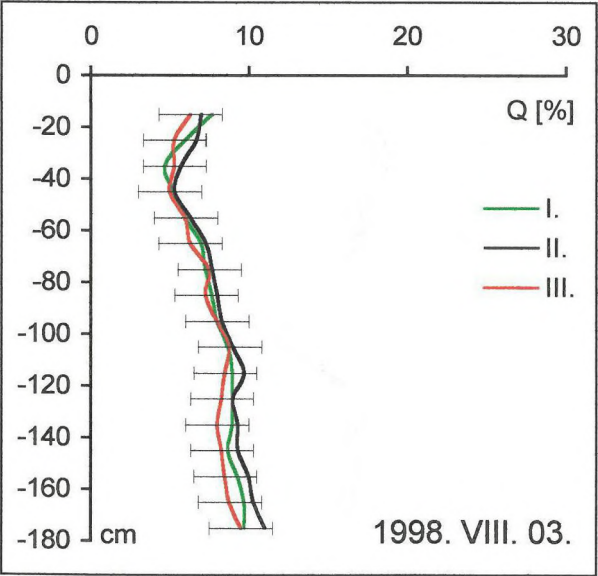
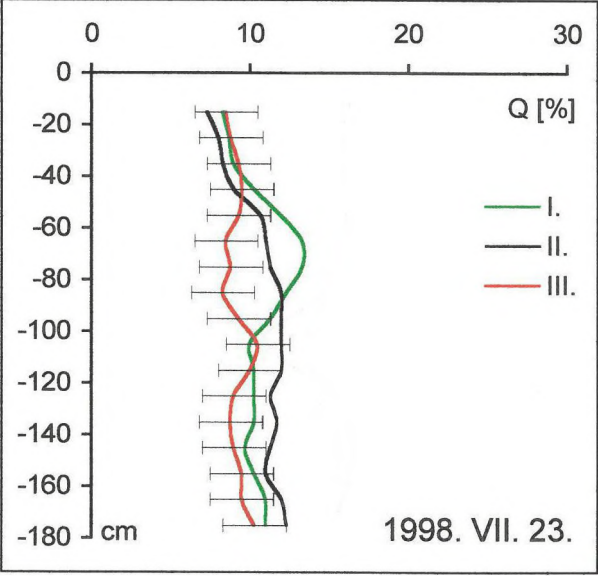
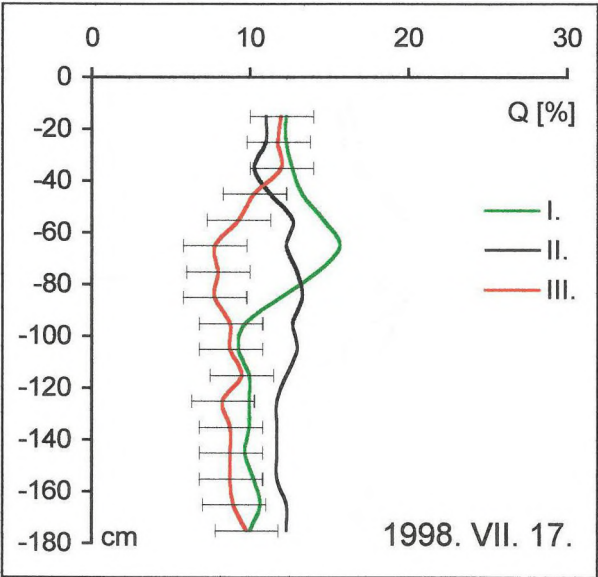
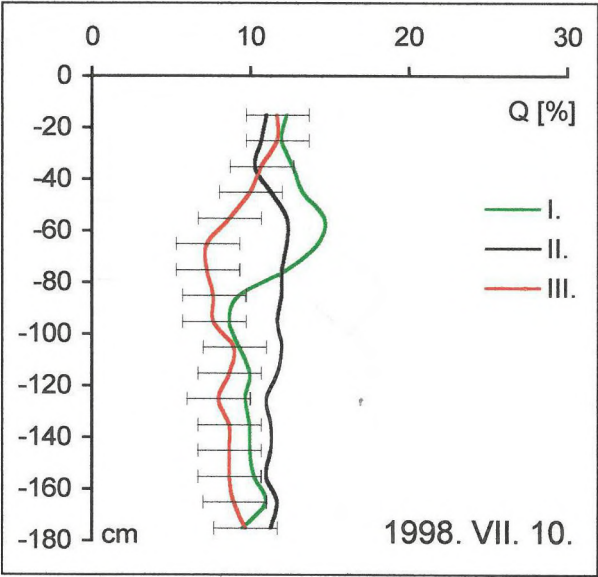
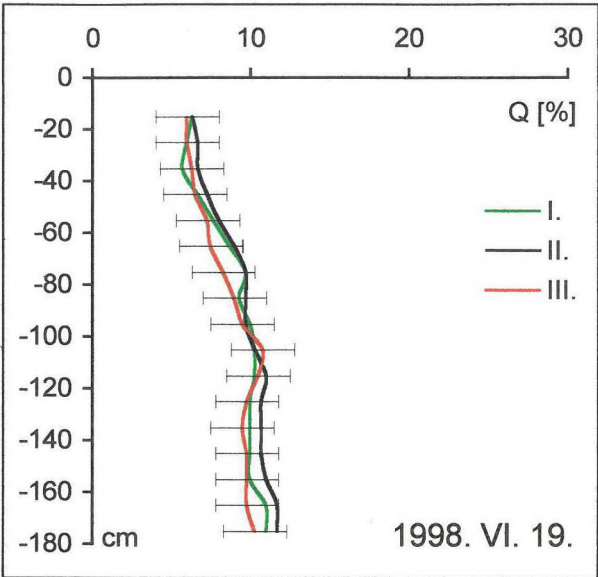
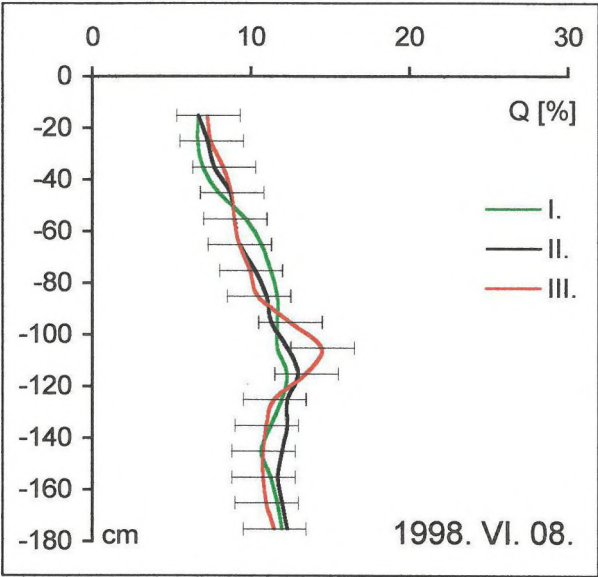
I. nedvességprofil: 1. talajszelvény-gödör melletti 3 mérőhely átlaga

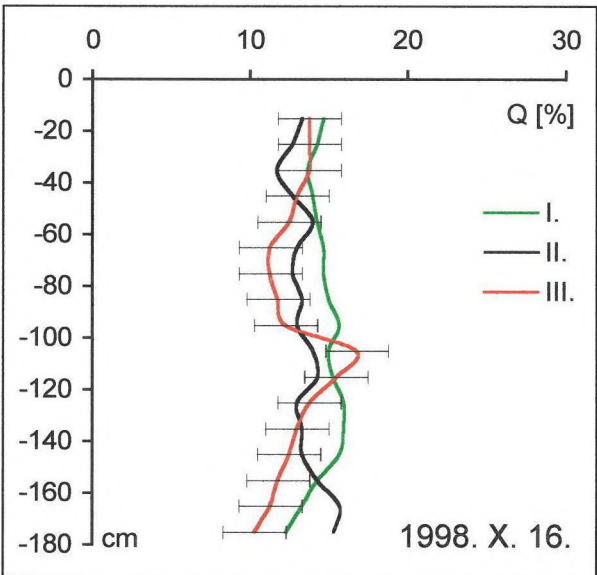
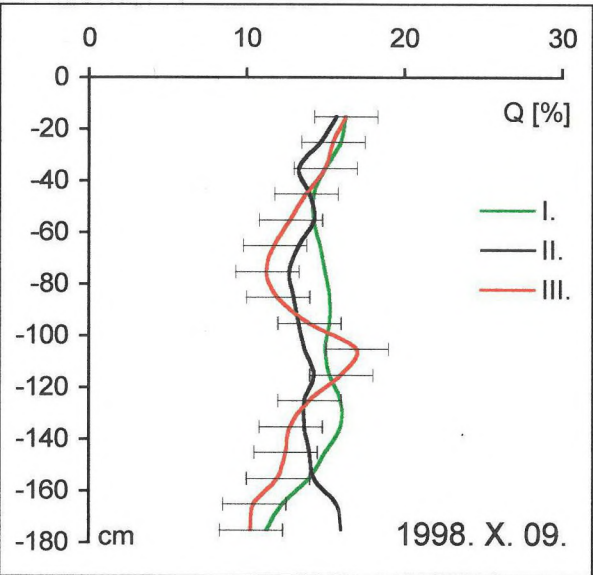
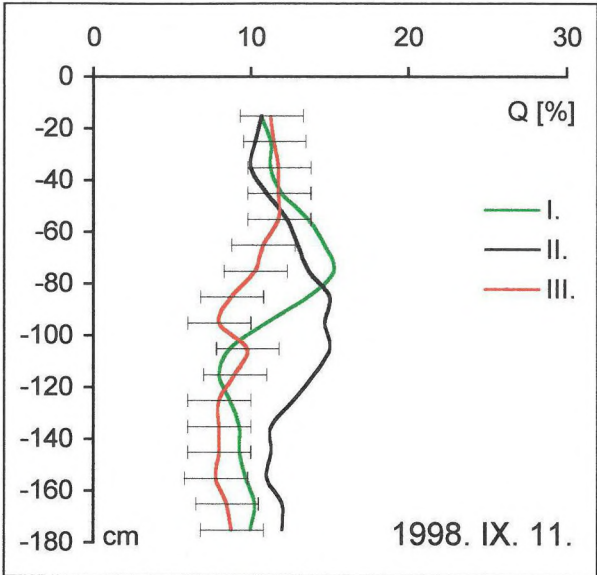
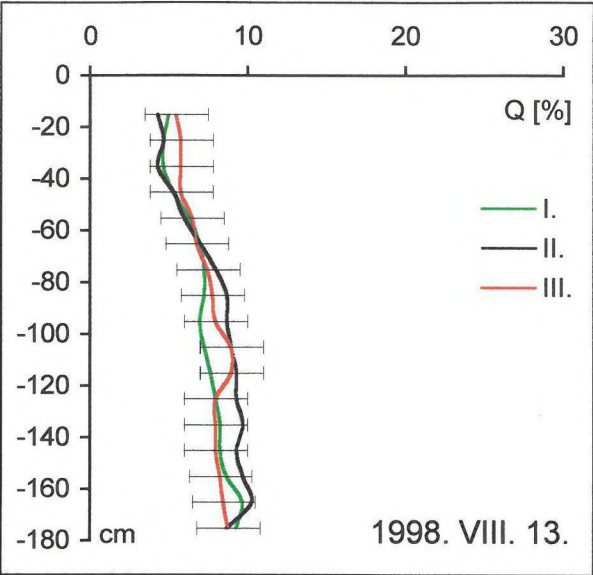
II. nedvességprofil: 2. talajszelvény-gödör melletti 3 mérőhely átlaga

III. nedvességprofil: 3. talajszelvény-gödör melletti 4 mérőhely átlaga.

Az Erdő-hidrológiai Állomás közvetlen közelében mért értékek esetében (III. görbe) rendre szerepel a mérési hibahatár is.







Az avartakaró víztartó képesség görbéjének kimérése,
s annak ellenőrző mérései

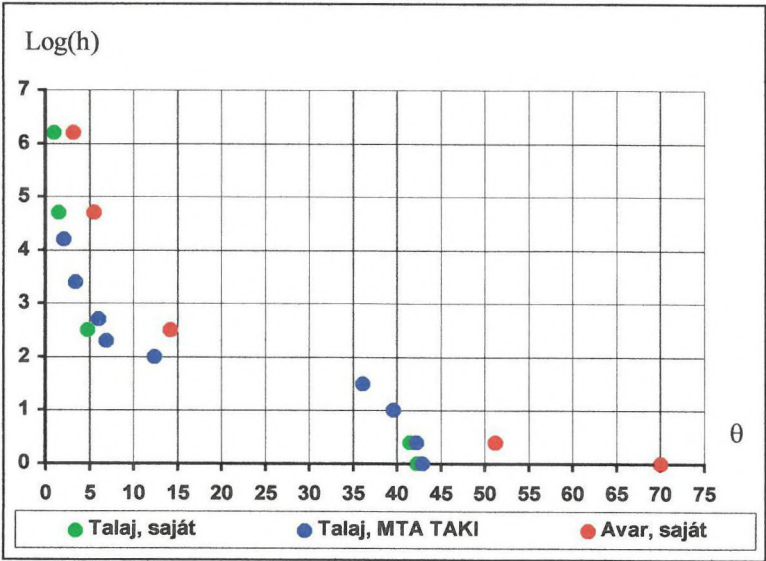
A kísérleti terület avartakarójának víztartó képesség értékeit bolygatatlan mintákon, egyszerű laboratóriumi eljárásokkal vizsgáltuk a KEFAG Rt. Erdészet Szaporítóanyag Termesztési Központjának talajlaboratóriumában. A száradási víztartó képesség görbe alábbi 5 pontját mértük ki, 11-szeres ismételtsben:

- pF 0: teljes telítés
- pF 0,4: telített minta vízfelszínre helyezése, szűrőpapíron (kapilláris telítés)
- pF 2,5: szárítás homokágyon (minimális vízkapacitás)
- pF 4,7: Hy-érték meghatározása (10%-os kénsav feletti légtér páratartalmával egyensúlyba jutó talajnedvesség)
- pF 6,2: hy-érték meghatározása (50%-os kénsav feletti légtér páratartalmával egyensúlyba jutó talajnedvesség)

Az egyes energiaállapotok esetében megállapított, térfogatszázalékban kifejezett átlagos talajnedvesség-tartalmakat az alábbi ábra ● jele mutatja.

A mérések pontosságának ellenőrzésére a fenti méréseket ismert víztartó képességű (MTA, TAKI, ●) talajminta esetében is elvégeztük, háromszoros ismételtsben (●).

Az ábra grafikusán ábrázolt értékeit a mellette lévő táblázat numerikus formában is tartalmazza.



pF	Talaj		Avar
	Saját	MTA TAKI	Saját
0	42,4	43,0	70,1
0,4	41,6	42,3	51,3
1	-	39,7	-
1,5	-	36,2	-
2	-	12,5	-
2,3	-	7,0	-
2,5	4,9	-	14,3
2,7	-	6,1	-
3,4	-	3,5	-
4,2	-	2,2	-
4,7	1,6	-	5,6
6,2	1,1	-	3,3

**Középkorú erdei fenyő állomány
vízforgalmának modellezése során használt kapcsolók,
s azok beállítása**

Az alábbi táblázat a modell mindazon kapcsolójának állását tartalmazza, mely szükséges lehet az általam használt egyenletrendszer reprodukálásához.

A kapcsoló megnevezése a SOIL modellben	A kapcsoló beállítása
<i>Technikai kapcsolók</i>	
ADDSIM	OFF
AVERAGED	ON
AVERAGEG	ON
AVERAGET	ON
AVERAGEX	ON
CHAPAR	OFF
DRIVPG	1
INSTATE	OFF
LISALLV	ON
OUTFORN	OFF
OUTSTATE	OFF
VALIDPG	OFF

A kapcsoló megnevezése a SOIL modellben	A kapcsoló beállítása
<i>Modellspecifikus kapcsolók</i>	
ALBEDOV	OFF
ATIRRIG	OFF
CRACK	OFF
DDAILY	ON
EVAPOTR	5
FRINTERA	ON
FRLIMINF	2
FRLIMUF	ON
FRLOADP	OFF
FRPREFL	ON
FRSWELL	OFF
FURROW	0
GWFLOW	0
HEATEQ	ON
HEATPUMP	0
HEATWF	OFF
HYSTERES	0
INHEAT	1
INTERCEPT	ON
INWATER	0
NETLSURF	OFF
NUMMETHOD	OFF
PLANTDEV	OFF
ROOTDIST	0
ROUGHNESS	0
RSCALC	1
SALT	OFF
SNOW	2
SUREBAL	1
UNITG	1
UNITPOT	OFF
VAPOUR	0
WATEREQ	ON
WUPTAKE	2

**Középkorú erdei fenyő állomány
vízforgalmának modellezése során használt
paraméterek, s azok értékei**

Az alábbi táblázat mindazon paraméterek értékét tartalmazza, melyet a SOIL modell az általam összeállított egyenletrendszer megoldásához kért. A modell egyenletrendszerének ismertetése során leírt egyenletek paraméterei esetében rendre hivatkozok a szóban forgó egyenlet számára, és a kérdéses paraméter egyenletbeli jelére is.

Jel	Név	Leírás	Mértékegység	Egyenlet	Érték	Forrás
<i>Talajprofil</i>						
	NUMLAY	talajrétegek száma	db		9	1
z(i)	THICK(i)	az i. talajréteg vastagsága	m		0,04; 0,06; 0,3; 0,3; 0,3; 0,1; 0,2; 0,7; 7,0	1
	UNUM, UPROF	a hidraulikus talajtulajdonságokat leíró file azonosítói	- -		1,1	1 1
	UTHICK(1-5)	skálázó érték a felső 5 talajréteg vastagságának módosításához	cm		0	1
	VC	szorzótényező valamennyi talajréteg vastagságának módosításához	-		1	1
<i>Talajtulajdonságok</i>						
	A0T, A1T	a vízvezető képesség hőmérsékletfüggését leíró egyenlet paraméterei	- 1/°C		0,54 0,023	6 6
	MINUC	minimális vízvezető képesség	mm/nap		10 ⁻¹²	6
	SCALE(i)	log. szorzófaktor az i. talajréteg víztartó képességének módosításához	-		0	1
	SCALECOND	log. szorzófaktor a vízvezető képesség módosításához	-		0	1

Jel	Név	Leírás	Mérték- egység	Egyen- let	Érték	For- rás
<i>Hajtó változók</i>						
	ANGSTR1 ANGSTR2	az Angström egyenlet (globálsugárzás) e- gyütthatói	- -		0,25 0,5	6,7 6,7
	BRUNT1 BRUNT2 BRUNT3 BRUNT4	a Brunt egyenlet (effektív kisugárzás) együtthatói	- - - -		0,56 0,00779 0,1 0,9	7 6 6 6
	CNUMD	a klíma-file-ban lévő, nem folytonos meteo- rológiai változók szá- ma	db		2 (úm.: csapadék, globálsugárzás)	1
h	HEIGHT	meteorológiai adatok mérési magassága	m	(30)	15	2
	PRECA0 PRECA1	csapadék, ill. hó kor- rekciós tényező	- -		1 0	1 1
	SOILCOVER	beszivárgást csök- kentő tényező	-		0	1
	YCH YPHAS YTAM YTAMP	lég hőmérséklet (sinus hullám) ciklusa, fázis- eltolása, átlaga, amp- litúdója	nap nap v. óra °C °C		365 17 10 10	3 3 3 3
<i>Evapotranszspiráció</i>						
	ALBEDO	a növényzet és a talaj együttes albedója	%		12	6,7,9
1/g _{max}	CONDMAX	a teljesen nyitott lég- zőnyílás max. vezető képessége	m/s	(32)	0,002	5,9
g _{ris}	CONDRIS	a légzőnyílás nyitott- ságának fényviszo- nyoktól való függését kifejező paraméter	J/m ² /nap	(32)	8,4*10 ⁶	8
1/g _{vpd}	CONDVPD	a légzőnyílás nyitott- ságának páratarta- lomtól való függését kifejező paraméter	Pa	(32)	700	5,9
	DISPLV	nullponteltolódás	m	(30)	0,075*H	6,7,9
	ROUGHV	érdességi paraméter	m	(30)	0,06*H	6,7,9
LAI	LAIV	levél felület index	m ² /m ²	(31)	I-III: 4 III-VIII: 4→5 VIII-X: 5→4 X-: 4	5,9, 10

Jel	Név	Leírás	Mérték-egység	Egyen-let	Érték	For-rás
I_{LAI}	INTLAI	a korona fajlagos intercepciós tárolási kapacitása	mm/LAI	(34)	0,3	5
	INTRS	felszíni ellenállás az intercepciós víz párolgásának számításánál	s/m		5	6,10
	LATID	földrajzi szélesség	-		46,66	1
	PSIRRS1	talajfelszíni ellenállás számításának állandói	0.01s		1	6
	PSIRRS2		cm víz		100	6
	PSIRRS3		0.001s		300	6
<i>Növényi vízfelvétel</i>						
z_r	ROOTDEP	max. gyökérmélység	m	(35)	-1,1	2
$r(z)$	ROOTF	gyökérmegoszlás az egyes talajrétegek között	%	(37)	0-4 cm: 0,00 4-10 cm: 0,15 10-40 cm: 0,50 40-70 cm: 0,15 70-100 cm: 0,05 100-110 cm: 0,15 110-200 cm: 0,00 200-900 cm: 0,00	4
f_{umov}	UMOV	a kiegyenlítő vízfelvétel hatásfoka	-	(38)	0,5	5,6
t_1	WUPATE	paraméterek a talajhőmérséklet vízfelvételre gyakorolt hatásának számításában	-	(37)	0,8	6
t_2	WUPBTE		-		0,4	6
Ψ_c	WUPCRI	kritikus nedvesség tenzió, mely alatt a vízfelvétel csökkenni kezd	cm víz	(36)	400	4,6
p_1	WUPF	paraméterek a talajnedvesség vízfelvételre gyakorolt hatásának számításában	-	(36)	0,2	6
p_2	WUPFB		-		0	6
	WUPCRISAT	kritikus nedvesség tenzió, mely felett a vízfelvétel csökkenni kezd	cm víz			6
	WUPREDSAT	vízfelvétel teljesen telített talajból	%		0	6

Jel	Név	Leírás	Mérték-egység	Egyen-let	Érték	Forrás
<i>Talajvíz és felszíni tó</i>						
	SPCOVTOT	a talajfelszín teljes lefedéséhez szükséges vízmennyiség	mm		50	6
	SPOOLMAX	maximális talajfelszíni víztárolás felszíni elfolyás nélkül	mm		0,1	4
	SURDEL	paraméter felszíni elfolyás számításához	l/nap		0,8	6
<i>Felszíni energia mérleg</i>						
	ALBDRY	a száraz, ill. a nedves	%		15	4,7
	ALBWET	talaj albedója	%		10	4,7
	ALBEXP	együttható a száraz-nedves albedó közötti értékek számításához	-		1	6
	MAXNEGEG	a legfelső talajrétegben modellezhető maximális kondenzáció	mm/nap		-0,5	6
	RALAI	az aerodinamikai ellenállás relatív növekedése a koronaszint alatt	s/m/LAI		50	6
	RNTLAI	kioltási együttható a nettó sugárzás számításához	1/LAI		0,46	9
	SURFDEF	a talajfelszíni vízmérleg alsó és felső határa	mm		-2	6
	SURFEXC		mm		1	6
<i>Talajhőmérséklet</i>						
	HUMUS	a humusréteg vastagsága	m		0,04	2
	THSCALE	szorzótényező a talajrétegek hővezető képességének módosításához	-		1	6
<i>Fagy, hó</i>						
Valamennyi paraméterérték tekintetében elfogadtam a modell által felajánlott alapértéket						

Forrás:

- 1: beállított érték (egyéni megfontolást követően szabadon állítható)
- 2: közvetlenül mért
- 3: mérés alapján meghatározott, ill. becsült
- 4: becsült
- 5: a modellillesztés során meghatározott
- 6: SOIL modell alapérték, ill. ajánlat
- 7: Szász G. - Tőkei L. (1997)
- 8: Szász G. (szóbeli közlés)
- 9: Monteith, J. L. (1976)
- 10: Gärdenäs-Jansson (1995)

