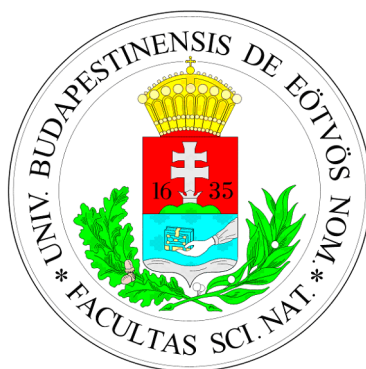


Eötvös Lóránd Tudomány Egyetem, Meteorológiai Tanszék

A párolgás, a talajvízkészlet és a talajlégzés klimatológiai modellezése Magyarországon



Készítette:

Breuer Hajnalka

meteorológus hallgató

Témavezető:

Dr. Ács Ferenc

ELTE, Meteorológiai Tanszék

Budapest, 2007

Tartalomjegyzék

1. A talaj-növény-légkör rendszer szimulálása	
a klimatológiai modellekben	4
1.1. Előzmények	5
1.1.1. Tényleges párolgás és talajvízkészlet	6
1.1.2. Talajlégzés	12
1.2. Célok	15
2. A Thornthwaite-típusú biogeokémiai modell	16
2.1. A vízháztartás modellezése	17
2.1.1. Csöbör modell	17
2.1.2. A párolgás és a talajvízkészlet számítása	18
2.2. Klímaképletek	23
2.3. A talajlégzés parametrizálása	28
2.3.1. A top-down módszer	28
2.3.2. A bottom-up módszer	32
3. Adatok és alkalmazott programok	33
3.1. Éghajlati és talajadatok	33
3.2. Terepmérések	35
3.2.1. Debreceni mérések	35
3.2.2. Bugacpusztai mérések	35
3.3. Alkalmazott programok	36
4. A modell verifikálása	37
4.1. A talajvízkészlet számításának vizsgálata	37
4.1.1. Az összehasonlító vizsgálatok eredményei	37
4.1.2. A talajvízkészlet számításának verifikációja	39
4.2. A talajlégzés számításának vizsgálata	42
4.2.1. A meteorológiai elemek alakulása	42
4.2.2. A "top-down" modellek összehasonlító vizsgálatainak eredményei .	43
4.2.3. A talajrespirációs eredmények összevetése	44

5. Az eredmények bemutatása és elemzése	47
5.1. Statisztikai elemzés	47
5.1.1. Évi és tenyészidőszakra vonatkozó kapcsolatok	47
5.1.2. Havi értékek	49
5.2. Évi menetek	55
5.3. Területi eloszlás	57
5.3.1. Évi és tenyészidőszakra vonatkozó értékek	57
5.3.2. Havi értékek	60
6. Érzékenységi vizsgálatok	77
6.1. Évi értékek érzékenysége	77
6.2. Az éghajlati képletek érzékenysége	80
7. Összefoglalás és kitekintés	82
8. Irodalomjegyzék	85

1. A talaj-növény-légkör rendszer szimulálása a klimatológiai modellekben

A szárazföld és a légkör közötti kölcsönhatásokat a biofizikai (az energia- és vízháztartási folyamatok), a biogeokémiai (az energia- és vízháztartási folyamatok mellett a szén és a nitrogén átvitelével kapcsolatos folyamatok), valamint az ökoszisztémák dinamikájával (az ökoszisztéma fizikai szerkezete, pl. az állomány levélfelületi indexe és magassága, a gyökérsűrűség mélység szerinti változása és a különböző vegetációtípusok földrajzi eloszlása) kapcsolatos folyamatok összessége alkotja. Az éghajlati modellekben a biofizikai folyamatok leírásán van a hangsúly. Ugyanakkor megjelentek az ún. "harmadik generációs" modellek is, amelyek nemcsak a biofizikai, hanem a biogeokémiai és/vagy az ökoszisztémák dinamikájával kapcsolatos folyamatokat is taglalják. Az éghajlati modellekben alkalmazott biofizikai típusú SVAT (Soil-Vegetation-Atmosphere Transfer – Talaj-Növény-Légkör Átvitel) modellek közül kiemelendő pl. *Budyko* (1956, 1971), *Manabe* (1969), *Sellers* és *mtsai.* (1986), *Dickinson* (1987) modellje. A biogeokémiai típusú SVAT modellek közül megemlítendő pl. *Raich* és *mtsai.* (1991), *Sellers* és *mtsai.* (1996), *Dickinson* és *Shaikh* (1998) és *Dickinson* és *mtsai.* (2002) modellje. A klimatológiai alkalmazású ökoszisztéma modellek közül, pedig említésre méltó pl. *Haxeltine* és *Prentice* (1996) és *Woodward* és *mtsai.* (1995) modellje.

A felszíni folyamatok klimatológiai jellemzésénél a folyamatok tér- és időbeli fel- skálá- zása igen fontos feladat. Két fel- skálázási módszert különböztetünk meg: Az 1. módszer sok bemenő adatot igényel, melyek tér- és időbeli felbontása nagy. A 2. módszer igen kevés adatot használ, amelyek tér- és időbeli felbontása kicsi. Az 1. esetben a fel- skálázási módszer komplex, mivel összetett interpolációs vagy extrapolációs algorit- musok alkalma- zásán alapul és a bemenő adatokat toronymérések, SVAT-modellek és a távérzékelési technikák biztosítják. Ebben az esetben a felszíni folyamatok heteroge- nitása a lehető legna- gyobb körültekintéssel van számításba véve. A 2. módszer sokkal egyszerűbb, mint az első. Egyik kifejezetten egyszerű változatában csak a havi csapadék és hőmérsékleti adatok a bemenő adatok. E régi módszereket –melyek bevonultak az éghajlat kutatás történetébe is– klímaklasszifikációs célokra dolgozták ki (pl. *Köppen*, 1900). A 2. módszerben a felszíni folyamatok heterogenitása többnyire implicit módon,

az adatokon keresztül van számításba véve. E modellek többsége konkrét felskálázási algoritmussal nem rendelkezik. Egyszerűségük miatt nyilván alkalmatlanok a turbulens áramok számítására, de mind- egyikük valamilyen módon kapcsolódik a növényzethez és/vagy a talajhoz. *Thornthwaite* (1948) módszerében pl. jelen van mindkét összetevő: a növényzet a tényleges párolgás parametrizálásán keresztül és a talaj a csöbör/kanna modell alkalmazásával. Ezért a bioklíma-klasszifikációs modellek közül a legösszetettebb, míg a biofizikai modellek kategóriájában az egyszerűbbek közé tartozik. Végül, de nem utolsó sorban megemlítendő az is, hogy *Thornthwaite* módszere igen könnyen bővíthető, pl. a sugárzási egyenleg parametrizálásával és ekkor már a turbulens áramok havi értékeinek számítására is alkalmazható (*Drucza és Ács, 2006*).

1.1. Előzmények

E fejezetben a tényleges párolgás, a talajvízkészlet és a talajlégzés becslésével kapcsolatos módszereket vesszük górcső alá. A tényleges párolgás (ET) a hidrológiai ciklus egyik fontos összetevője, ugyanis a csapadék (P) 60%-a a földfelszín párolgásából származik. A tényleges párolgás vagy tényleges evapotranspiráció a növényi párolgásnak (transpirációnak) és a csupasz talaj párolgásának (evaporációnak) az összege. A talajvízkészlet ismeretének fontossága összemérhető a vízfelszín hőmérséklete ismeretének fontosságával. Talajlégzés vagy talajrespiráció (SR) az a CO₂-áram, ami a talajból a légkörbe irányul (*Raich és Schlesinger, 1992*). A talajban levő szén-dioxid a gyökérszövet légzése, a talajban lévő mikroorganizmusok aktivitása, valamint kis mértékben a széntartalmú anyagok kémiai bomlása révén keletkezik. Az SR árama globális skálán és évi szinten 60-80 PgC év⁻¹ (*Schlesinger, 1977; Houghton és Woodwell, 1989; Raich és Schlesinger, 1992; Raich és Potter, 1995*). Ez több mint 10-szerese a fosszilis anyagok elégetése révén a légkörbe jutó CO₂ mennyiségének, illetve közel tizede a légkörben található CO₂ mennyiségének. Látható tehát, hogy bármilyen kis változás következik is be az SR folyamatában, az jelentősen befolyásolhatja az üvegházhatást.

Mindhárom elem igen szorosan kapcsolódik a talajhoz, és fontosságuk ellenére egyiket sem becsülik operatíván. A becslésükre szolgáló módszereket az alábbiakban fogom röviden ismertetni.

1.1.1. Tényleges párolgás és talajvízkészlet

A tényleges párolgás mérhető: párolgási kádakkal, lysiméterekkel és az ún. eddy kovariancia módszerrel. Az első két módszert több mint fél évszázada, hogy bevezették, míg a harmadik módszer csak az elmúlt 10-15 évben került előtérbe. A kádak a víz felszín párolgását mérik. Lysiméterekkel jól mérhető a talaj-növény rendszer hosszabb időszakra vonatkozó párolgása. A talajszelvény –amelyben a mérés van– azonban nem reprezentálja egy adott terület növényzetének hatását (*Slatyer, 1967*). Az eddy kovariancia módszer a vertikális vízgőzáram pillanatnyi értékét becsüli, alkalmazása költséges és csak kis területre reprezentatív. A mérések pontosítása végett azonban a tényleges párolgás számítására is szükség van. E számítási módszerek, vagy másképpen parametrizálások mind a klíma, mind az időjárás előrejelző modellekben használandók.

A tényleges párolgás becslésére 3 megközelítés van:

1. Modellek, melyek a tényleges párolgást a potenciális párolgás (PET) alapján becsülik, az ún. β együttható számításával. E módszer igen népszerű volt, és főleg a növényi párolgás becslésére használták (pl. *Thornthwaite, 1944; Szesztayné, 1966; Antal, 1968; Posza és Stollár, 1983; Varga-Hasztonits, 1987; Szász, 1988; Mintz és Walker, 1993*).
2. Modellek, melyek a párolgást a vízellátottság és a párologtató képesség nagyságának összehasonlítása alapján becsülik. A párolgás mindig a kisebb nagyság értékével egyenlő. A vízellátottság a növényi párolgásnál nemcsak a biológiai tulajdonságok, hanem a talajtulajdonságok függvénye is (*Robertson és mtsai., 1993; Monteith, 1995*).
3. Modellek, melyek a párolgást az ún. felszíni ellenállás becslése alapján végzik (*Monteith, 1965; Dunkel, 2003*). E felszíni ellenállás leginkább a besugárzás és a vízellátottság függvényében változik (*Jarvis, 1976; Ács, 2001; Ács és mtsai., 2005b*). A vízellátottság a talaj hidrofizikai tulajdonságainak függvénye. Manapság e modellek a legelterjedtebbek.

A három modelleszaládba tartozó több mint 50 módszert –az alapján, hogy a tényleges párolgást mely környezeti tényezők függvényében számítjuk– 6 csoportba oszthatjuk (*Xu*

és Singh, 2000, 2001): az ún. (i) vízmérleg, (ii) energiamérleg, (iii) tömegtranszport, (iv) kombinációs, (v) sugárzási és (vi) hőmérsékleti módszerekre. A módszereknek a 3 modellcsaládba való besorolása nem teljesen egyértelmű. A hőmérsékleti és sugárzási módszereket többnyire az első, a vízmérleg és tömegtranszport módszereket a második, míg az energia mérleg és a kombinációs módszereket a harmadik modellcsaládba sorolhatjuk. Azonban a sugárzási és kombinációs módszerek használata a második modellcsaládban sem ritka. Sok modell helyspecifikus, azaz csak azon a területen alkalmazható, amelyen ki is fejlesztették. Továbbá, a modellek különböző időskálákra vonatkoznak. Az első modellcsaládba tartozó parametrizációk mind napi, mind havi léptékben alkalmazhatók. A másik két modellcsaládba tartozó modellek általában napi vagy órás léptékűek.

Az ET becsléséhez sok esetben a PET parametrizálása is szükséges. A PET fogalmát *Thornthwaite* (1944) vezette be. A PET az az evapotranspiráció, amely csak a légköri feltételektől függ, azaz nem limitált a talaj vízellátottságával. Az ET és a PET arányát, ami az ún. β függvény, legtöbbször az aktuális és a szabadföldi vízkapacitáshoz tartozó víztartalom (Θ_f) arányaként fejezik ki. E leírás azonban nem a legjobban jellemzi a növényi párolgást, ugyanis e parametrizáció nem veszi számításba a hasznosítható talajvízkészletet (az a talajvízmennyiség, amit a növény felvehet), ami a hervadásponthoz tartozó talajvízkészlet függvénye is (Θ_w). A β függvény többféleképpen is parametrizálható.

Stone és *mtsai.* (1977) a β -t a felszín relatív nedvesség-tartalmának függvényében becsülték. *Posza* és *Stollár* (1983) a tényleges diszponibilis víztartalom és diszponibilis víztartalom aránya, illetve egy biológiai konstans segítségével, míg *Varga-Hasztonits* (1987) a talajvízkészlet és a vízkapacitás függvényében számította a β -t. *Szász* (1988) az általa kifejlesztett PET számítási módszerhez egy felszíni ellenállás függő β paramétert alkalmazott. *Mintz* és *Walker* (1993) az ET és a PET arányát a felszín közeli talajnedvesség-tartalom függvényében fejezte ki. A β -ra vonatkozóan exponenciális jellegű összefüggést kaptak. A műholdas mérési technikák fejlődésével a növényzet közvetlenebb hatását is számításba lehetett venni az NDVI (Normalized Differential Vegetation Index) beiktatásával (*Mocko* és *Sud*, 1998). A PET parametrizációjától függetlenül e modellek közös tulajdonsága az, hogy az ún. csöbörmodellt alkalmazzák (*Manabe*, 1969). A csöbörmodelleket főként akkor alkalmazzák, amikor a talaj fizikai félesége, a talajvíz mélysége és

a növényzet típusa ismeretlen. Mivel a tényleges párolgás számítása még napjainkban sem egyértelmű, igen sok tanulmány összehasonlító vizsgálatokkal foglalkozik. A következőkben e összehasonlító vizsgálatok ismertetésével folytatnám, ahol az előbb említett hőmérsékleti, sugárzási és kombinációs modellekkel kapott eredmények is megtalálhatók.

A hőmérsékleti módszert alkalmazó PET parametrizációk közül sok módszer még ma is referencia értékűnek tekinti Thornthwaite (1948) módszerét. Ha csak havi hőmérsékleti (T) adatok állnak rendelkezésre, akkor Thornthwaite (1948) módszere a legnépszerűbb módszer. Mocko és Sud (1998) négy modellt hasonlított össze: *Thornthwaite* (Thornthwaite, 1948; McKenny és Rosenberg, 1993), *Priestley–Taylor* (1972), *Penman* (1948) és *SSiB* (Simplified Simple Biosphere model) modelleket. E modellek közül a legkisebb tényleges párolgást *Thornthwaite* modellje adta. Számításaikat egy illinoisai és egy orosz-országi adatbázis mért értékei alapján ellenőrizték. Illinoisban a Θ (talajvízkészlet) értékeket a módszer felülbecsülte, míg Oroszországra vonatkozóan a Θ -értékek igen jóknak bizonyultak. Xu és Singh (2001) tanulmányukban 7 hőmérsékleti módszert (*Thornthwaite*, 1948; *Blaney és Criddle*, 1959; *Hamon*, 1961; *Romanenko*, 1961; *Linacre*, 1977; *Hargreaves* (Hargreaves és Samani, 1982; 1985) és *Kharuffa*, 1985) hasonlított össze két észak-nyugat ontarioi (Kanada) állomás adatain, ahol az eredetileg legrosszabbnak mutatkozó *Thornthwaite* módszer a kalibrálás után a második legjobb eredményt adta. Lu és mtsai. (2005) hat PET számítására vonatkozó módszert: *Thornthwaite* (Thornthwaite, 1948; McKenny és Rosenberg, 1993), *Hamon* (1963), *Turc* (1961), *Priestley és Taylor* (1972), *Makkink* (1957) és *Hargreaves és Samani* (1985) módszerét hasonlította össze verifikáció nélkül. *Thornthwaite* módszere ezúttal sem maradt le sokkal a két legjobb modellhez képest. Xu és Chen (2005) 7 tényleges párolgási modellt hasonlított össze németországi lysiméteres mérések alapján. 3 modell a 2. model családba tartozott. Az 1. model családból felhasznált négy PET módszer közül kettő hőmérsékleti (*Thornthwaite*, 1948; McKenny és Rosenberg, 1993), *Hargreaves* (Hargreaves és Samani, 1982; 1985)) és kettő sugárzási (*Makkink*, 1957; *Priestley és Taylor*, 1972) modell. A lysiméteres mérések alapján *Thornthwaite* módszere volt az egyik legjobb módszer. Az R^2 (korrelációs együttható négyzete) értéke a vizsgált két évben 0,91 volt. *Thornthwaite* módszere a talajvízkészlet-értékek tekintetében is jónak bizonyult, de július és november között a talajvízkészletet alulbecsülte. Alkaeed és mtsai. (2006) öt PET modellt

(*Thornthwaite* (*Thornthwaite*, 1948; *McKenny* és *Rosenberg*, 1993), *Hamon* (*Haith* és *Shoemaker*, 1987), *Hargreaves* és *Samani* (1985)), illetve egy napsugárzás és egy sugárzási egyenleg alapú (*Irmak* és *mtsai.*, 2003) modellt hasonlítottak össze a FAO56-PM (*Allen* és *mtsai.*, 1998) típusú modellel. Az összehasonlítást Itoshimai-félszigetre (Fukuoka, Japán) vonatkozóan végezték el. Az eredmények alapján a *Thornthwaite* módszere bizonyult a legjobbnak ($R^2=0,8$).

A sugárzási módszerek közül *Priestley–Taylor* (1972) módszere a leggyakrabban használt módszer egyrészt az egyszerűsége, másrészt pedig a jó alkalmazhatósága miatt. *Mocko* és *Sud* (1998) eredményei alapján az SSiB és *Priestley–Taylor* módszer igen jók. *Xu* és *Singh* (2000) öt sugárzási módszert hasonlított össze. A sugárzási modellek közül (*Makkink*, 1957; *Turc*, 1961; *Jensen–Haise*, 1963; *Priestley–Taylor*, 1972 és *Abtew*, 1996) az *Abtew* modellje volt a legjobb, azonban a *Priestley–Taylor* módszert jellemző R^2 -érték – a kalibrálás után – 0,91 volt. *Fischer* (2001) öt evapotranspirációs modellt hasonlított össze egy sierra nevadai erdei ökoszisztémán. Az eddy kovariancia technikával mért párolgást *Shuttleworth* és *Wallace* (1985), *Penman–Monteith* (1965), *Penman* (1948), *Priestley* és *Taylor* (1972) és *McNaughton* és *Black* (1973) módszere segítségével próbálta rekonstruálni. A száraz éghajlatú területen *Priestley–Taylor* módszer bizonyult a legjobbnak ($R^2=0,74$ és $0,84$).

A kombinációs modellek alapját *Penman* (1948) párolgás számítási módszere adja. A módszer sok adatot igényel nagy időbeli felbontásban. A javaslatok alapján (*Allen*, 1998), amennyiben az adatigény teljesíthető, a módszer mindenféleképpen alkalmazandó. *Mocko* és *Sud* (1998) összehasonlító vizsgálatai alapján a *Penman* módszer alulbecsüli a Θ -értékeket. *Fischer* (2001) Sierra Nevada erdőire vonatkozó 2 éves vizsgálatai alapján a *Penman* módszerrel kapott becslések meglehetősen gyengék voltak.

Egyes tanulmányok a módszerek hibáinak becslésére fókuszáltak. *Mintz* és *Walker* (1993) munkájuk során arra a következtetésre jutottak, hogy a *Budyko* (1956), *Penman* (1948), *Priestley–Taylor* (1972) és *Thornthwaite* (*Thornthwaite*, 1948; *McKenny* és *Rosenberg*, 1993) módszerével becsült PET hibája $\pm 0,5$ mm nap⁻¹. *Reed* (1997) a *Priestley–Taylor* (1972) és a *Thornthwaite* (*Thornthwaite*, 1948; *McKenny* és *Rosenberg*, 1993) módszereket körülbelül ± 1 mm nap⁻¹ hibával jellemzi. *Xu* és *Singh* (2000) a *Makkink* és *Priestley–Taylor* módszerek hibáit meglehetősen csökkentette a helyszíni kalibrálás után.

Alkaeed és mtsai. (2006) munkájukban az összes modell standard hibáját $0,25 \text{ mm nap}^{-1}$ körülinek becsülték.

A fentiekből az is látható, hogy egyes módszerek nemcsak az eljárás, hanem a területi alkalmazás tekintetében is különböznek. Hazánkban a párolgás és talajvízkészlet mérése, modellezése mindig fontos feladatnak bizonyult tekintettel az országban folyó mezőgazdasági tevékenységre. Magyarországon a párolgást többnyire *Thorntwaite* (1948) módszere alapján becsülték. *Berényi* (1943) a *Thorntwaite*-féle (1931) klímaképletek mellett *Thorntwaite* (1931) módszere alapján számította a P-PET különbségeket. Később e módszert *Kakas* (1960) és *Szesztay* (1958) is alkalmazta. *Szesztay* hidrológiai szempontból szemlélte a módszert és alkalmazásai kisebb vízgyűjtő területekre vonatkoztak. *Kakas* és *Szepesiné* (1963) hazánk vízmérleg egyenlegét becsülték *Kakas* (1960) régebbi számításai alapján. *Erdős* és *Morvay* (1961) a különböző mélységekben levő talajvízkészlet évi menetét vizsgálták négy állomáson. E mérések alapján igen részletes betekintés nyerhető a hazai vízjárás viszonyairól. Megmutatták, hogy egy adott terület átlagos vízjárásának megismeréséhez legalább 5 év mérésre van szükség. Megmutatták azt is, hogy a téli mérések is nélkülözhetetlenek, mivel ezek nélkül nem lehet teljes képet alkotni az évi menetről. Megemlítendő *Szepesiné* (1959) Kárpát-medencére vonatkozó tanulmánya is, amelyben egyes állomások energiaháztartását is vizsgálta. E számításokban a talaj hasznos víztartalma 300 mm m^{-1} volt. Számításait a Martonvásáron mért 8 éves hosszú talajvízkészlet adatsoron ellenőrizte. Az általa használt módszer általában alulbecsült. A lineáris regresszió korrelációs együtthatói $0,21-0,69$ között változtak, a hibák pedig -65 és 178 mm m^{-1} között mozogtak. *Thorntwaite* módszerét *Szász* (1963) is alkalmazta. Vizsgálataiban a vízháztartási összetevők és a hasznos víztartalom kapcsolatát elemezte, de csak egyes állomásokra vonatkozóan. Az e témakörrel foglalkozó munkák közül kiemelendő *Antal* (1968) munkája is, mely az ET-t a hőmérséklet és a gőznyomás napi átlagai alapján számolja. A módszer a numerikus előrejelző modellekben (ALADIN, MM5) és műholdas mérések anyagában is alkalmazásra került. *Antal* és *Kozmáné* (1980) a területi ET meghatározására egy klimatológiai módszert ismertet. Eredményeik közül kiemelik azt a megállapítást, hogy hazánkban a felszín sugárzási egyenlegének mintegy $3/4$ része a párolgásra fordítódik. A fennmaradó rész a konvekciót serkenti. A talajhőáram jelentősége elhanyagolható; évi összege nulla.

Egy évtizeddel később *Dunkel* és *mtsai.* (1990) a tényleges párolgást a távérzékeléssel becsült felszíni hőmérsékletek alapján számítják. Az eljárásukban 17,3 km-es ráctávolságot alkalmaztak. *Stollár* és *mtsai.* (1990) ugyanezen a rácson a talajnedvesség-tartalom területi eloszlását becsülték. Számításaikat a Θ -mérések alapján korrigálták, melyek 10 naponta álltak rendelkezésre. *Dunkel* (2003) az ET-t bonyolultabb módszerekkel is becsülte. Ez az eljárás összetettsége alapján a 3. modellcsaládba sorolható. A módszer az "A" káddal végzett mérésekhez képest, valamint az *Antal* (1968) képletével kapott eredményekhez képest kb. 20%-kal túlbecsülte az évi párolgást, de ahogy a szerző is írja "first guess-nek", azaz első közelítésnek jó. A módszer hibája optimális esetben ± 1 mm nap⁻¹. Ezúttal fontos arra utalni, hogy a szerző optimális esetről beszél, ugyanis a számításhoz szükséges mérési eredmények többsége a műholdas mérésekből származik, amelyek csak derült égbolt esetén állnak rendelkezésre.

A tényleges párolgás fizikájával kapcsolatos alapkutató jellegű vizsgálatok *Ács* nevéhez fűződnek. Azt, hogy a talajban található vízmennyiség befolyásolja az ET-t, már korábban is számításba vették, de csak közelítő módszerekkel, sokszor a talaj fizikai féleségének megkülönböztetése nélkül. *Ács* (2002) részletesen elemezte a növényi párolgásnak a Θ -tól való függését különböző fizikai féleségek és területi eloszlású Θ -k esetén. Ezek közül az eredmények közül kiemelendő az, hogy a homokra és az agyagra vonatkozó ET és Θ menetek sok-sok vonatkozásban hasonlóak, de vannak nyilvánvaló különbségek is. *Ács* (2003a) elvégezte a csupasz talaj párolgás és a növényi párolgás összehasonlító vizsgálatát is. Számításai alapján a homogén és az inhomogén területi eloszlású Θ esetén a növényi párolgás és a csupasz talaj párolgása közötti különbségek igen nagyok lehetnek, főleg akkor, ha a talaj száraz. *Ács* (2003b) részletesen elemezte a növényi párolgásnak a Θ területi változatosságára való érzékenységet is. Az elemzések kiterjedtek arra is, hogy az ET mennyire érzékeny a talaj hidrofizikai függvényeinek parametrizálására. A górcső alá vett parametrizációk a magyar és amerikai talajokra vonatkoztak. *Ács* (2005) részletesen elemezte a növényi párolgásnak a talajparaméterektől való függését. E vizsgálatokat a Cabauw-féle adatállományon végezte. Számításai egyértelműen utalnak arra, hogy a szabadföldi vízkapacitáshoz tartozó talajvízkészlet, Θ_f , az egyik legfontosabb hidrofizikai paraméter.

1.1.2. Talajlégzés

A talajlégzés folyamata még sok vonatkozásban ismeretlen, de a mérési technikák fejlődésével a folyamat vizsgálata egyre nagyobb hangsúlyt kap. Az SR-t becsülő modellek többnyire statisztikus modellek, melyek mérési eredményeken alapulnak. E modellek az SR és a környezeti tényezők (P, T, ET, Θ) közötti kapcsolatot statisztikus összefüggések segítségével jellemzik (pl. *Raich és Sclesinger, 1992*); általában vagy évi, vagy havi léptékűek. A folyamat orientáltabb modellek más tényezőket is számításba vesznek (pl. LAI (Leaf Area Index–levélfelületi index), a talaj C és N tartalma, növényzet típusa) és időbeli felbontásuk is nagyobb (órás, 6 órás, napi)(*Reichstein és mtsai., 2003; Pumpanen és mtsai., 2003*). Összetettségük ellenére –vagy emiatt– e modellek jósága legtöbbször alulmarad a statisztikus modellekhez képest (*Yuste és mtsai., 2005*).

A statisztikus modellek tulajdonságaival, valamint az SR-nek bizonyos elemekre (léghőmérséklet, talajnedvesség, földhasználat, öntözés) való érzékenységgel kapcsolatban az első nagyobb lélegzetű, összefoglaló jellegű leírást *Raich és Schlesinger (1992)* adták meg. *Brook (1983)*, valamint *Raich és Schlesinger (1992)* méréseik alapján statisztikai kapcsolatokat állapítottak meg az SR és a T (*Fung és mtsai., 1987*), valamint az ET az SR, a T és a P között. E regressziós modellek közül a legjobb modell R^2 -e 0,5 volt. *Raich és Potter (1995)* a léghőmérsékletnek és a talajnedvességnek a talajrespirációra gyakorolt hatását vizsgálta. Az SR-t az Arrhenius összefüggése alapján számították. Vizsgálataik alapján a Q_{10} módszer volt a legjobb a hőmérsékleti hatás kifejezésére. Számításaik szerint a korábban publikált SR-értékek jól korreláltak a P-vel, de e korreláció más nedvességi mutatókkal –mint pl. a P/PET aránnyal– már gyengébb volt. Az újabb munkákban azt is vizsgálták, hogy kapcsolatba hozható-e az SR a talajok C és N tartalmával, valamint a talaj és a növényzet típusával. Az eredményeik alapján nincsenek ilyen kapcsolatok. Vizsgálataik alapján a talajnedvesség hatása 3 módon érvényesül: (i) ha a talaj száraz, akkor a kis mennyiségű P is rendkívül erősen hat a metabolikus aktivitásra; (ii) ha a Θ optimális nagyságú, akkor a hatása nem meghatározó és (iii) ha a talaj túl nedves, akkor megszűnik az aerób respiráció. *Peng és mtsai. (1998)* a globális klímaváltozás során esedékes SR-változásokat vizsgálták. A modell, az előző modellektől eltérően nem csak a T és a P, hanem az ET hatását is számításba vette. Az SR számítására vonatkozó statisztikus modelljüket jellemző R^2 értéke 0,85. E modell évi SR értékekre vonatkozó

becslése elfogadható megegyezésben volt *Raich* és *Schlesinger* (1992) és *Raich* és *Potter* (1995) eredményeivel.

Raich és *Tufekcioglu* (2000) az SR és a növényzet kapcsolatát vizsgálta. Megállapították, hogy azonos feltételek mellett a különböző növénytípusokhoz tartozó SR-értékek különböznek. Ezért, ha a növényfajták területi eloszlásának arányában változások következnek be, akkor e változásokkal az SR is megváltozik. Említsük meg azt is, hogy egyes esetekben a csupasz talaj jobban respirálhat, mint a növényzettel borított talaj. A talaj-respirációt elsősorban az éghajlat és csak másodsorban a növényzet határozza meg. Mivel a növényzet eloszlását a T és a Θ együttes hatása határozza meg, az SR-t is ezen két állapothatározó határozza meg leginkább.

Cramer és *mtsai.* (2001) hat komplex ökoszisztéma modell viselkedését vizsgálta globális éghajlatváltozás esetén. Számításaik szerint, –annak ellenére, hogy a Föld északi féltékéjén lévő talajok többnyire elnyelik a légköri szénet– egyes területek idővel széndioxidot kibocsátó területekké alakulnak. Az ilyen jellegű átalakulás nem a növények szénforgalmával, hanem az SR növekedésével kapcsolatos. *Raich* és *mtsai.* (2002) újraértékelve korábbi modelljüket –új paramétereket vezettek be, bővítették a mérések adatbázisát– és kiszűrve a mérési hibákat új modelleredményekkel rukkoltak elő, melyek jól egyeztek a mérésekkel ($R^2=0,62$). Az új modell szerint a P változásaira való érzékenység ($R=0,81$) megnőtt. Ennek ellenére az évi SR és az évi P közötti statisztikai kapcsolat nem mondható erősnek. Mitöbb éves szinten a T a prediktor ($R=0,87$). *Reichstein* és *mtsai.* (2003) *Raich* és *mtsai.* (2002) modelljét saját, lényegesen összetettebb modellükkel vetették össze. A *Reichstein*-féle modell az SR-t a T, a Θ és a LAI függvényében becsülte napi léptékben. E modellt jellemző R^2 érték 0,48 volt. Ha kombinálták a *Raich*-féle modellel a kapott R^2 érték mindössze két századdal lett jobb. Számításaik alátámasztották a már eddig is ismert tényt, hogy az SR növekszik a T növekedésével, és csökken a Θ csökkenésével. A Θ hatását ugyanúgy jellemezték, mint *Raich* és *Potter* (1995), azaz a hatások tekintetében a Θ 3 tartományra osztható.

Byrne és *mtsai.* (2005) modelljüket a fű felszín felett végzett SR mérések alapján szerkesztették meg. Munkájuk sarkalatos pontja a fűre vonatkozó SR számítás, ugyanis az irodalom alapján a mérések általában az erdőkre és cserjékre vonatkoztak (*Law* és *mtsai.*, 1999; *Kang* és *mtsai.*, 2003; *Reichstein* és *mtsai.*, 2003; *Yuste* és *mtsai.*, 2005). A

fűfelszínnek azonban a Föld felszínének közel 40%-át képezik és a szén forrásaként, valamint nyelőjeként is működhetnek (Xu és Baldochi, 2004; Janssens és mtsai., 2005). Modelljük az SR-t a talaj hőmérséklete és a talajvízkészlet függvényében (logaritmus függvény) számítja. Del Grosso és mtsai. (2005) az SR-modellt a DAYCENT és CENTURY modellek alprogramjai segítségével készítették el. A modell illesztett statisztikus modell; független változói a T és a Θ . A modell a mérsékelt övi növényzet respirációjára 0,48 illetve 0,32 R^2 -es értékkel rendelkezett. A modellt különböző vegetáció típusokra is alkalmazták. Különböző fűállományokra az R^2 0,31-0,46 a tenyészidőszakban, míg 0,28-0,52 a tenyészidőszakon kívüli időszakban.

Yuste és mtsai. (2005) egy új, empirikus jellegű modellt dolgoztak ki. Az SR-t a földfelszín vízellátottságának függvényében modellezték. A modell a vizsgált két évben igen jó eredményeket adott ($R^2=0,92$ és $0,88$). Megállapították, hogy a száraz időszakban a csapadék nagy hatással van a növényzet növekedésére, és ezért az SR növekedésére is (Raich és Potter, 1995) is. A növekedés mértékétől függően az ún. "újranedvesítés" akár az évi SR összeg 9%-val is megnövelheti a respirációt júliusban és augusztusban. A júliustól októberig terjedő időszakban a növekedés pedig 13,5% is lehet. A modell időléptékre való érzékenységét is megvizsgálták. A félórás és havi időléptékekkel végzett számítások közel azonos eredményt adtak.

Hazánkban SR-méréseket Nagy és Balogh (2005), Nagy és mtsai. (2006), Tuba és mtsai. (2004), Tóth és Koós (2005) valamint Gyuricza (2004) végeztek. Az első SR-bebecslések modellekkel lokális skálán Ács és mtsai. (2005a) és Ács és Breuer (2005) nevéhez fűződnek. E tanulmányokban egy egyszerű, folyamat-orientált, Thornthwaite (1948) alapú csöbör modellt használtunk. A mezők bemutatása mellett részletesen elemeztük az SR, az ET és az éghajlat kapcsolatát is. E vizsgálatokban nemcsak a területi eloszlásokat, hanem a szezonális változásokat is részletesen elemeztük.

1.2. Célok

Szakedolgozatom céljai a következők:

1. egy folyamat-orientált és minél kevesebb adatot alkalmazó modell kifejlesztése, mely alkalmas a tényleges párolgás, a talajvízkészlet és a talajlégzés havi és évi értékeinek becslésére mezoskálán;
2. a modell verifikálása hazai adatállományokon;
3. a párolgás, a talajvízkészlet és a talajlégzés valamint a környezeti tényezők (csapadék, hőmérséklet) közötti kapcsolat statisztikai elemzése;
4. a párolgás, a talajvízkészlet és a talajlégzés különböző időszakokra vonatkozó területi eloszlásának elemzése és,
5. a párolgás, a talajvízkészlet, a talajlégzés és a *Thornthwaite*-féle klímaképlet érzékenységének vizsgálata a szabadföldi vízkapacitáshoz tartozó talajvízkészlet parametrizálására.

2. A Thornthwaite-típusú biogeokémiai modell

Thornthwaite (1948) biofizikai modellje igen egyszerűen bővíthető más folyamatok leírásával. A *Thornthwaite*-féle biofizikai modellt több vonatkozásában is módosítottam:

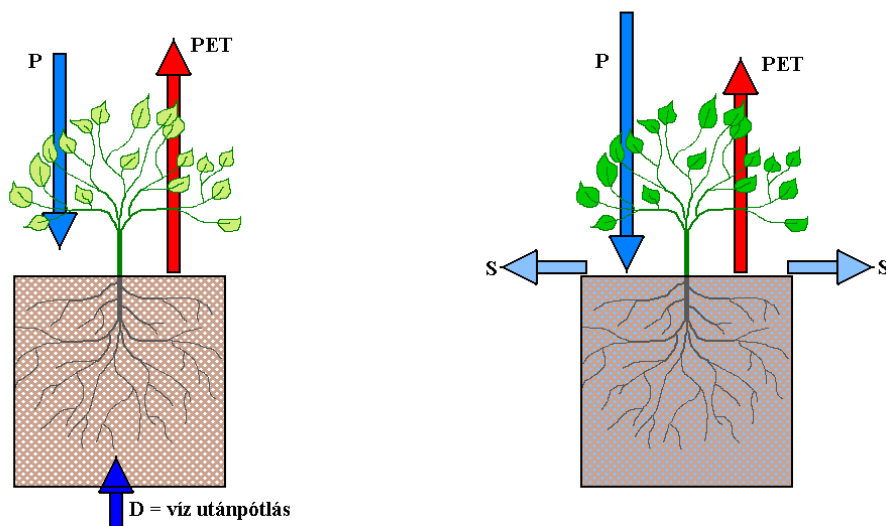
- a csöbör hasznos víztartalmának nagyságát talajtextúra függővé tettem,
- a talajvízkészlet becslését pontosabbá tettem és
- beiktattam a talajlégzés folyamatának a leírását is.

Az első módosítással számításba vehettem a talajtextúra területi változatosságának hatását mind a párolgásra, mind a talajlégzésre. A harmadik módosítással pedig vizsgálhattam a talaj szerepét nemcsak a vízgőz, hanem a szén-dioxid csere vonatkozásában is. Vizsgálataimban több párolgás parametrizációt, illetve a talajvízkészlet számításával kapcsolatos numerikus sémát is elemeztem. A következőkben ismertetem a vizsgált párolgási és talajrespirációs parametrizációkat, a talajvízkészlet számításával kapcsolatos numerikus sémákat valamint bemutatom a *Thornthwaite*-féle (1948) klímaképleteket is. E módosításokkal a *Thornthwaite*-féle biofizikai modell immáron biogeokémiai modellnek tekinthető.

2.1. A vízháztartás modellezése

2.1.1. Csöbör modell

Thorntwaite (1948) felismerte, hogy a talaj és a növényzet vízforgalma kitűnő klímaindikatőr. Felismerte azt is, hogy az éghajlatok egzakt módon rendszerezhetőek, ha a klímaindikatort index formájában tudja kifejezni. A hidrofizikai index egy egyszerű csöbör modell alapján számítható. Az eredeti modellben a csöbör 1 m mély és 1 m² alapterületű talajtömb, melynek hasznos víztartalma (az a vízmennyiség, amit a növényzet felvehet) 100 mm. A csöbört a csapadék (P) tölti, a tényleges evapotranspiráció (ET) pedig üríti (1a. és 1b. ábra). A csöbör falain keresztül oldalirányú vízmozgás nincs. Amikor a vízmennyiség eléri a 100 mm-t, a csöbör megtelik, és ha a csapadék nagyobb, mint a potenciális evapotranspiráció (PET), víztöbblet (S) keletkezik, ami lefolyik. A lefolyt vízről semmit sem lehet tudni. Ha viszont a csöbör teljesen kiürül, és a PET nagyobb, mint a csapadék, vízhiány (D) keletkezik, ami a mélyebb rétegekből pótlódik. Láthatjuk tehát, hogy a csöbör speciális: alulról vizet kaphat, de nem veszthet. A modell fizikai jellegét a PET parametrizálása és a csöbör alkalmazása, míg biológiai jellegét a hasznos víztartalom fogalmának használata adja.



1. ábra: A csöbörmodell és működésének vázlata – a) vízhiány; b) víztöbblet esetén.

2.1.2. A párolgás és a talajvízkészlet számítása

Az ET -t egy eset kivételével a PET (potenciális evapotranspiráció) függvényében becsültem,

$$ET_t = \beta_t \cdot PET_t, \quad t = 1, \dots, 12, \quad (2.1)$$

ahol a β függvény az ET és a PET arányával egyenlő. Az ET/PET parametrizációk közül a *Thornthwaite* (1948), *Priestley és Taylor* (1972), *Makkink* (1957), *Hamon* (1961) és *Malstrom* (*Schipper*, 2005) parametrizációit mutatom be.

A PET parametrizálása

- *Priestley–Taylor* (1972) parametrizációja (P-T)

Priestley és Taylor (1972) módszere a *Penman* (1948) módszer egyszerűsített változata. Csak sugárzási és hőmérsékleti adatok szükségesek. A PET -et általában a sugárzás mennyisége jobban meghatározza, mint a levegő szárazsága és a szél nagysága. Ugyanis az ún. "egyensúlyi helyzet" elérésekor, amikor a levegő már telített vízgőzzel a felszín jó vízellátottsága mellett, a *Penman*-egyenlet advektív tagja 0 körüli lesz, ezért

$$ET_t = \alpha \cdot \frac{\Delta}{\Delta + \gamma} \cdot \frac{Rn_t - G_t}{\lambda}, \quad (2.2)$$

ahol α felszín függő paraméter ($\alpha = 1,26$); Δ a telítési gőznyomás görbe hajlata; γ a pszichrometrikus állandó; Rn_t a felszín sugárzási egyenlegének havi összege (MJ m^{-2} hónap $^{-1}$); G_t a talajhőáram havi összege (MJ m^{-2} hónap $^{-1}$); λ a párolgáshő (MJ kg^{-1}). Fontos megjegyezni, hogy a *Priestley–Taylor*-féle modell a tényleges párolgást szimulálja az α paraméter beiktatásával, amelyet általában 1,26-nak vesznek, de az éghajlattól függően a paraméter értéke 1,05 és 1,75 között változhat.

- *Thornthwaite* (1948) parametrizációja (PET1)

Thornthwaite (1948) egy hőmérséklet és potenciális napfénytartalom függő potenciális evapotranspirációt becsülő egyenletet dolgozott ki. A regressziós egyenlet több, az Egyesült Államokban végzett lysiméteres mérés alapján lett számítva. *Thornthwaite* felismerte, hogy a párolgás és a sugárzási egyenleg között szorosabb fizikai kapcsolat létezik, mint

a párolgás és a hőmérséklet között. Azonban tisztában volt azzal is, hogy a párolgás becsléséhez szükséges pontos és kellő felbontású sugárzási adatok még sokáig hiányozni fognak. Modellje ezért a sugárzás helyett a hőmérséklet alapján becsüli a PET-et. Az elv továbbá feltételezi azt is, hogy az albedó konstans és az ET mértékét a nedves levegő advekcója sem befolyásolja. A PET módosított parametrizációja *McKenny és Rosenberg* (1993) nevéhez fűződik. Ez alapján

$$PET_t = 1,6 \cdot \left(\frac{L_t}{12}\right) \cdot \left(\frac{N_t}{30}\right) \cdot \left(\frac{10 \cdot T_t}{I}\right)^A, \quad t = 1, \dots, 12, \quad (2.3)$$

ahol L_t a nappalok hosszának havi átlaga (óra), N_t a hónap napjainak száma és T_t a havi átlag léghőmérséklet ($^{\circ}\text{C}$). A PET $\text{cm m}^{-2} \text{ hónap}^{-1}$ dimenzióval rendelkezik. I a hőindex:

$$I = \sum_{t=1}^{12} \left(\frac{T_t}{5}\right)^{1,514} \quad (2.4)$$

és

$$A = 6,75 \cdot 10^{-7} \cdot I^3 - 7,71 \cdot 10^{-5} \cdot I^2 + 1,792 \cdot 10^{-2} \cdot I + 0,49239 \quad (2.5)$$

- Makkink (1957) parametrizációja (PET2)

Makkink (1957) számítását egyszerűsített *Priestley–Taylor* (1972) formulának tekinthetjük. *Priestley* és *Taylor* (1972) parametrizációjához hasonlóan sugárzási és hőmérsékleti adatok szükségesek, valamint a mérő állomás tengerszint feletti magassága. A különbség a kettő között az, hogy a sugárzási egyenleg helyett, a globálsugárzást használja, így nem kell a hosszú hullámú sugárzási egyenleget parametrizálni.

$$PET_t = 0,7 \cdot \frac{\Delta}{\Delta + \gamma} \cdot \frac{Rs_t}{2,5}, \quad (2.6)$$

ahol Rs_t a globálsugárzás havi összege ($\text{MJ m}^{-2} \text{ hónap}^{-1}$). A módszer a telítési vízgőznyomás hajlatát (Δ) a hőmérséklet alapján parametrizálja:

$$\Delta = 0,2 + (0,007385 \cdot T_t + 0,8072)^7 - 0,00116; \quad (2.7)$$

a pszichrometrikus állandó (γ) pedig a tengerszint feletti magasság függvénye:

$$p = 101,3 - 0,01055 \cdot h, \quad (2.8)$$

$$\gamma = 0,001013 \cdot p \cdot \frac{0,622}{2,5}. \quad (2.9)$$

T_t a havi átlagos léghőmérséklet($^{\circ}\text{C}$) a tengerszint feletti magasság (m).

- Hamon (1961) parametrizációja (PET3)

Hamon (1961) Thornthwaite (1948) modelljét vette alapul. E parametrizációnak több változata ismert. E munkában a legegyszerűbb változatot próbáltam ki.

$$PET_t = 29,8 \cdot HN \cdot \frac{e_s}{T_t + 273,2}, \quad (2.10)$$

ahol HN adott hónap potenciális napsugárzásának hossza (óra); e_s a havi átlag léghőmérséklet alapján kapott telítési gőznyomás (kPa); T_t a havi átlag léghőmérséklet ($^{\circ}\text{C}$).

- Malstrom parametrizációja (Schipper, 2005) (PET4)

A módszerről nem igen tudni valamit, ezért is érdekelt, hogy milyen eredmények érhetőek el vele.

$$PET_t = 40,9 \cdot \frac{e_s}{10}, \quad (2.11)$$

ahol e_s a havi átlag léghőmérséklet alapján számított telítési gőznyomás (kPa).

β parametrizációk

- Lineáris összefüggés

A β függvény a Θ_t változásaira a hasznos víztartalom tartományban (a hervadáspont (Θ_w) és a szabadföldi vízkapacitás (Θ_f) között) lineárisan változik, azaz

$$\beta = \begin{cases} 0 & , \text{ ha } \Theta_t < \Theta_w, \\ \frac{\Theta_t - \Theta_w}{\Theta_f - \Theta_w}, & \text{ ha } \Theta_w \leq \Theta_t \leq \Theta_f, \\ 1 & , \text{ ha } \Theta_t > \Theta_f. \end{cases} \quad (2.12)$$

- Exponenciális összefüggés

Mintz és Walker (1993) szerint a β függvény a Θ_t változásaira a hasznos víztartalom tartományban exponenciálisan változik. A fűfélékre vonatkozó mérések alapján a következőképpen:

$$\beta = \begin{cases} 0 & , \text{ ha } \Theta_t < \Theta_w, \\ 1 - \exp(-6,8 \cdot \frac{\Theta_t - \Theta_w}{\Theta_f - \Theta_w}), & \text{ ha } \Theta_w \leq \Theta_t \leq \Theta_f, \\ 1 & , \text{ ha } \Theta_t > \Theta_f. \end{cases} \quad (2.13)$$

- NDVI alapú összefüggés

Mocko és Sud (1998), *Mintz és Walker* (1993) javaslatára a β -t a növényfelületi index függvényében becsülték. Mivel a LAI-t az NDVI alapján becsülik, β is az NDVI függvénye,

$$\beta = \gamma + \lambda \cdot \frac{1 + NDVI_t}{1 - NDVI_t}. \quad (2.14)$$

Az egyenletben használt γ és λ paraméterek az adott területre jellemző legkisebb és legnagyobb NDVI értékek alapján számolandók, miszerint a $\beta = 1$ -el ha az NDVI maximális és egyenlő 0-val ha minimális.

Numerikus sémák

A különböző numerikus sémák taglalásánál csak a sémák végső alakjának bemutatására szorítkozom. Az $F(\Theta_t)$ az összes séma esetében ugyanazt jelenti:

$$F(\Theta_t) = P_t - ET_t, \quad (2.15)$$

ahol P_t és ET_t adott hónapra vonatkozó csapadék és tényleges párolgás.

- Euler explicit

$$\Theta_{t+1} = \Theta_t + F(\Theta_t) \cdot \Delta t. \quad (2.16)$$

- Euler implicit séma

$$\Theta_{t+1} = \Theta_t + \frac{F(\Theta_t)}{\frac{1}{\Delta t} - \frac{\partial F}{\partial \Theta} \Big|_t}. \quad (2.17)$$

- Leap-frog séma

$$\Theta_{t+1} = \Theta_{t-1} + 2 \cdot F(\Theta_t) \cdot \Delta t. \quad (2.18)$$

- Adams-Bashforth séma

$$\Theta_{t+1} = \Theta_t + F(\Theta_t) \cdot \Delta t + \frac{1}{2} \frac{\partial F}{\partial \Theta} \Big|_t \cdot (\Theta_t - \Theta_{t-1}) \cdot \Delta t. \quad (2.19)$$

- Másodrendű implicit séma

$$\Theta_{t+1} = \Theta_t + \frac{F(\Theta_t)}{1 - \frac{1}{2} \frac{\partial F}{\partial \Theta} \Big|_t \cdot \Delta t}. \quad (2.20)$$

A talajvízkészlet számítása

Bármely numerikus sémát is alkalmazzuk a Θ kezdeti értéke ismeretlen. Ezért a kezdeti értékű Θ_t -t mindaddig újraszámoljuk, amíg az utolsó és az utolsó előtti lépésben számított Θ_t értékek közötti különbség elenyészővé nem válik, azaz míg el nem érjük az ún. "egyensúlyi évet".

A talajvízkészlet becslésekor keletkező víztöbblet és vízhiány ismerete a *Thornthwaite*-féle (1948) klímaképlet meghatározásához szükséges, ezért kis módosítással az eredeti parametrizációt alkalmaztam. A modell a növényi párolgást hivatott számítani, ezért a talajvízkészlet lehetséges szélsőértékeit a növényzet szempontjából állapítottam meg. Amikor a talajvízkészlet annyira alacsony, hogy a növényzet már nem képes a talajból vizet felvenni, akkor a növény hervadni kezd, ezért ezt a víztartalmat hervadásponthoz tartozó talajvízkészletnek (Θ_w) nevezzük. Ilyen alacsony talajvízkészlet esetén a növény bezárja sztómáit és nem párologtat. Ezért ennél alacsonyabb vízmennyiséget nem is enged meg a modell. Amennyiben a talajvízkészlet ilyen alacsony és a lehulló csapadék mennyisége is kisebb, mint a PET, úgy vízhiány (D) keletkezik.

$$D_t = \begin{cases} PET_t - P_t & , \text{ ha } \Theta_t \leq \Theta_w \text{ ha } P_t < PET_t, \\ 0 & , \text{ ha } \Theta_w < \Theta_t \leq \Theta_f. \end{cases} \quad (2.21)$$

Hasonlóan értelmezhető a szabadföldi vízkapacitáshoz tartozó talajvízkészlet is. A szabadföldi vízkapacitáshoz tartozó talajvízkészlet (Θ_f) esetén a növény sztómai maximálisan nyitva vannak, tehát párolgásuk is maximális. Ennél nagyobb talajvízkészlet esetén a növényzet már képtelen felvenni a vizet, és párologtatni sem tud jobban. Továbbá ha a talajvízkészlet nagyobb, mint a Θ_f (csak nagy esőzések után), akkor a víztöbblet lefolyik és csak a szabadföldi vízkapacitásnak megfelelő vízmennyiség marad a talajban. Természetesen, ha a környező talajok már mind telítettek ($\Theta = \Theta_f$), akkor a felgyülemlt víz nem tud távozni. Ezt a felgyülemlt vízmennyiséget a modell egyszerűen víztöbbletként (S) kezeli és ez a mennyiség semmilyen későbbi szerepet nem kap, hiszen az egymás melletti talajszelvények között nincs kapcsolat.

$$S_t = \begin{cases} \Theta_t - \Theta_f & , \text{ ha } \Theta_f \leq \Theta_t \text{ ha } PET_t < P_t, \\ 0 & , \text{ ha } \Theta_t < \Theta_f. \end{cases} \quad (2.22)$$

2.2. Klímaképletek

A *Thornthwaite*-féle klímaképletet 4 betű alkotja. Az 1. betűt a nedvességi index (I_m), a 2. betűt a PET, a 3. betűt a humiditási (I_h) és az ariditási (I_a) indexek, míg a 4. betűt a nyári (június, július és augusztus) és évi PET-értékek aránya határozza meg. A klímaképlet első két betűje az évi, míg az utolsó két betűje az évszakos jellemzőkre utal.

Az indexeket a következőképpen számítjuk:

$$I_m = I_h - 0,6 \cdot I_a \quad (2.23)$$

ahol

$$I_a = \frac{100 \cdot D}{PET}, \quad (2.24)$$

$$I_h = \frac{100 \cdot S}{PET}. \quad (2.25)$$

D, S és PET a vízhiány (mm), a víztöbblet (mm) és a potenciális evapotranspiráció évi összege ($\text{mm m}^{-2} \text{év}^{-1}$). Az I_m értéke alapján a klímaképlet 1. betűi a következők:

1. táblázat: A klímaképlet 1. betűjének lehetséges változatai

A klímaképlet 1. betűje	A vízellátottság jellemzése	I_m
A	Perhumid	100 fölött
B_4	Humid	80 – 100
B_3	Humid	60 – 80
B_2	Humid	40 – 60
B_1	Humid	20 – 40
C_2	Nedves szubhumid	0 – 20
C_1	Száraz szubhumid	-20 – 0
D	Szemiarid	-40 – -20
E	Arid	-60 – -40

A PET értékei alapján a klímaképlet 2. betűi a következők:

2. táblázat: A klímaképlet 2. betűjének lehetséges változatai

A klímaképlet 2. betűje	A hőellátottság jellemzése	PET ($\text{mm m}^{-2} \text{év}^{-1}$)
A'	Megatermális	1140 fölötti
B_4'	Mezotermális	997 – 1140
B_3'	Mezotermális	855 – 997
B_2'	Mezotermális	712 – 855
B_1'	Mezotermális	570 – 712
C_2'	Mikrotermális	427 – 570
C_1'	Mikrotermális	285 – 427
D'	Tundra	142 - 285
E'	Fagyos	142 alatt

A 3. betű jelentéseit a 3. táblázat tartalmazza.

3. táblázat: A klímaképlet 3. betűjének lehetséges változatai

A klímaképlet 3. betűje	A vízellátottság szezonális jellemzése	
Nedves éghajlatok esetén (A, B, C ₂)		I_a
r	kicsi vagy nincs vízhiány	0 – 16,7
s	közepes nyári vízhiány	16,7 – 33,3
w	közepes téli vízhiány	16,7 – 33,3
s ₂	nagy nyári vízhiány	33,3 fölött
w ₂	nagy téli vízhiány	33,3 fölött
Száras éghajlatok esetén (C ₁ , D, E)		I_h
d	kicsi vagy nincs víztöbblet	0 – 16,7
s	közepes téli víztöbblet	16,7 – 33,3
w	közepes nyári víztöbblet	16,7 – 33,3
s ₂	nagy téli víztöbblet	33,3 fölött
w ₂	nagy nyári víztöbblet	33,3 fölött

A 4. betű jelentéseit a 4. táblázat mutatja.

4. táblázat: A klímaképlet 4. betűjének lehetséges változatai.

A klímaképlet 4. betűje	A nyári hőellátottság jellemzése	PET (% nyár/évi)
a'	Megatermális	48 alatt
b ₄ '	Mezotermális	48 – 51,9
b ₃ '	Mezotermális	51,9 – 56,3
b ₂ '	Mezotermális	56,3 – 61,6
b ₁ '	Mezotermális	61,6 – 68
c ₂ '	Mikrotermális	68 – 76,3
c ₁ '	Mikrotermális	76,3 – 88
d'	Tundra	88 fölött

Ahhoz, hogy megértsük a klímaképletekhez tartozó éghajlatok típusait, nézzünk meg néhány példát. Budapest éghajlatának klímaképlete $^1 C_2 B'_1 s b'_3$, a vízellátottság nedves szubhumidnak felel meg, az évi csapadékösszeg 622 mm, az évi átlagos léghőmérséklet 10,8 °C. Természetesen, magasabb hőmérséklet mellett ugyanennyi csapadékkal már száraz szubhumid vagy arid is lehetne a vízellátottság. A hőellátottság mezotermális, de közel van a mikrotermálishoz. A hőellátottságot a környezeti tényezők közül leginkább a hőmérséklet határozza meg, ezért a hasonló hőmérsékleti átlaggal és évi menettel rendelkező területek hőellátottsága is ilyen lesz. A szezonális vízellátottság: közepes nyári vízhiány, amely megfelel annak, amit nyáron Budapesten tapasztalhatunk. A nyári hőellátottság mezotermális és a nyári PET az évi PET 51,9-56,3 százalékát adja. Ez a kontinentális éghajlatokra jellemző meleg nyarakra utal.

Nyugat felé haladva egy Budapesthez hasonló hőellátottságú város, Utrecht klímájával $B_1 B'_1 s b'_4$ találkozhatunk. Évi átlagos léghőmérséklete 9,1 °C, amely –annak ellenére, hogy közel 1,5 °C-kal alacsonyabb, mint Budapesten, de a hideg telek hiánya miatt– hőellátottság szempontjából ugyanabba a kategóriába esik, mint Budapest. Lévén, hogy közelebb esik az Atlanti-óceánhoz az évi csapadékösszeg nagyobb, 765 mm, és mivel hűvös éghajlatú, ezért a vízellátottsága jobb, mint Budapesté. A telek enyhülésével és a nyarak hűvösödésével a hőmérséklet évi menete kiegyenlítettebbé válik, ezért a nyári PET aránya alacsonyabb Budapesthez képest.

Északra haladva Norvégia egyik kikötő városába Tromsøba érkezőnk. Klímája: $A C'_2 s_2 c'_2$. Atlanti-óceáni kikötő lévén magas a csapadékösszege (1119 mm), amely párosulva az alacsony hőmérséklettel (3,3 °C) perhumid vízellátottságot eredményez. Az alacsony hőmérséklet miatt hőellátottsága mikrotermális, ugyanakkor a 4. betű alapján ismét kiegyenlített évi menetről beszélhetünk.

A magas hőmérséklet és a csapadék hiánya sivatagi éghajlathoz vezet, ilyen éghajlatú Bahrein ($E A' d b'_4$) is. Az E arid évi vízellátottságot (legszárazabb kategória) jelöl, a hőellátottság pedig A' (legmagasabb PET kategória) ami 26,5 °C évi átlagos T és 76 mm évi P összeg mellett elvárható. A nyári PET aránya majdnem a legkisebb: b'_4 , vagyis majdnem egész évben egyformán meleg van.

Bahrein után vizsgáljuk meg Hongkong klímaképlettel leírt éghajlatát: $B_4 A' w$

¹A klímaképleteket Ács és mtsai. (2005a) becsülték.

a' . Bahreinhez hasonlóan az évi hőellátottság magas, sőt a nyári PET aránya kisebb is, mint a sivatagi város esetében, csak 48% alatti (a'). A Dél-kínai-tenger partján azonban a csapadék mennyisége nagyságrendekkel nagyobb, 2172 mm. A meleg és a csapadék együtt igen jó (B_4) vízellátottságot mutat és hatásukra kisebb a nyári PET aránya is. A monszun éghajlatra jellemzően száraz időszak is van, így a 3. index közepes téli vízhiányt jelöl (w).

Rio de Janeiro éghajlata ($C_1 B_4 d a'$) a hőellátottságot tekintve hasonló Hongkongéhoz, azonban a dél-amerikai kontinensen található Atlanti-óceán menti város évi P összege csak fele akkora (1074 mm). A kevesebb csapadék hatására a vízellátottság természetesen rosszabb éves és szezonális szinten (C_1, d). Azonban ha jól megnézzük az eddig bemutatott városokat, láthatjuk, hogy Edmonton vízellátottsága is C_1, d , holott a csapadék összege Rio de Janeiro csapadékának a felét sem éri el, sőt Budapest évi vízellátottsága is jobb (C_2) pedig a P kisebb. Mindez a T és a T és P kölcsönhatásából eredő párolgás eredménye.

Köppen (1931) klasszifikációja alapján Budapest, Utrecht és Tromsø éghajlata ugyanaz: Cf (Péczeley, 1979), vagyis meleg-mérsékelt, egyenletes évi csapadék eloszlással, habár Budapest csapadék eloszlását nem lehet egyenletesnek, csak úgy mint Tromsø éghajlatát meleg-mérsékeltnek nevezni. Hongkong és Rio de Janeiro egyaránt Cw (Péczeley, 1979), vagyis meleg-mérsékelt, téli szárazsággal és nyári csapadékkal. Ez igaz mindkét városra, azonban a Thornthwaite-féle klímaklasszifikáció meg tudja őket különböztetni a lehulló csapadékmennyiség figyelembevételével, hiszen nagy különbség van 1000 és 2000 mm csapadék között. A fenti példákból is jól látszik, hogy mi az előnye a Thornthwaite-féle (1948) fizikai klímaklasszifikációnak, az empirikus klímaklasszifikációkkal (pl. Köppen, 1931) szemben. Matematikai jellegű, részletes osztályozási módszerével igen sok éghajlat típus különböztethető meg, és ezen éghajlatok megállapítása az indexek számításával objektív és pontosan behatárolt.

2.3. A talajlégzés parametrizálása

A talajlégzést kétféle megközelítésből parametrizáltuk. A klímaadatok felhasználásával három ún. "top-down", azaz "felülről-lefelé irányuló" modellt, míg a terepen mért adatok alapján egy ún. "bottom-up", azaz "alulról-felfelé irányuló" modellt alkalmaztunk. Az előbbi esetben a talajlégzés havi összegeit az évi összegből, illetve rögtön a havi értékek számításával állítjuk elő, míg az utóbbi esetben a havi összegeket a napi összegekből állítjuk elő. A továbbiakban e modelleket külön-külön ismertetem.

2.3.1. A top-down módszer

Peng és mtsai. (1998) parametrizációja (SR1)

- Az évi összeg számítása

Számos statisztikai jellegű leírás van az SR és a klímátényezők kapcsolatának jellemzésére (*Fung és mtsai, 1987; Raich és Schlesinger, 1992; Raich és Potter, 1995; Reichstein és mtsai., 2003*). Ezek közül a parametrizációk közül az SR-nek az ET-től való függését egyik sem veszi számításba, habár az ET a hőmérsékleti és nedvességi hatást egyaránt tartalmazza. *Peng és mtsai (1998)* alapján az SR évi összege leginkább a P-től, a T-től és az ET-től függ:

$$SR = 7,6401 \cdot e^{0,0292 \cdot T} \cdot P^{0,171} \cdot ET^{0,4231}, \quad (2.26)$$

ahol T az évi átlaghőmérséklet ($^{\circ}\text{C}$), P az évi csapadékösszeg (mm év^{-1}) és ET az évi tényleges párolgás ($\text{mm m}^{-2} \text{év}^{-1}$). E statisztikai kapcsolat korrelációs együtthatója 0,85, ami az SR(P,T) jellegű kapcsolatok korrelációs együtthatóihoz képest (0,5-0,63) igen jó kapcsolatot jelent.

- A havi összeg számítása

A talajlégzés évi menetének számítására több modell is van, munkámban *Raich és mtsai. (1991)* modelljét alkalmaztam. A modell az SR relatív intenzitását (R^*) becsüli, ami a levegő hőmérsékletétől és a talaj nedvességtartalmától függő hatásfüggvények szorzatával egyenlő,

$$R^* = f(T_t) \cdot f(\Theta_t). \quad (2.27)$$

A hőmérsékleti hatásfüggvény

$$f(T_t) = 2^{Q_t}, \quad (2.28)$$

ahol

$$Q_t = \frac{T_t - 298}{10}. \quad (2.29)$$

A T_t havi átlagos léghőmérséklet (K). A nedvességi hatásfüggvényt *Raich* és *mtsai*. (1991) a következőképpen parametrizálták:

$$f(\Theta_t) = 0,2 + \theta_S^B, \quad (2.30)$$

$$B = \frac{\theta^{z_m} - \theta_{opt}^{z_m}}{\theta_{opt}^{z_m} - \theta_S^{z_m}}, \quad (2.31)$$

ahol, θ_S a telítési talajnedvesség-tartalom ($\text{m}^3 \text{m}^{-3}$), θ_t a gyökérszónában tárolt tényleges talajnedvesség-tartalom, θ_{opt} az ún. "optimális talajnedvesség-tartalom" és z_m a talaj fizikai féleségétől függő paraméter. θ_{opt} esetén a talajrespiráció maximális. A z_m értékek *Raich* és *mtsai*. (1991) munkájában található meg.

Munkámban a szükséges adatok hiányában a nedvességi hatásfüggvényt módosítanom kellett. A talajnedvesség-tartalom (dimenzió: $\text{m}^3 \text{m}^{-3}$) értékek helyett talajvízkészlet (dimenzió: mm víz az 1 m-es mélységű gyökérszónában) értékeket használtam. Továbbá az SR állandónak vehető az igen száraz viszonyokban. *Raich* és *mtsai*. (1991) alapján az SR növekedés a hervadásponthoz tartozó talajvízkészlet értékétől kezdve szá- mítandó. Az optimális talajvízkészlet a Θ_S telítési talajvízkészletből számítható:

$$\Theta_{opt} = \Theta_S - 150. \quad (2.32)$$

A három meghatározó pont ($\Theta_w, \Theta_{opt}, \Theta_S$) segítségével lineárisan közelítettem az eredeti exponenciális görbét. Ekkor a nedvességi függvény,

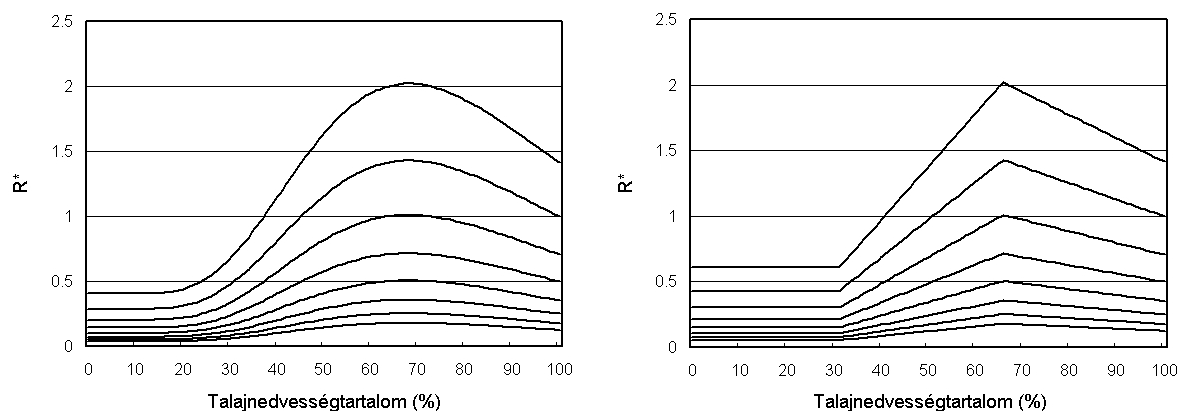
$$f(\Theta_t) = \begin{cases} a_1 \cdot \Theta_t + b_1 & , \text{ha } \Theta_w < \Theta_t \leq \Theta_{opt}, \\ -a_2 \cdot \Theta_t + b_2 & , \text{ha } \Theta_{opt} < \Theta_t \leq \Theta_S. \end{cases} \quad (2.33)$$

Az a paraméterek értékei különböző fizikai féleségekre vonatkozóan az 5. táblázatban található meg. Az a_2 a Θ_S és a Θ_{opt} értékek különbségének függvénye, és a Θ_{opt} definíciója alapján így mindig konstans. A homok esetében a Θ_t soha nem éri el a Θ_{opt}

értékét, így a_2 paraméter sem tartozik hozzá. A közelítés pontosságát, ahol a korrelációs együttható, $R=0,95-0,98$, az 2a. és az 2b. ábrák összevetésével is láthatjuk. Az R^* -t a relatív talajvízkészlet függvényében fejeztük ki a $0-35\text{ }^\circ\text{C}$ -ig $5\text{ }^\circ\text{C}$ -os lépésekben. Mindkét esetben a függvények menete 3 tartományra osztható: egy többé-kevésbé állandó, egy monoton növekvő és egy monoton csökkenő (a csökkenés mértéke kisebb, mint a növekedése) tartományra.

5. táblázat: Az a paraméterek értékei

Paraméterek	Fizikai talajfélések				
	Homok	Homokos vályog	Vályog	Agyagos vályog	Agyag
a_1	2,87	4,12	5,059	6,652	9,132
a_2	-	-2	-2	-2	-2



2a. ábra: R^* értékei a relatív talajnedvesség függvényében vályog textúrájú talajra

a) Raich-féle parametrizáció; b) lineáris közelítés.

Az R^* egy hatásfüggvény, amely a hőmérséklet és a nedvesség hatását jellemzi. Látható, hogy gyakorlatilag 0 és 2,5 között változik. E hatás azonban relatív egységekben fejezendő ki minden egyes hónapra vonatkozóan. Ezt a következőképpen tettem:

$$\bar{r}_t = \frac{\bar{R}_t^*}{SR^*}, \quad (2.34)$$

és

$$SR^* = \sum_{t=1}^{12} \bar{R}_t^*, \quad (2.35)$$

ahol \overline{R}_t^* a t-ik hónapra vonatkozó hatásfüggvény, SR^* a hatásfüggvények évi összege, az \overline{r}_t pedig a t-ik hónapra vonatkozó relatív hatásfüggvény. Így a t-dik hónap talajrespirációja, SR_t ($\text{gC m}^{-2} \text{ hónap}^{-1}$):

$$SR_t = \overline{r}_t \cdot SR. \quad (2.36)$$

Raich és mtsai. (2002) parametrizációja (SR2)

Raich és mtsai. (2002) *Raich* és *Potter* (1995) SR becselő egyenletét pontosították, részben új mérésekkel, részben a régi, rossz technikákkal mért SR értékek szűrésével. A mért SR-ek különböző publikációkból származtak és a Föld nagy részét lefedték (*Raich* és mtsai., 2002). Számításaikat hőmérséklet és csapadék adatok, valamint különböző paraméterek alapján végezték. Az általuk használt egyenlet alakja:

$$SR_t = F \cdot e^{(Q \cdot T_t)} \cdot \frac{P_t}{K + P_t}, \quad (2.37)$$

ahol SR_t a havi átlagos talajrespiráció mértéke $\text{gC m}^{-2} \text{ nap}^{-1}$ -ban; F ($1,25 \text{ gC m}^{-2} \text{ nap}^{-1}$) a talajrespiráció nagyságát jelöli, amikor a havi T_t 0°C ; Q ($0,05452 \text{ }^\circ\text{C}^{-1}$) az SR-nek a T függvényében történő változásának mértéke; T_t ($^\circ\text{C}$) a havi átlagos léghőmérséklet; P_t (cm) a havi átlagos csapadékmennyiség; K ($4,259 \text{ cm hónap}^{-1}$) az SR és P hiperbolikus kapcsolatát jellemző fél-telítettségi állandója. A parametrizáció és a mérések közti korrelációs együttható négyzete 0,65 volt.

Reichstein és mtsai. (2003) parametrizációja (SR3)

Reichstein és mtsai. (2003) *Raich* és mtsai. (2002) által bemutatott egyenletet pontosították saját méréseik alapján. A mérések 17 különböző európai és észak-amerikai erdő és bozótos területéről valók. Ezen adatok segítségével megvizsgálták és újrakalibrálták a havi SR-t becselő egyenlet F , Q és K paramétereit. Számításaik alapján az eredeti egyenlet R^2 -e 0,21 volt. A kalibrálás után az F értéke $1,31 \text{ gC m}^{-2} \text{ nap}^{-1}$, a Q értéke $0,0485 \text{ }^\circ\text{C}^{-1}$ és a K értéke $0,2295 \text{ cm hónap}^{-1}$ lett. Az így kapott egyenlettel a havi SR R^2 -e még rosszabb, azaz 0,18 lett.

2.3.2. A bottom-up módszer

A talajlégzés napi összege ($\text{gC m}^{-2} \text{ nap}^{-1}$) és a talajhőmérséklet ($^{\circ}\text{C}$) valamint a talajnedvesség-tartalom (m^3m^{-3}) napi értékei közötti kapcsolat *Byrne* és *mtsai.* (2005) szerint a következőképpen jellemezhető:

$$SR = -a_1 \cdot \exp(a_2 \cdot T_5) \cdot \exp \left[-0,5 \left\{ \frac{\ln(\theta/a_3)}{a_4} \right\} \right] \quad (2.38)$$

ahol T_5 a talaj hőmérséklete az 5 cm-es mélységben, és θ a 20 cm-es felszíni réteg talajnedvesség-tartalma. Az együtthatók értékeit valamint az illesztés erősségét kifejező korrelációs együtthatót *Bugacpusztai* mérésekre vonatkozóan a 6a. és 6b. táblázatokban láthatjuk.

6a. táblázat: A 2.39 egyenletben használt paraméterek értékei csupasz talajra

Paraméterek	Érték	Standard hiba	P	R ²
a_1	0,9616	0,1998	< 0,0001	0,3175
a_2	0,0333	0,0304	0,0816	
a_3	7,3291	0,1446	< 0,0001	
a_4	0,9016	0,7545	0,0361	

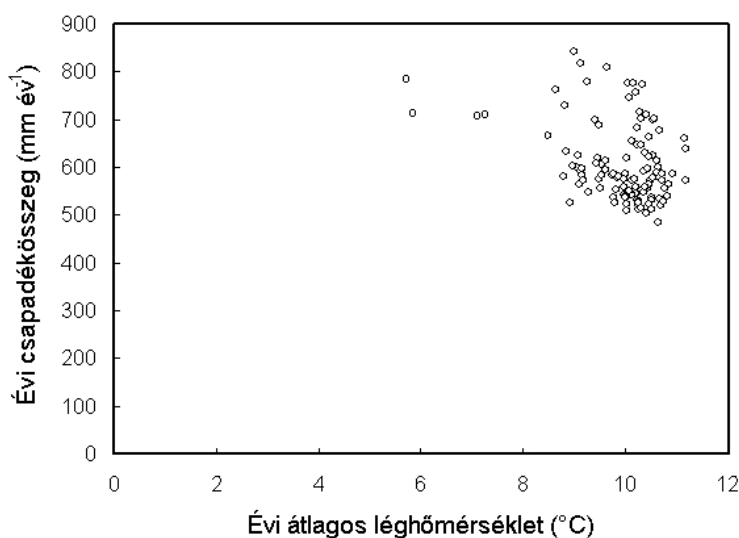
6b. táblázat: A 2.39 egyenletben használt paraméterek értékei vágott fűre

Paraméterek	Érték	Standard hiba	P	R ²
a_1	1,3985	0,3132	<0,0001	0,5688
a_2	0,0245	0,0084	0,0050	
a_3	2,2910	0,0584	<0,0001	
a_4	0,4999	0,1186	<0,0001	

3. Adatok és alkalmazott programok

3.1. Éghajlati és talajadatok

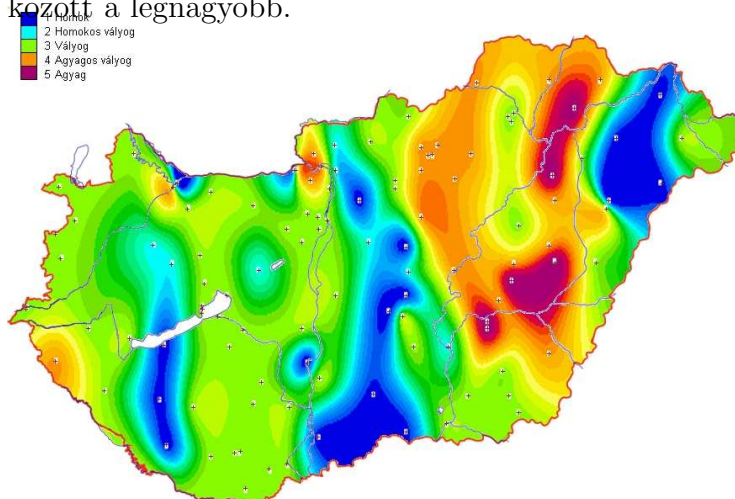
Az éghajlati adatokat 115 klíma állomás P és T (csapadék és hőmérséklet) adatai alkotják. Az adatok 1901-1950-es időszakra vonatkoznak, és a Kakas-szerkesztette Magyarország Klíma Atlaszában (Kakas, 1960) megtalálhatók. Megjegyzendő, hogy a csapadék és hőmérsékleti mezők jó megegyezést mutatnak a legújabb csapadék és hőmérsékleti mezőkkel (Magyarország Klíma Atlasza, 2000). Az állomások P-T diagramja a 3a. ábrán látható.



3a. ábra: A felhasznált 115 állomás P-T diagramja.

A talajadatokat a talaj hidrofizikai paraméterei (Θ_w , Θ_f , Θ_S) alkotják. Ezek értékei függenek a talaj fizikai féleségétől, vagy másképpen a talajtextúrától és a használt definícióktól. 5 különböző talajtextúrát különböztettünk meg: a homokot, a homokos vályogot, a vályogot, az agyagos vályogot és az agyagot. Ezek területi eloszlását (3b. ábra) hazánkban Várallyay és mtsai. (1980) munkája alapján határoztuk meg. A Θ_w , a Θ_f , és a Θ_S értékeket Nemes (2003) munkája alapján állapítottuk meg. A magyar és USDA klasszifikáció közötti összefüggéseket Filep és Ferencz (1999) tanulmánya alapján állapítottuk meg. A hervadásponthoz tartozó víztartalom értéket a $pF=4,2$, míg a szabadföldi vízkapa-

citáshoz tartozó talajvízkészlet értéket a $pF=2,5$ feltétel alapján számítottuk. Ezeket az értékeket a 7. táblázat tartalmazza. A homok –mint a legnagyobb szemcseméretű talajtextúra– rendelkezik a legalacsonyabb Θ_w és Θ_f talajvízkészlet értékekkel. A szemcseméret csökkenésével növekszik a Θ_w és a Θ_f . A növekedés mértéke a homok és a homokos vályog között a legnagyobb.



3b. ábra: Az öt fő talajtextúra eloszlása Magyarországon.

7. táblázat: Hidrofizikai paraméterek

Paraméterek (mm m^{-1})	Fizikai talajfélésegek				
	Homok	Homokos vályog	Vályog	Agyagos vályog	Agyag
Θ_w	15,2	104,7	135,5	175	271,9
Θ_f	79,9	273,8	331,7	386,9	485,4
Θ_s	408,7	424,6	423,9	430,2	498,6

3.2. Terepmérések

A terepméréseket a Debreceni Egyetem Agrometeorológiai Observatóriumában illetve Bugacpuszta közvetlen közelében hajtották végre. Az observatóriumi méréseket a talajvízkészlettel, míg a bugaci méréseket a talajlégzéssel kapcsolatos verifikációs tesztekben használtam fel. A következőkben ezeket külön-külön röviden bemutatom.

3.2.1. Debreceni mérések

A Debreceni Egyetem Agrometeorológiai Observatóriumát 1962-ben alapították Hajdúháton ($47^{\circ} 37'N$, $21^{\circ} 36'E$, $h=112m$). Egyéb mérések mellett az elmúlt 40 évben a klimatikus elemeket és a talajvízkészletet folyamatosan mérték. E hosszú mérési időszak az Observatóriumot –legalábbis hazánkban– egyedivé teszi. A folyamatos mérések legalább heti rendszerességgel folytak. E mérésekből a modellünk verifikálásához az 1972-1992 időszakra vonatkozó adatokat használtam. Az adatokat az Observatórium vezetője, *Dr. Szász Gábor* biztosította. Az observatóriumban általában hetente mérték a talajvízkészletet, de alkalomtól függően ez havi 1-6 mérést is jelenthetett. Az átlagos havi talajvízkészletek ezen havi mérések átlagából készült. A téli hónapokban a fagy vagy a hó miatt több hónapban nem volt mérés, így a 21 év méréseiből 4 decemberi, 10 januári, 9 februári hónap átlaga hiányzik. Az állomás főbb jellemzői a következők: klímája mérsékelt kontinentális, az évi csapadékösszeg 550 mm, az évi átlaghőmérséklet $10,1^{\circ}C$. A talajvíz mélysége 10 m körül van, a talajtípus löszháton fekvő fekete chernozjom, a fizikai féleség vályog, a növényzet dudva, azaz nem rendszeresen nyírt fű. A talaj Θ_S , Θ_f , Θ_w értékei 0,47, 0,36, 0,15 m^3m^{-3} (Ács és mtsai. 2005b). A parametrizálásokhoz szükséges NDVI adatokat e területre vonatkozóan *Bartholy* és mtsai. (2004) munkája alapján vettem figyelembe.

3.2.2. Bugacpusztai mérések

A talajlégzést és a talajlégzést meghatározó környezeti tényezők mérését egy Bugacpusztához ($46,6^{\circ}N$, $19,5^{\circ}E$, $h=113m$) közeli terepen hajtották végre (*Nagy* és *Balogh*, 2005). Botanikai szempontból a terep az Eurázsiai sztyepp legnyugatibb pontjainak egyikéként van számontartva. A terep éghajlata mérésenként kontinentális, talajtípusa cher-

nozzom, a talaj fizikai félesége homok. Az évi csapadékösszeg 500 mm, az évi átlaghőmérséklet 10,3 °C. A növényzet a félszáraz homokos területekre jellemző fű (fő fajták: *Festuca pseudovina*, *Carex stenophylla*, *Salvia pratensis*). A kísérleti terület a Kiskunsági Nemzeti Park része és az utóbbi 20 évben kiterjedt legeltetés folyt rajta.

A talajlégzést Li-Cor 6200 (LICOR Inc., USA) típusú infravörös gázanalizátor mérte, amely egy 20 cm-es átmérőjű kamrával zárt rendszert alkotott. A kamra szellőztetve volt a túlnyomás elkerülése végett. A ventilátor a készülék falában volt elhelyezve. A méréseket vágott fű és csupasz talaj felett végezték az év különböző időszakaiban, 2003-ban és 2004-ben. A vágott fű esetében a füvet legalább 1,5 órával a mérések megkezdése előtt lenyesték. Megjegyzendő, hogy a talaj füves területen élő gyökereket is tartalmaz, míg a csupasz talaj esetében nem. A talajlégzés mérésével párhuzamosan a talaj hőmérsékletét 5 cm-es mélységben és a talaj víztartalmát a felső 20 cm-es rétegben is regisztrálták félórás időközönként egy termoelem és egy CS615-ös (Campbell Scientific, USA) talajnedvesség mérő segítségével.

3.3. Alkalmazott programok

A különböző változók területi eloszlás térképeit a SurGe Project Manager nevű program segítségével készítettem. A program az állomások koordinátái és a változók értékei alapján rácsot készít, interpolálja az adatokat az adatokkal nem rendelkező rácspontra, majd megjeleníti a kapott mezőt. Az interpolációt az ún. "ABOS" módszer alapján végzi (Approximation/interpolation Based On Smoothing)(Dressler, 2003), amely módszer ötvözi a Kriging és a Minimum Görbület módszert. Az interpoláció pontossága hasonló a Kriging módszer pontosságához.

A biogeokémiai modellt valamint a lineáris egyenletek teljes körű számítását FORTRAN nyelven programoztam. Az így kapott adatok további feldolgozását Excel segítségével végeztem. A dolgozat elkészítéséhez LaTeX szövegszerkesztőt használtam.

4. A modell verifikálása

4.1. A talajvízkészlet számításának vizsgálata

4.1.1. Az összehasonlító vizsgálatok eredményei

A debreceni adatbázis idősorának hossza, több evapotranspirációs modell kipróbálását tette lehetővé, ezzel együtt a talajvízkészlet számításával kapcsolatos numerikus sémákat is tesztelhattük. Az 1. fejezetben számos PET, ET és β parametrizáció összehasonlító elemzéséről számoltam be. A kísérletek fő célja a legegyszerűbb, a legkevesebb adatot igénylő, de jól szimuláló módszer kiválasztása volt.

Az előbbi munkákban (*Drucza és Ács, 2006; Breuer, 2004*) a PET számítására *Thornthwaite* (1948) képletét, a β számítására a lineáris összefüggést, valamint az alábbi numerikus sémát alkalmaztuk:

$$\Theta_{t+1} = \Theta_t + P_{t+1} - ET_{t+1}. \quad (4.39)$$

Látható, hogy e séma nem egyezik meg az Euler-explicit sémával (2.16), de igen hasonló hozzá. Vizsgálataink alapján az e sémával kapott Θ értékek általában felülbecsült értékek voltak, annak ellenére, hogy a kapott évi menet általában megfelelő volt. E vizsgálatok arra ösztönöztek bennünket, hogy további összehasonlító vizsgálatokat végezzünk. A 4a. és 4b. ábrákon a mért és szimulált eredmények Pearson-féle korrelációs együtthatói, illetve a négyzetes hibák láthatók. A PET1, PET2, PET3, PET4, és a P-T jelölések rendre a *Thornthwaite*, *Makkink*, *Hamon*, *Malstrom* és *Priestley–Taylor* PET parametrizációkra vonatkoznak. Az egyes PET kategóriákban, pedig rendre a lineáris, exponenciális és NDVI alapú β parametrizációkkal kapott oszlopok találhatóak. A numerikus sémákat illetően, pedig az Euler-explicit séma és egy módosított másodrendű implicit séma van bemutatva.

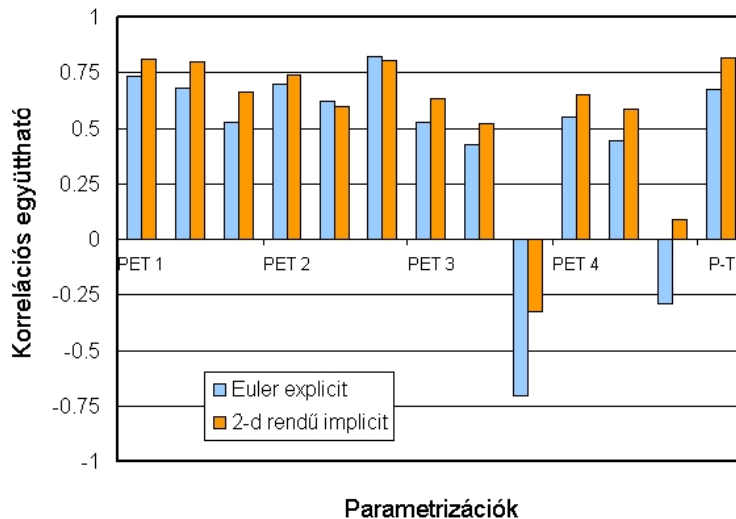
A módosított másodrendű implicit séma esetében is a kezdeti Θ_t továbbra is iterációval állítandó elő. Az iteráció januártól indul, ebben a hónapban a másodrendű séma helyett az Euler-sémát alkalmaztam, mely szerint

$$\Theta_{t+1} = \Theta_t + F_t \cdot \Delta t. \quad (4.40)$$

A végső Θ_t -t a Θ_{t+1} és a Θ_t átlagolásával kaptam.

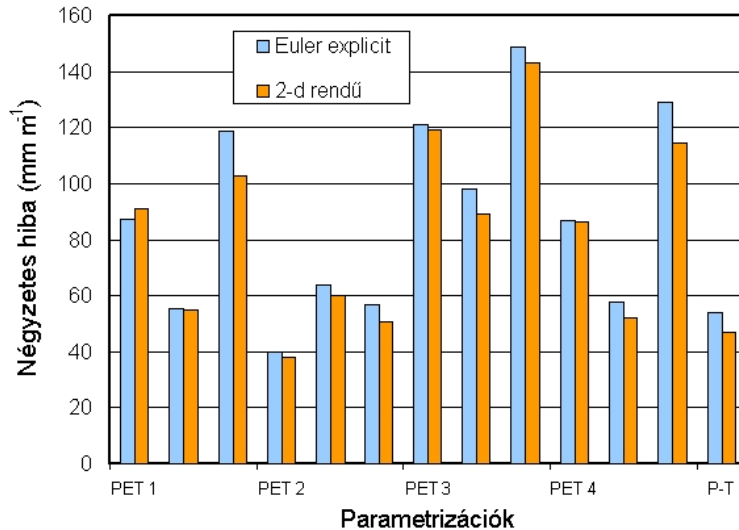
$$\Theta_t = \frac{\Theta_{t+1} + \Theta_t}{2}. \quad (4.41)$$

Hamon és Malstrom PET parametrizációja esetén az NDVI alapú β parametrizációval minden numerikus séma esetén fizikailag lehetetlen eredményeket kaptunk. Leszámítva ezeket az eseteket csak két esetben volt kis mértékű korreláció csökkenés, a többi esetben nem ritka a 0,1 javulás. A négyzetes hiba csak egyetlen egy esetben emelkedett az új séma hatására, de a korreláció javult. Megemlítendő, hogy az Adams-Bashforth-séma bizonyult a legalkalmatlanabbnak, annak ellenére, hogy a sémát nagy sikerrel alkalmazzák különböző előrejelző modellekben. E séma alkalmazásával a lineáris és exponenciális összefüggésű β parametrizáció fizikailag lehetetlen eredményeket adott. Az NDVI alapú β parametrizációval kapott eredmények ugyan mutattak évi változékonyságot, de a Θ erőteljes alábecslésével. A szimulációs kísérletek eredményei alapján –annak ellenére, hogy Debrecen arid éghajlatú terület–, a korábbi megállapításokkal szemben (Kassam és Smith, 2001), a Priestley és Taylor (1972), valamint Thornthwaite (1948) módszere egyaránt alkalmazható. Mindezek alapján úgy döntöttem, hogy a további Magyarországra vonatkozó számításokat a Thornthwaite-féle PET és az exponenciális összefüggésű β parametrizálás, valamint a módosított másodrendű implicit séma alkalmazásával folytatom.



4a. ábra: A mért és szimulált Θ közti korrelációs együttható értéke.

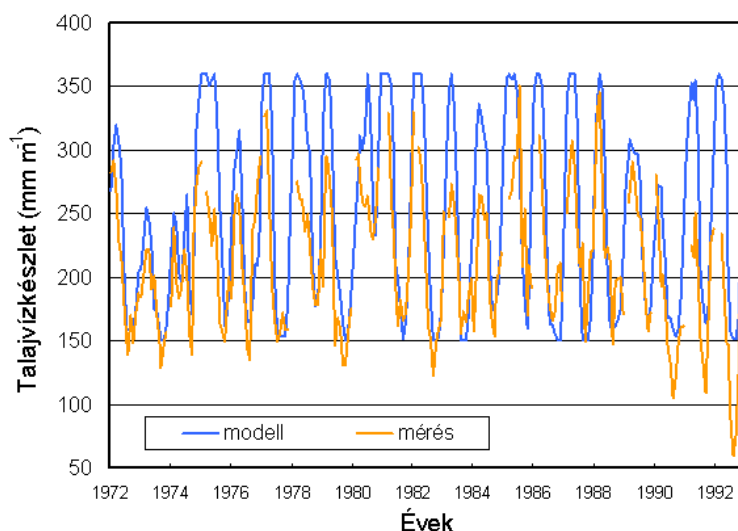
az összes parametrizációra az Euler explicit és másodrendű implicit séma esetén.



4b. ábra: A mért és szimulált Θ közti négyzetes hiba mértéke (mm m^{-1}) az összes parametrizációra az Euler explicit és másodrendű implicit séma esetén.

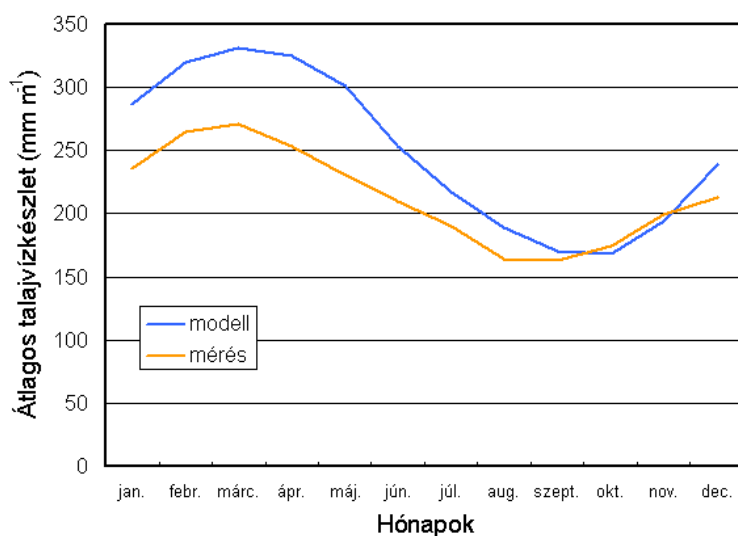
4.1.2. A talajvízkészlet számításának verifikációja

A mért és modellezett Θ_t értékek 1972-1992 időszakra vonatkozóan az 5. ábrán láthatók. Az eredmények alapján a modell általában magasabb értéket adott, főként tavasszal. A két idősor kapcsolatát jellemző korrelációs együttható értéke 0,8, ami az eddigi számítások közül a legjobb. A téli hónapban bekövetkező túlbecslések két okra vezethetők vissza. Az egyik az, hogy ha a téli hónapokban a havi átlagos T 0°C alatt van. Ilyenkor a PET 0, tehát az ET is, habár biztosan vannak olyan napok, amikor a napi T maximuma meghaladta a 0°C fokot és volt párolgás. Ez különösen olyan években okoz nagyobb problémát, amikor a havi átlagos T -2°C alatt volt (pl. 1982. jan-febr., 1985. jan-febr., 1986. dec.-1987. jan.). A havi lépték másik hátránya az, hogy a hirtelen lezúduló, nagy mennyiségű csapadékot a modell nem érzékeli. Így pl. 24 óra alatt akár 40 mm csapadék is hullhat, de a havi léptékű modellben ez nem okoz nagyobb változást a Θ -ban, mert a talaj hirtelen telítődik és a víz lefolyik. A téli csapadék további problémát jelenthet, mert a modell halmazállapot-változást nem számol. Nagy mennyiségű P télen 1979-ben jan.-ban, 1982-ben jan.-ban, 1986-ban jan.-febr.-ban, 1987-ben jan.-ban és 1988-ban dec.-ben volt. A felsorolt hónapokban –és a rákövetkező 1-2 hónapra is– a modell jelentős túlbecslést adott, igaz némely hónapra vonatkozóan nincs mért Θ a hó vagy a fagy miatt.



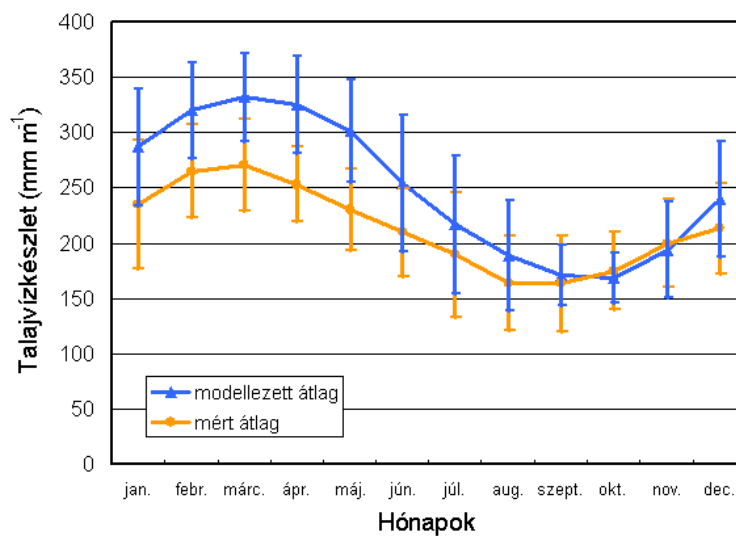
5. ábra: A mért és modellezett havi talajvízkészlet értékek változása az 1972-1992 időszakban.

Az 1972-1992 időszakra vonatkozó mért és modellezett havi Θ_t értékek évi menete a 6a. ábrán látható. Annak ellenére, hogy a modellezett Θ_t értékek akár 80 mm-rel is felülmúlják a mért Θ_t értékeket a tavaszi időszakban, a korrelációs együttható értéke 0,96. Az évi menet jól tükrözi azt a korábbi méréseken (Erdős és Morvay, 1961) alapuló megfigyelést, hogy a Θ -nak egy évi maximuma és egy évi minimuma van. Továbbá egyezik a modell eredménye Kakas és Szepesiné (1963) eredményeivel, miszerint az évi maximum márciusban, míg a minimum szeptemberben van.



6a. ábra: Az 1972-1992 időszakra vonatkozó mért és modellezett talajvízkészlet értékek évi menete.

Az 1972-1992 időszakra vonatkozó mért és modellezett havi Θ szórása (Δ) és átlagának évi menete a 6b. ábrán látható. A modellezett értékek a mért szórás tartományán belül vannak, tehát $\Theta_{mért} - \Delta_{mért} < \Theta_t < \Theta_{mért} + \Delta_{mért}$, kivéve februártól májusig tartó időszakban. A mért legnagyobb és legkisebb havi Θ -k közti különbség $120-260 \text{ mm m}^{-1}$ között változik egy hónapban. A legkisebb különbségek októberben, míg a legnagyobbak július hónapban adódtak. A fent említett időszak kivételével a $\Theta_t - \Delta_t < \Theta_{mért} < \Theta_t + \Delta_t$ összefüggés is igaz. A modellezett értékek közti különbségek $80-210 \text{ mm m}^{-1}$, a legkisebb ebben az esetben is októberben, míg a legnagyobb júliusban fordult elő.



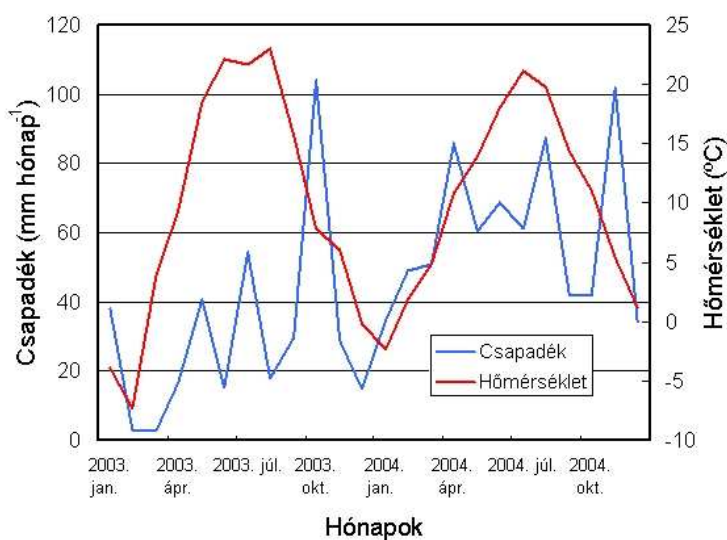
6b. ábra: Az 1972-1992 időszakra vonatkozó mért és modellezett talajvízkészlet havi átlagának és szórásának évi menete.

4.2. A talajlégzés számításának vizsgálata

A talajlégzést döntően a környezeti tényezők (csapadék és hőmérséklet) alakulása határozza meg. Ezért tekintjük át őket röviden, már csak azért is, mert a 2003-as és a 2004-es év jelentősen eltér egymástól.

4.2.1. A meteorológiai elemek alakulása

A bugaci mérési terület 10 évre vonatkozó évi átlagos léghőmérséklete $10,4\text{ }^{\circ}\text{C}$, és évi csapadékösszege 562 mm . 2003-ban az évi csapadékösszeg 365 mm , míg 2004-ben 717 mm ; az évi átlag hőmérséklet $9,7\text{ }^{\circ}\text{C}$ illetve 10°C volt (7a. ábra). A tenyészidőszakban a hőmérséklet $0,3\text{ }^{\circ}\text{C}$ és $0,7\text{ }^{\circ}\text{C}$ -kal tért el a 10 éves átlagtól. 2003-ban tavasszal szárazság volt, míg 2004-ben ugyanekkor 65 mm -rel több csapadék hullott a 10 éves átlaghoz képest. 2003. május-júniusában a csapadékhiány mellett magas hőmérsékletek is uralkodtak, míg 2004-ben ugyanekkor valamivel hűvösebb és csapadékosabb volt az átlagnál. 2003-ban a melegedés májusban kezdődött és tartott egészen szeptemberig. 2004-ben ugyanekkor a napi átlag hőmérsékletek alacsonyabbak voltak az átlagnál. 2003-ban a napi maximum 48 alkalommal haladta meg a $30\text{ }^{\circ}\text{C}$ -t, míg 2004-ben 16-szor. 2003-ban 116, míg a következő évben 165 csapadékos nap volt. Összegezve: a 2003-as év forró és száraz, míg a 2004-es év nem túl meleg és csapadékos év volt.



7a. ábra: A hőmérséklet és a csapadék évi menete 2003-ban és 2004-ben.

4.2.2. A "top-down" modellek összehasonlító vizsgálatainak eredményei

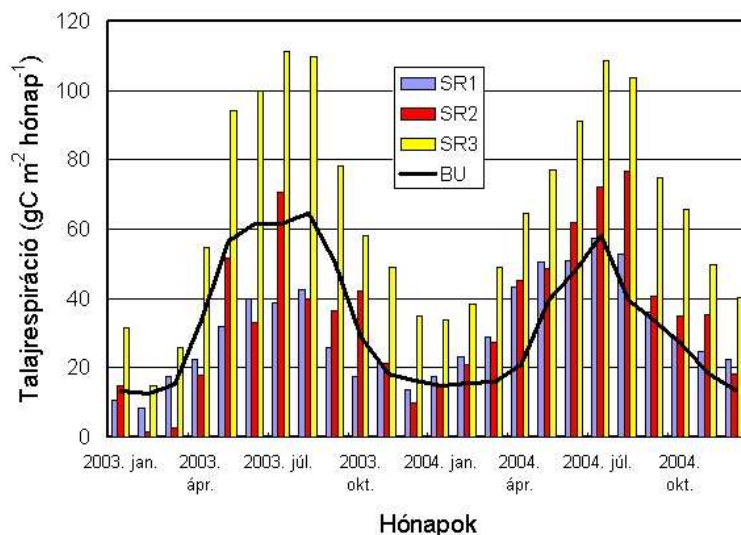
A Bugacpusztai mérések időszakos jellegéből adódóan, valamint a tényből adódóan, hogy csak 2 teljes évre vonatkoznak, nem adnak jó összehasonlítási alapot a "top-down" módszerek összehasonlítására. Ez nem azt jelenti, hogy az eredmények megbízhatatlanok, hanem azt, hogy további mérési eredményekkel való összehasonlítás szükséges a pontosabb eredmények elérése céljából; ugyanakkor viszonyítási pontnak kiválóan megfelelnek. A továbbiakban a 3 "top-down" modellt SR1, SR2 és SR3 (Peng és mtsai., 1998; Raich és mtsai., 2002; Reichstein és mtsai., 2003) jelölésekkel látom el. Annak ellenére, hogy az SR1 modell számítási módszere lényegesen különbözik a másik két modell számítási módszerétől, a három modell abban megegyezik, hogy a 2003-as forró, száraz évben alacsonyabb évi SR értékeket adtak. A nem túl meleg és csapadékos 2004-es évben viszont nem. Ugyanakkor a "bottom-up" módszer csupasz talajra vonatkozó becslése (BU) az előbbi becsléseknek éppen ellentmond (8. táblázat).

8. táblázat: SR modellek által számított évi összegek ($\text{gC m}^{-2} \text{ év}^{-1}$) Bugacpusztára

Évek	SR modellek			
	SR1	SR2	SR3	BU
2003	289,99	341,96	762,52	432,88
2004	436,27	497,17	796,86	344,26

Évi menetüket tekintve (7b. ábra) látható, hogy az SR3 modell jelentősen felülbecsüli a BU modell havi értékeit ($\overline{RMSE}_{havi} = 33,6 \text{ gC m}^{-2} \text{ hónap}^{-1}$), de menetük igen hasonló (a két évre vonatkozóan $R=0,96$ -al). Az SR1 és SR2 modellek 2003 nyarán jelentősen alulbecsülik (2003. máj-szept $\overline{RMSE}_{havi} = 23,2$ és $16,3 \text{ gC m}^{-2} \text{ hónap}^{-1}$) a BU modellt, de évi menetük hasonló ($R_{2003} = 0,95$ és $0,82$). Az SR2 modellel kapott értékek májusban és júniusban –a nagy csapadék hatására– megnőnek és megközelítik a BU modellel kapott értékeket. 2004-ben a SR1 és az SR2 modellekkel kapott értékek követik a BU modellel kapott értékek évi menetét ($R=0,90$ és $0,89$), sőt mitöbb egyes hónapokban igen kis hibával ($\overline{RMSE}_{havi} = 7,7$ és $12,7 \text{ gC m}^{-2} \text{ hónap}^{-1}$) adják vissza a BU modell havi SR összegeit. Összességében elmondható, hogy –bármely modell esetében– jelentős különbségek vannak

a BU "bottom-up" és a "top-down" módszerekkel kapott eredmények között: mindkét évben a 2 modellípussal kapott eredmények egymással ellentétesek. A három "top-down" modell közül az SR1 modell a leghasználhatóbb a BU modellel való összehasonlítás alapján figyelembe véve a korrelációt és a négyzetes hibát.



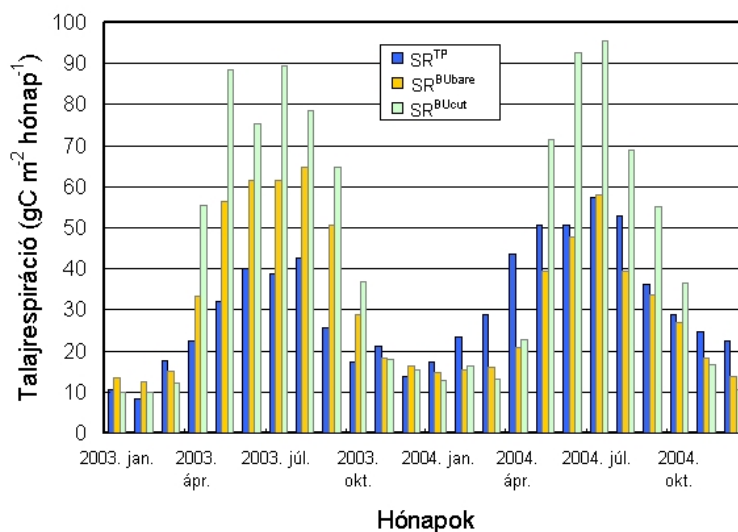
7b.ábra: A "top-down" modellekkel és a BU modellel kapott havi SR értékek változása 2003-ban és 2004-ben.

4.2.3. A talajrespirációs eredmények összevetése

A Bugacra vonatkozó "bottom-up" modell és az általam alkalmazott "top-down" modell eredményeinek további összevetéséhez a BU (Bugac) valamint a TP (*Thorntwaite-Peng*) rövidítéseket használom. A Bugacra vonatkozó BU-modell esetében még "bare" és "cut" indexelést is fogok használni, megkülönböztetve a csupasz talajra és a vágott fűre vonatkozó eredményeket. A TP és BU modellekkel számított SR évi menete 2003-ban és 2004-ben a 8a. ábrán látható. Az $SR^{BU\text{cut}}$ természetesen nagyobb, mint az $SR^{BU\text{bare}}$ a talajban levő gyökérszálak miatt, amelyek respirálnak. Az $SR^{BU\text{cut}}$ összege 554 és 513 $\text{gC m}^{-2} \text{év}^{-1}$, míg az $SR^{BU\text{bare}}$ 433 és 344 $\text{gC m}^{-2} \text{év}^{-1}$ 2003-ban és 2004-ben. Mindkét esetben a 2003-as év összege volt a nagyobb. Ezzel szemben az SR^{TP} összegek 290 és 436 $\text{gC m}^{-2} \text{év}^{-1}$. Mivel a TP-modell csupasz talajra vonatkozik, ezért a kapott eredményeket a BU_{bare} esettel hasonlítom össze.

2003-ban az SR^{TP} havi összegei 8-42 $\text{gC m}^{-2} \text{hónap}^{-1}$, míg az $SR^{BU\text{bare}}$ havi összegei

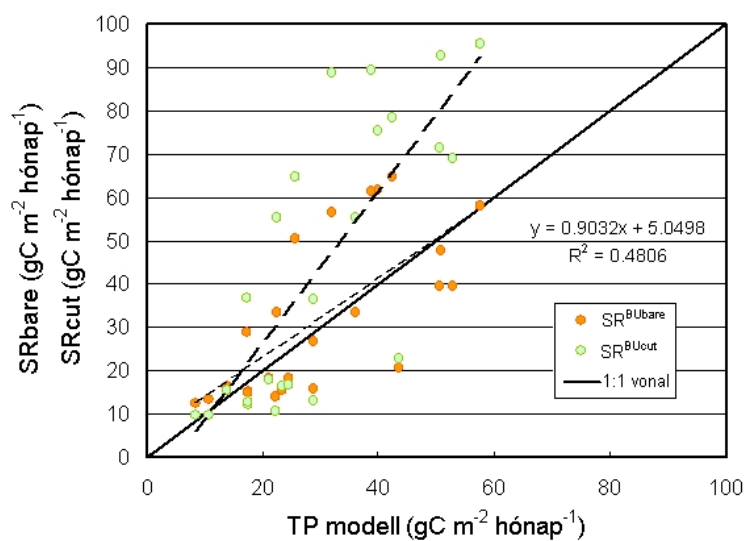
13-65 gC m⁻² hónap⁻¹ között alakultak. Januártól márciusig a havi összegekben nincs jelentős eltérés, de áprilistól októberig nem ritka a 20 gC m⁻² hónap⁻¹ különbség. Mivel a TP-modell a P, a T és az ET évi mennyiségei alapján származtatja az SR értékeket, 2003-ban a kis csapadék és az ebből adódó alacsony talajvízkészlet és kicsi párolgás okozza azt, hogy az SR^{TP} kisebb, mint az SR^{BUbare}. Novemberben és decemberben a két modell számítási eredményei körülbelül megegyeznek. 2004-ben az évi SR^{TP} másfélszer nagyobb, mint 2003-ban az év rendkívüli csapadékosága miatt. Ezzel szemben az SR^{BUbare} 2004-ben kisebb, mint 2003-ban az alacsonyabb hőmérsékletek miatt. Az SR^{TP} havi összegei 17-58 gC m⁻² hónap⁻¹, míg az SR^{BUbare} 15-58 gC m⁻² hónap⁻¹ között változnak. Februártól májusig az SR^{TP} és az SR^{BUbare} közötti eltérések 10-20 gC m⁻² hónap⁻¹ között vannak. E különbségek azért ekkorák, mivel a TP-modell érzékenyebb a csapadékmennyiségre. Júniustól októberig a két modell megközelítően megegyező értékeket ad. Mivel az augusztus 2004-ben hűvösebb és csapadékosabb, mint 2003-ban, az SR^{BUbare} kisebb, mint az SR^{TP}.



8a. ábra: A TP és BU modellekkel számított havi SR értékek évi menete 2003-ban és 2004-ben.

Az SR^{TP} és az SR^{BU} havi értékei közötti kapcsolat a 8b. ábrán látható. A már előbb említett okokból adódóan az SR^{BUcut} összegek nagyobbak, mint az SR^{TP} vagy az SR^{BUbare} összegek. Az SR^{TP} és az SR^{BUbare} havi összegek közel esnek egymáshoz; a

két évre vonatkozó korrelációs együttható 0,69, míg 2003-ban ugyanez az érték 0,94 és 2004-ben 0,9.



8b. ábra: A TP és BU modellekkel számított havi SR értékek összefüggése.

A bugacpusztai mérések egyedül nem tekinthetők a TP-modell verifikációjának, mert a BU-modell korrelációja a mérésekkel csak 0,32 (6. táblázat). Ugyanakkor, más SR mérések Magyarországon nincsenek, amelyek alapján további összehasonlításokat végezhetnénk.

5. Az eredmények bemutatása és elemzése

5.1. Statisztikai elemzés

E fejezetben az ET, a Θ és az SR egymás közötti és/vagy a környezeti tényezőkkel (csapadék, hőmérséklet) való statisztikai kapcsolatát elemzem. A kapcsolatokat –a létező legegyszerűbb módon– lineáris regresszióval jellemeztem minden fizikai féleségre és hónapra, valamint a tenyészidőszakra (a március-novemberi időszak) és az évre vonatkozóan. A táblázatokban a legerősebb kapcsolattal rendelkező egyenletek, amelyek elérik a kívánt ($P=0,01$) szignifikancia szintet, vannak feltüntetve. Az ET, a Θ és az SR a $P=0,01$ szignifikancia szintjéhez tartozó R^2 (Pearson-féle lineáris korreláció együttható négyzete) értékek 0,552, 0,460 és 0,536.

5.1.1. Évi és tenyészidőszakra vonatkozó kapcsolatok

- Tényleges párolgás és talajvízkészlet

Az ET-re és Θ -ra vonatkozó kapcsolatok a 9a. és a 9b. táblázatokban láthatók. Nyilvánvaló, hogy a P a fő prediktor. Látható az is, hogy az R^2 értékek valamelyest nagyobbak a tenyészidőszakban, mint az évben. Az eltérés oka az, hogy télen az ET igen kicsi. Ekkor a 3 hónap összege mindössze 10 mm m^{-2} az alacsony hőmérsékletek miatt. A Θ esetében is a fő prediktor a P.

9a. táblázat: A tényleges párolgás és a környezeti tényezők közötti lineáris statisztikai kapcsolatok a tenyészidőszakban (TI) és az évben a talaj különböző fizikai féleségei esetén.

Időszak	Fizikai talajféleségek									
	Homok		Homokos vályog		Vályog		Agyagos vályog		Agyag	
	kapcsolat	R^2	kapcsolat	R^2	kapcsolat	R^2	kapcsolat	R^2	kapcsolat	R^2
TI	0,63·P + 144,03	0,94	0,59·P + 217,52	0,93	0,58·P + 246,21	0,90	-		1,00·P + 76,37	0,99
Év	0,52·P + 144,44	0,93	0,47·P + 223,79	0,90	0,50·P + 235,17	0,88	-		0,98·P - 10,29	0,98

9b. táblázat: A talajvízkészlet és a környezeti tényezők közötti lineáris statisztikai kapcsolatok a tenyésztidőszakban (TI) és az évben a talaj különböző fizikai féleségei esetén.

Időszak	Fizikai talajféleségek									
	Homok		Homokos vályog		Vályog		Agyagos vályog		Agyag	
	kapcsolat	R ²	kapcsolat	R ²	kapcsolat	R ²	kapcsolat	R ²	kapcsolat	R ²
TI	0,06·P + 12,38	0,89	0,19·P + 91,09	0,95	0,23·P + 110,60	0,85	0,39·P + 91,95	0,90	0,11·P + 312,49	0,88
ÉV	0,04·P + 29,77	0,86	0,15·P + 110,91	0,96	0,21·P + 114,77	0,89	0,32·P + 102,60	0,91	0,14·ET + 298,93	0,88

- Talajlégzés

A talajlégzés statisztikai kapcsolatait a 9c. táblázat szemlélteti. Ebben az esetben a fő prediktor az ET mind a tenyésztidőszakra, mind az évre vonatkozóan. Az agyagos vályog esetében az R² értékek a legkisebbek; a tenyésztidőszakra 0,85, míg az évre vonatkozóan 0,64. A talajrespiráció a tenyésztidőszakra vonatkozó összege –az agyagos területek kivételével– a tényleges párolgás függvénye (9c. táblázat). Az évi összeg esetében az ET-vel való erős korrelációk Peng és mtsai. (1998) munkájának megfelelően 0,9 feletti. Annak ellenére, hogy –majd, mint látható lesz– a havi összegeknél a Θ -val való jó korreláció a leggyakoribb, a tenyésztidőszakban az ET-vel való korreláció jobb.

9c. táblázat: A talajlégzés és a környezeti tényezők közötti lineáris statisztikai kapcsolatok a tenyésztidőszakban (TI) és az évben a talaj különböző fizikai féleségei esetén.

Időszak	Fizikai talajféleségek									
	Homok		Homokos vályog		Vályog		Agyagos vályog		Agyag	
	kapcsolat	R ²	kapcsolat	R ²	kapcsolat	R ²	kapcsolat	R ²	kapcsolat	R ²
TI	0,54·ET + 106,36	0,92	0,45·ET + 132,91	0,96	0,52·ET + 96,63	0,90	0,56·ET + 71,86	0,85	0,42·P + 177,74	0,93
ÉV	0,61·ET + 131,20	0,92	0,50·ET + 173,41	0,98	0,52·ET + 157,61	0,87	0,49·ET + 164,33	0,64	0,41·P + 205,14	0,94

5.1.2. Havi értékek

- Tényleges párolgás

Télen a tényleges párolgás igen kicsi, mindössze néhány mm, ami az alacsony hőmérséklet eredménye. Decemberben –a legenyhébb téli hónapban– még van szignifikáns kapcsolat az ET és a T között (10. táblázat), de januárban már nem, februárban pedig csak a homokos vályog esetében. Márciusban a talaj teljesen telített vízzel, ezért a további csapadék már nem befolyásolja a párolgást. A hőmérséklet emelkedésével a párolgás is nő, márciustól májusig 15-ről 90 mm m^{-2} hónap $^{-1}$ -re emelkedik. E növekvő párolgás nagyobb, mint a lehulló csapadék így a talajvízkészlet is kisebb mértékben csökken. Az ET és a T kapcsolatát jellemző R^2 értékek ebben az időszakban átlagban 0,87 körüliek, de egyes esetekben 0,95 körüliek is, ami mindenféleképpen erős kapcsolatot jelent figyelembe véve azt, hogy az ET egyaránt függ a T-től és a Θ -tól. Júniusig a homok talajok víztartalma jelentősen lecsökken. Ekkor az alacsony víztartalom határozza meg a párolgást. Júliusban és augusztusban a talaj már teljesen száraz, ezért ekkor már a csapadék a meghatározó tényező. Szeptemberben mind az 5 fizikai talajféleség esetében a víztartalom Θ_w körüli. Ezért a párolgás alacsonyabb, mint nyáron, aminek köszönve a csapadékkal való korreláció szignifikáns. Októberben és novemberben a P és a Θ egyaránt nagy, és ezért az egyre csökkenő T határozza meg a párolgást.

10. táblázat: A tényleges párolgás és a környezeti tényezők közötti lineáris statisztikai kapcsolatok különböző hónapokban és a talaj különböző fizikai féleségei esetén.

Időszak	Fizikai talajféleségek									
	Homok		Homokos vályog		Vályog		Agyagos vályog		Agyag	
	kapcsolat	R ²	kapcsolat	R ²	kapcsolat	R ²	kapcsolat	R ²	kapcsolat	R ²
január	-		-		-		-		-	
február	-		0,71·T + 0,37	0,64	-		-		-	
március	3,03·T + 3,79	0,93	1,88·T + 9,88	0,81	2,60·T + 6,12	0,84	3,21·T + 2,64	0,95	2,52·T + 5,39	0,98
április	2,28·T + 26,08	0,93	2,03·T + 28,68	0,90	2,36·T + 25,01	0,86	2,91·T + 19,41	0,97	2,77·T + 20,38	0,88
május	3,00·T + 45,44	0,68	-0,37·P + 116,89	0,94	3,77·T + 33,59	0,85	3,52·T + 38,36	0,99	3,17·T + 38,36	0,63
június	1,88·Θ + 31,27	0,92	2,75·T + 62,03	0,74	3,69·T + 46,24	0,89	3,86·T + 43,47	0,99	2,22·T + 74,35	0,58
július	1,00·P + 0,00	1,00	2,13·P - 54,85	0,97	0,61·Θ - 14,70	0,72	0,25·Θ + 39,66	0,55	1,62·Θ - 407,65	0,97
augusztus	1,00·P + 0,00	1,00	1,33·P - 16,70	0,98	1,33·P - 17,59	0,94	0,41·Θ - 18,28	0,85	1,00·P + 0,00	1,00
szeptember	1,00·P + 0,00	1,00	0,94·P + 2,66	1,00	0,94·P + 2,76	0,99	1,06·P - 2,09	0,92	1,00·P + 0,00	1,00
október	2,35·T + 15,76	0,93	2,37·T + 15,65	0,79	2,17·T + 17,84	0,82	1,69·T + 22,42	0,96	2,91·T + 9,44	0,96
november	2,28·T + 2,13	0,94	1,80·T + 4,32	0,77	2,04·T + 3,35	0,85	2,01·T + 3,03	0,94	2,30·T + 1,48	0,99
december	1,02·T + 0,45	0,79	1,50·T + 0,18	0,94	1,40·T + 0,32	0,88	-		0,83·T + 0,13	0,96

- Talajvízkészlet

A talajvízkészletet nagyrészt a csapadék határozza meg (11. táblázat). A Θ és a P közötti kapcsolat erőssége télen a legnagyobb. Ekkor az alacsony hőmérsékletek miatt az ET is kicsi. Így februárban a talaj már majdnem telített. Márciusban a telítettség miatt egyetlen szignifikáns kapcsolat sem állapítható meg. Áprilisban az R^2 értékek kicsik –átlagban 0,6 körüliek–, ami a nagy Θ értékek miatt van. Májusban, ahogyan a párolgás hatására folyamatosan csökken a Θ , a Θ -nak az ET-vel való korrelációja is nő. Nyáron a csökkenő Θ miatt az ET és a T hatása is előtérbe kerül. Ősszel –a teljesen kiszáradt talaj miatt– a párolgás már nincs erős kapcsolatban a Θ -val. Szeptemberben –a kicsi Θ értékek miatt– az R^2 értékek kisebbek, mint októberben és novemberben. A P-vel való kapcsolatot jellemző R^2 értéke –különösen vályog esetén– kicsi.

11. táblázat: A talajvízkészlet és a környezeti tényezők közötti lineáris statisztikai kapcsolatok különböző hónapokban és a talaj különböző fizikai féleségei esetén.

Időszak	Fizikai talajféleségek									
	Homok		Homokos vályog		Vályog		Agyagos vályog		Agyag	
	kapcsolat	R ²	kapcsolat	R ²	kapcsolat	R ²	kapcsolat	R ²	kapcsolat	R ²
január	-		2,30·P + 170,00	0,68	4,34·P + 141,37	0,66	5,35·P + 166,83	0,79	-10,91·T + 366,87	0,61
február	-		-		-		2,19·P + 299,45	0,53	-	
március	-		-		-		-		-	
április	0,19·P + 69,07	0,75	0,16·P + 263,86	0,64	0,14·P + 323,47	0,52	0,28·P + 370,71	0,51	-	
május	1,00·P - 2,91	0,86	1,10·P + 181,67	0,88	0,97·P + 251,20	0,77	1,21·P + 287,25	0,92	-	
június	0,49·ET - 13,78	0,92	3,02·P + 8,78	0,84	1,48·P + 161,68	0,46	-16,25·T + 612,03	0,81	0,91·P + 327,31	0,76
július	-		1,09·ET + 56,61	0,85	2,18·P + 53,27	0,74	-27,91·T + 812,96	0,90	0,60·ET + 253,15	0,97
augusztus	-		0,97·ET + 62,91	0,87	1,39·ET + 64,33	0,76	-22,71·T + 647,38	0,87	-	
szeptember	-		0,89·P + 72,72	0,72	1,69·P + 56,83	0,60	-20,21·T + 511,17	0,81	-	
október	0,41·P + 1,99	0,70	1,88·P + 24,43	0,82	-		-21,99·T + 417,89	0,76	-	
november	1,49·P - 22,87	0,75	3,69·P - 43,34	0,91	-		5,07·P - 36,03	0,82	-	
december	-		3,86·P + 43,97	0,96	5,57·P + 6,89	0,68	6,09·P + 40,22	0,79	-	

- Talajlégzés

Decemberben a talajlégzés az ET-től, a P-től és a Θ -tól függ (13. táblázat), a homok, homokos vályog és agyagos vályog esetében. Legerősebb a korreláció a P és az SR között a homokos vályog esetében. Vályogra és agyagra vonatkozóan nincs szignifikáns korreláció. Januárban az SR a homok és az agyag esetében a P-től, illetve a T-től függ, míg a homokos vályog és agyagos vályog esetében a Θ függvénye. Februárban, homok esetében az SR továbbra is a P függvénye. A homokos vályognál, vályognál és agyagos vályognál a T a prediktor, míg az agyagnál az ET. Megfigyelhető, hogy az R^2 -értékek ott a legnagyobbak, ahol a T a prediktor. Márciusban a statisztikai összefüggések igen hasonlóak azokhoz a statisztikai összefüggésekhez, amelyek februárban vannak. Láthatjuk, hogy agyag esetében az ET helyett a P szerepel prediktorként lényegesen jobb korrelációval. Áprilisban a T csak vályog és agyagos vályog esetén szerepel prediktorként. Homok esetében továbbra is a P a prediktor, míg az agyagnál a Θ . Ebben a hónapban a homokos vályog rendelkezik legnagyobb talajlégzéssel, és ebben az esetben az ET a prediktor. Májustól augusztusig a homok, homokos vályog és vályog esetében az SR többnyire a Θ függvénye. Az agyagos vályog és agyag esetében az SR vagy az ET, vagy a Θ függvénye. Ez elsősorban annak köszönhető, hogy az agyagos vályog és az agyag közismerten jó víztározók. Ennek köszönve az SR-t nyár elején a párolgás, míg a nyár végén a csökkenő Θ határozza meg. Szeptembertől novemberig –eltekintve a két kivételes esettől– az SR-t a Θ szabályozza.

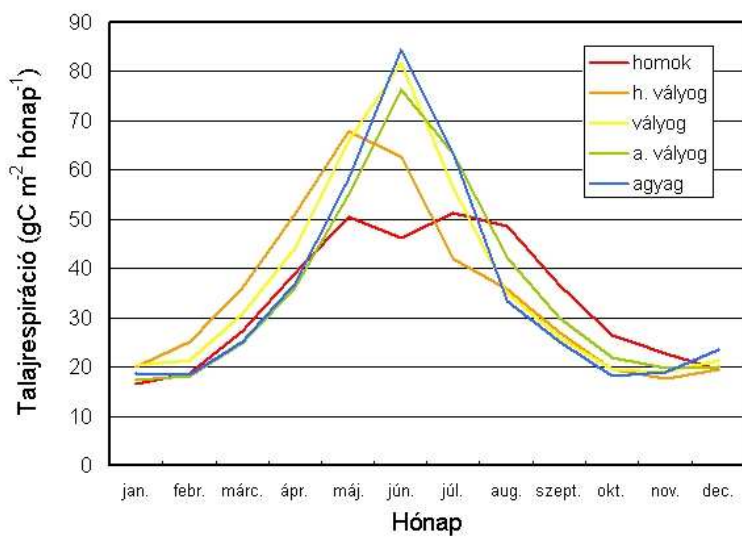
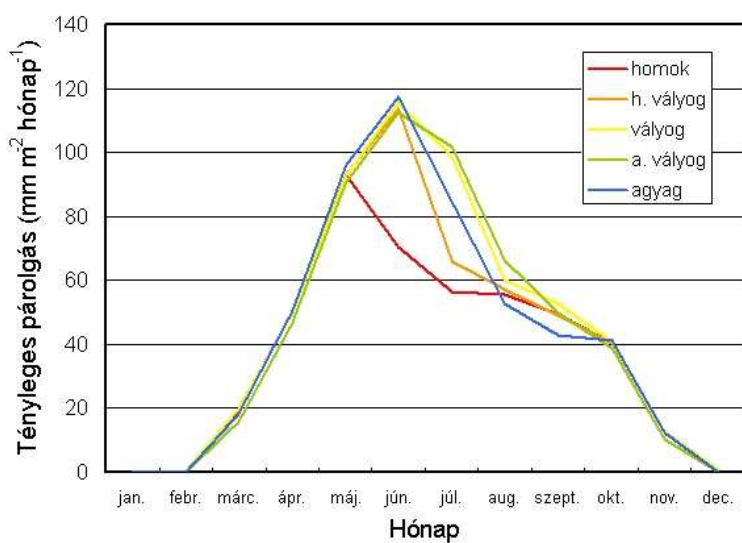
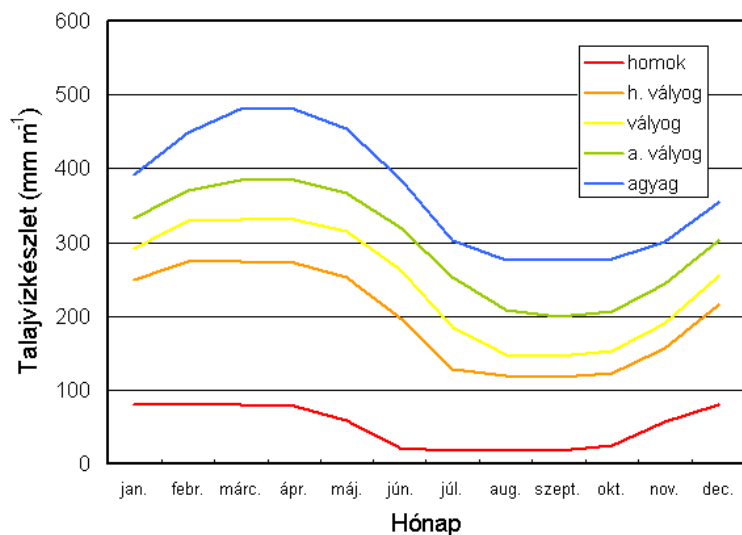
12. táblázat: A talajlégzés és a környezeti tényezők közötti lineáris statisztikai kapcsolatok különböző hónapokban és a talaj különböző fizikai féleségei esetén.

Időszak	Fizikai talajféleségek									
	Homok		Homokos vályog		Vályog		Agyagos vályog		Agyag	
	kapcsolat	R ²	kapcsolat	R ²	kapcsolat	R ²	kapcsolat	R ²	kapcsolat	R ²
január	0,18·P + 10,82	0,72	0,07·Θ + 1,50	0,60	-		-0,06·Θ + 36,34	0,87	1,21·T + 21,37	0,58
február	0,20·P + 12,27	0,57	2,35·T + 25,10	0,84	1,15·T + 21,58	0,74	1,55·T + 19,63	0,72	12,72·ET + 18,27	0,55
március	0,28·P + 17,22	0,69	3,42·T + 18,23	0,85	2,21·T + 19,37	0,60	1,74·T + 17,73	0,93	0,51·P + 8,94	0,89
április	0,22·P + 28,12	0,69	2,05·ET - 50,78	0,87	3,68·T + 6,16	0,68	2,51·T + 12,53	0,94	1,28·Θ - 579,97	0,83
május	0,43·Θ + 24,98	0,84	-		6,35·T - 33,15	0,72	1,30·ET - 62,34	0,95	-	
június	0,58·Θ + 34,11	0,94	0,18·Θ + 26,74	0,76	-		-0,43·Θ + 213,39	0,94	1,81·ET - 128,55	0,56
július	-		0,31·Θ + 2,55	0,97	0,36·Θ - 9,69	0,90	0,59·ET + 3,72	0,79	0,59·ET + 13,64	0,99
augusztus	-		0,24·Θ + 7,90	0,90	0,31·Θ - 11,42	0,96	0,68·ET - 3,14	0,95	0,71·Θ - 162,20	0,98
szeptember	-		0,20·Θ + 3,55	0,83	0,24·Θ - 9,13	0,96	0,25·Θ - 21,05	0,96	0,54·Θ - 125,02	0,97
október	0,21·P + 15,14	0,91	0,15·Θ + 0,91	0,91	0,17·Θ - 6,07	0,96	0,17·Θ - 12,33	0,88	0,38·Θ - 87,70	0,94
november	0,24·Θ + 8,82	0,92	0,11·Θ + 0,83	0,96	0,10·Θ - 0,66	0,73	0,34·P + 1,06	0,64	0,24·Θ - 52,23	0,83
december	1,43·ET + 18,43	0,80	0,31·P + 5,86	0,92	-		-0,04·Θ + 31,06	0,56	-	

5.2. Évi menetek

A 9a. ábrán a Θ évi menete látható. Az évi menetek hasonlóak a Debreceni Observatóriumra vonatkozó szimulációk eredményeihez. A homok elkülönül a többi textúrától, a már korábban említett alacsony víztározó képessége miatt, ugyanakkor a szezonális jelek megegyeznek. Az agyag víztározó képessége a legnagyobb a textúrák közül. Az agyagra vonatkozó tavaszi maximum értékek a januári értékhez képest jóval nagyobbak, mint a homokos vályogra, vályogra és agyagos vályogra vonatkozóan. Az őszi aszály sem olyan jelentős, mint a többi talajfizikai féleség esetében. Az ET évi menete hasonló a hőmérséklet menetéhez (9b. ábra), júniusi maximuma és januári minimuma van. A homok esetén a párolgás maximuma májusban van, majd inntől kezdve jelentősen csökken, a csökkenés mértéke viszont júliustól októberig kisebb. A homokos vályog is hasonlóan viselkedik, de maximuma júniusban van. Az agyag esetében az ET menete eltér a vályog és az agyagos vályog ET menetéhez képest. A hasznos talajvízkészlet növekedésével elvileg növekszik a párolgás is, hiszen több víz áll rendelkezésre. Az agyag ET menete a homokos vályog ET menetéhez hasonló.

A talajlégzés évi menete hasonló az ET menetéhez. A vályog, agyagos vályog és agyag esetében egy júniusi maximumról és egy januári minimumról beszélhetünk (9c. ábra). A homokra vonatkozó SR évi menete ismételtén eltér az előző háromtól. Két maximuma van: az egyik májusban –a nagy ET értékek miatt–, a másik júliusban –a sok csapadék és magas hőmérséklet miatt– van. A homokos vályogra vonatkozó SR is eltér a fent említett hármastól. Egy maximuma májusban van, a magas talajvízkészletnek köszönhetően. Mivel a maximuma egy hónappal előbb van, mint a többié, ezért a júniustól augusztusig tartó időszakban alacsony lesz a SR. Mint ahogy a homokos vályog párolgása kisebb a vályog és az agyagos vályog párolgásától, úgy a talajlégzés is kisebb.

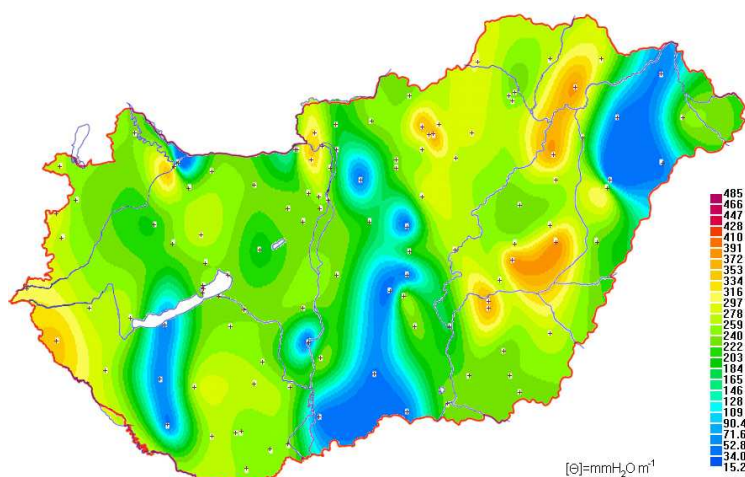


9. ábra: a) $A \Theta$; b) az ET; c) az SR évi menete az 5 talajtextúra esetén.

5.3. Területi eloszlás

5.3.1. Évi és tenyészidőszakra vonatkozó értékek

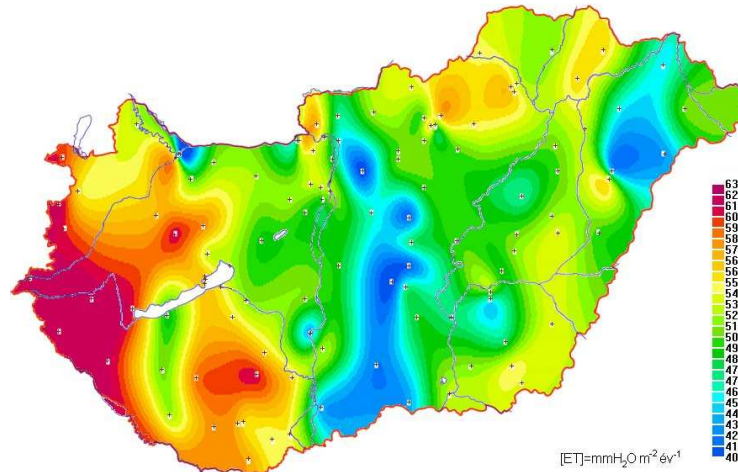
Az évi Θ területi eloszlása (10a. ábra) nagyrészt a talajtextúra függvénye (2b. ábra). A legkisebb Θ a homokkal, míg a legnagyobb Θ az agyaggal borított területeken van. Homokkal borított területek a Nyírség, a Gödöllői-dombság, a Felső- és Alsó-Kiskunság, Paks és környéke, a Szigetköz déli része, a Tapolcai-medence és a Belső-Somogy; itt a Θ évi átlaga $30\text{-}50\text{ mm m}^{-1}$. Az agyaggal, agyagos vályoggal borított területeken – mint amilyen Tokaj-hegyalja, Taktaköz, Hortobágy északi része, a Mátra, a Börzsöny, a Visegrádi-hegység, a Dévaványai-sík, a Hajdúság, a Nagykunság déli része, a Békési-sík nyugati része – a Θ évi átlaga $320\text{-}390\text{ mm m}^{-1}$ körüli. A Zselicre és a Zalai-dombságra – ezek vályogos területek – jellemző $280\text{-}300\text{ mm m}^{-1}$ -es Θ a magas évi csapadékösszeg miatt nagyobb (10d. ábra), mint más vályogos területek Θ -ja.



10a. ábra: A évi átlagos talajvízkészlet eloszlása Magyarországon.

A tényleges párolgás évi összegének területi eloszlása (10b. ábra) jelentős mértékben függ a talajvízkészlettől és a csapadéktól (8a. táblázat, 10d. ábra). Az ET minimumok ($407\text{-}470\text{ mm m}^{-2}\text{ év}^{-1}$) és maximumok ($540\text{-}570\text{ mm m}^{-2}\text{ év}^{-1}$) területi eloszlása megközelítően egybeesik a Θ szélsőértékeinek területi eloszlásával. A kis csapadék értékek miatt azonban, a Kőrös-szög, a Jászság, a Csepeli-sík párolgása elmarad a hasonló textúrájú területekétől. A nagyobb csapadék miatt az évi ET a délnyugati országrészben 540

$\text{mm m}^{-2} \text{ év}^{-1}$, sőt a Zselic, a Völgyesség, az Alpok-alja, a Zalai-dombság területén $550\text{-}632 \text{ mm m}^{-2} \text{ év}^{-1}$, ami az országban a legmagasabb érték.

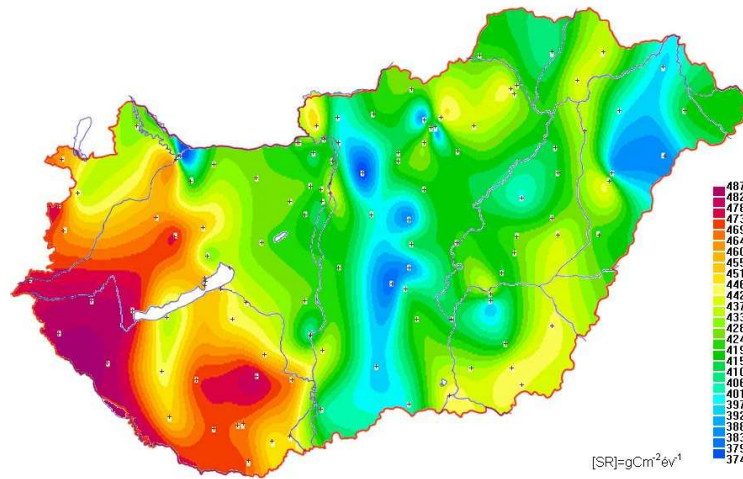


10b. ábra: A tényleges párolgás évi összegének eloszlása Magyarországon.

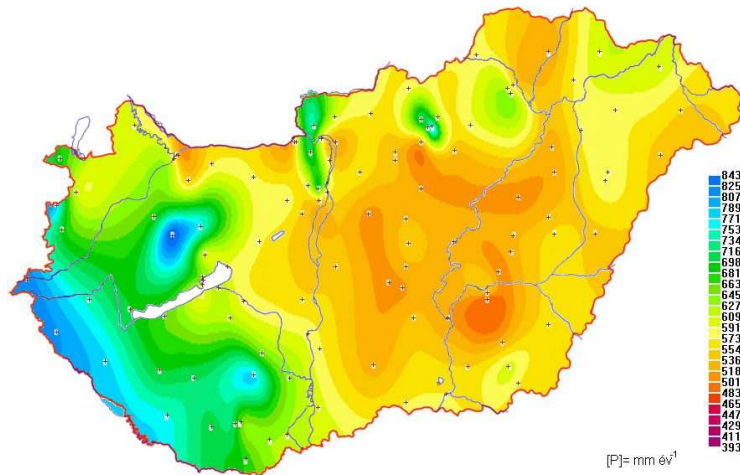
Láthattuk (9. táblázat), hogy az SR évi értékét az ET határozza meg. Jelentősebb különbség a két eloszlás (10c. ábra) között csak a Visegrádi-hegység és a Pilis területén van, ahol az alacsony T miatt az SR is kisebb, mint pl. a hozzá hasonló környezeti jellemzőkkel rendelkező Börzsönyben. A legkisebb évi összegek $374\text{-}400 \text{ gC m}^{-2} \text{ év}^{-1}$, míg a legnagyobbak $475\text{-}487 \text{ gC m}^{-2} \text{ év}^{-1}$ körüliek.

A tenyészidőszakra vonatkozó (ti) összegek és átlagok területi eloszlása nem különbözik az évi összegek és átlagok területi eloszlásától. A Θ tenyészidőszakra vonatkozó átlagának legalacsonyabb értékei $15\text{-}40 \text{ mm m}^{-1}$, legmagasabb $320\text{-}370 \text{ mm m}^{-1}$ körüliek. Az ET összege $407\text{-}460 \text{ mm m}^{-2} \text{ ti}^{-1}$ és $550\text{-}632 \text{ mm m}^{-2} \text{ ti}^{-1}$ között változik, amely a téli alacsony hőmérsékletek miatt nem különbözik sokban az évi összegtől. A SR $320\text{-}350 \text{ gC m}^{-2} \text{ ti}^{-1}$ és $400\text{-}437 \text{ gC m}^{-2} \text{ ti}^{-1}$ között alakul. Mivel télen is van talajrespiráció, a SR tenyészidőszakbeli összege jelentősen, kb. $30\text{-}40 \text{ gC m}^{-2}$ értékkel tér el az évi összegtől.

A következőkben kitérnék a tenyészidőszakra vonatkozó ET és SR havi értékeinek elemzésére. Az elemzés során az ET esetén október hónappal bezárólag foglalkozom, mert november hónapban az ET alacsony értékei miatt, teljesen homogén a megjeleníthető térkép, így az elemzés lehetetlen.



10c. ábra: A talajlégzés évi összegének eloszlása Magyarországon.



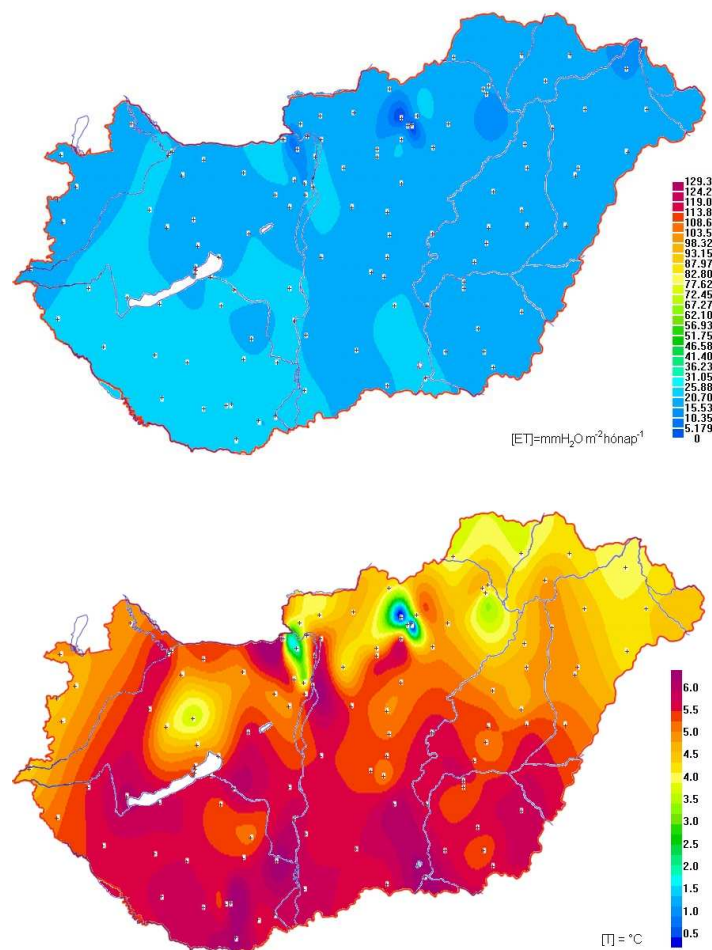
10d. ábra: A csapadék évi összegének eloszlása Magyarországon.

5.3.2. Havi értékek

- Tényleges párolgás

Március

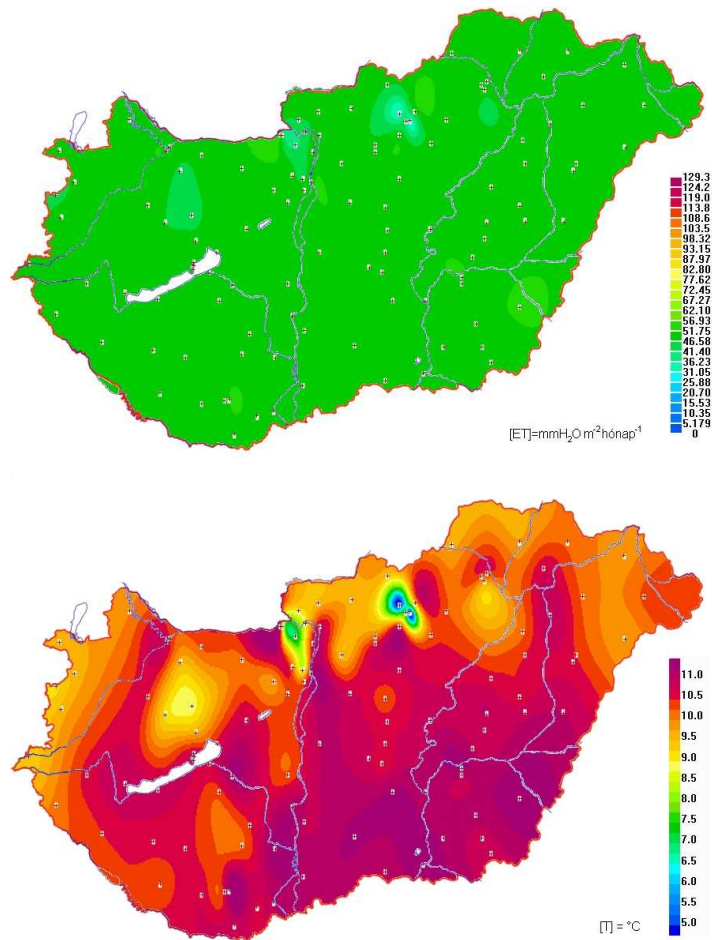
A 10. táblázat alapján láthatjuk, hogy a márciusban az ET-t a T határozza meg. Az ET márciusban 5 és 25 mm m⁻² hónap⁻¹ értékek között változik (11a. ábra). A párolgás Mátrában, a Visegrádi-hegységben, a Pilisben és a Miskolci-kapunál a legkisebb, míg Szeged és Kiskunfélegyháza közötti vonalon, a Pesti-síkságon, a Marcali-medencében, Mezőföldön és –a Tolnai-hegyhát kivételével– Délnyugat-Magyarországon a legnagyobb. Ha összehasonlítjuk az ET területi eloszlását a márciusi hónap átlagos T-nek területi eloszlásával (11b. ábra), akkor láthatjuk, hogy az ET és a T maximumai és minimumai között a területi megegyezés igen jó.



11. ábra: a) Az ET; b) a T területi eloszlása márciusban Magyarországon.

Április

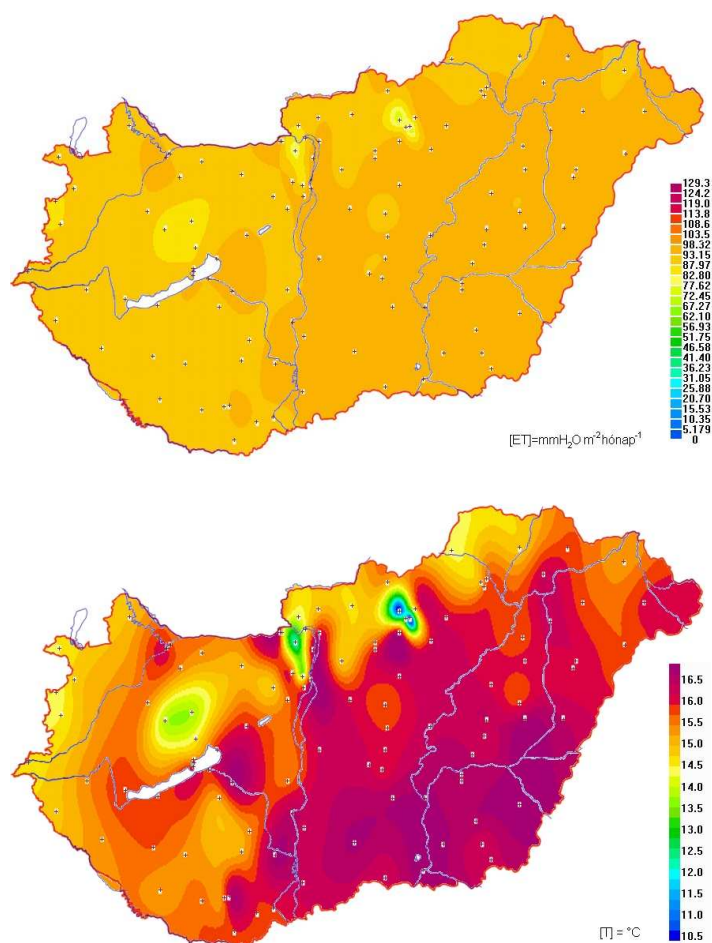
Áprilisban az ET a T függvénye (lásd a 10. táblázatot), továbbá a különböző talajtextúrákra vonatkozó ET értékek (lásd a 9b. ábrát) megközelítően azonosak. Áprilisban a talajok még többé-kevésbé telítettek és az áprilisi átlagos T értékek sem nagyok, így a különböző talajtextúrákra vonatkozó ET értékek között nincs nagy különbség. Az áprilisi ET (12a. ábra) 30-50 mm m⁻² hónap⁻¹ között változik az áprilisban mérhető átlagos T-nek (12b. ábra) (5-11 °C) megfelelően. Az ET a hegységekben a legkisebb, míg Pilis és Gerecse között, illetve a Békéscsaba környéki területeken a legnagyobb.



12. ábra: a) Az ET; b) a T területi eloszlása áprilisban Magyarországon.

Május

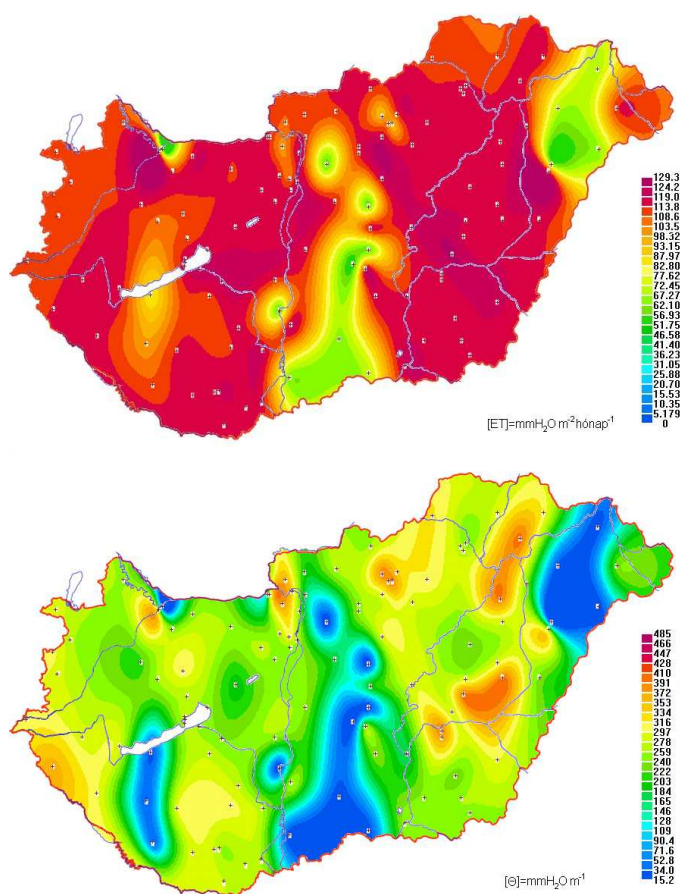
Annak ellenére, hogy májusban az ET már nagyobb, mint a P, a különböző talaj-textúrákra vonatkozó ET-k közötti különbségek nem nagyok; az ET-t pedig döntően a T határozza meg. Májusban az ET (13a. ábra) 70-95 mm m⁻² hónap⁻¹ értékű. A T (13b. ábra) maximumai és minimumai egybeesnek az ET legnagyobb és legkisebb értékeivel. Ebben a hónapban is az ET legkisebb értékei a hegységekben, míg a legnagyobb értékei az alacsonyan fekvő síkvidéki területeken (Alföld, Mezőföld, Pilis és Gerecse közti síkság és Pesti-síkság) találhatóak meg.



13. ábra: a) Az ET; b) a T területi eloszlása májusban Magyarországon.

Június

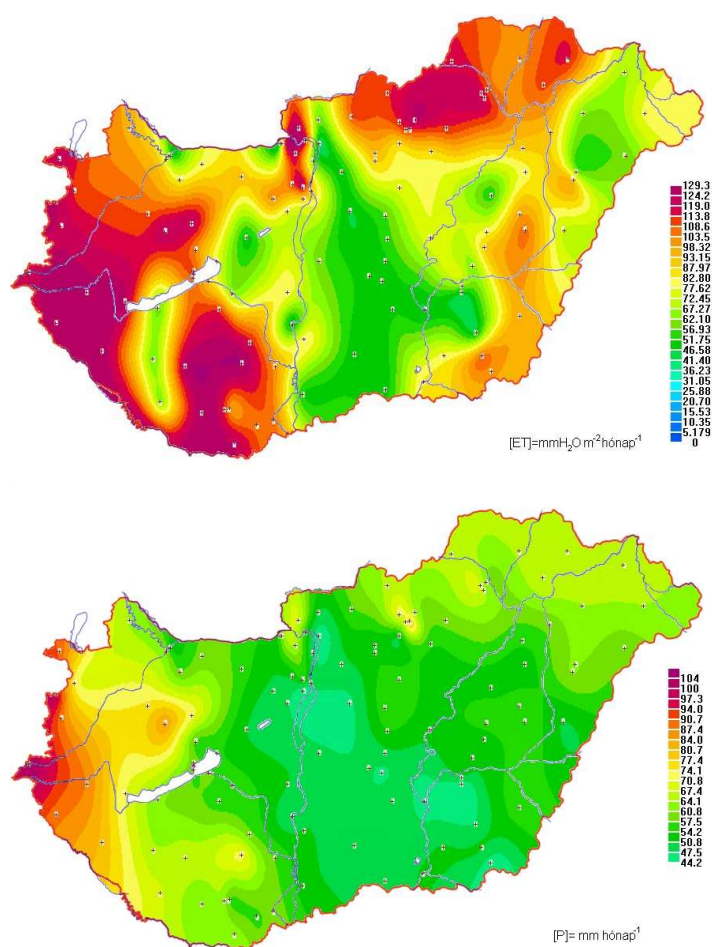
A 14a. ábrán látható, hogy az ET minden talajtextúrára vonatkozóan – a homok kivételével – júniusban a legnagyobb. Az ET és a Θ területi eloszlása júniusban (14b. ábra) szinte azonos az évi ET (10b. ábra) és Θ (10a. ábra) területi eloszlásával. Az ET a Nyírségben, a Pesti-síkságon, a Felső- és Alsó-Kiskunságon, az Illancson, a Belső-Somogyban és a Tapolcai-medencében a legkisebb, 40-75 mm m⁻² hónap⁻¹ érték körüli, és a Mosoni-sík keleti részén, a Sokorón, a Mezőföld északi részén, a Gyöngyösi-síkon, a Hajdúság déli részén, a Dévaványai-síkon és a Békési-síkon a legnagyobb, itt 110-130 mm m⁻² hónap⁻¹ értékű. A minimumok és maximumok nagyrészt egybeesnek a júniusi legkisebb és legnagyobb Θ értékekkel. Jelentősebb eltéréseket tapasztalhatunk Mátra esetében, ahol a nagy Θ ellenére az ET kicsi, illetve a Balaton-környéki területeken, ahol fordított a helyzet. Az előbbi esetben a kicsi T miatt kicsi az ET is, míg az utóbbi esetben a nagyobb P eredményezi a nagyobb ET-t.



14. ábra: a) Az ET; b) a Θ területi eloszlása júniusban Magyarországon.

Július

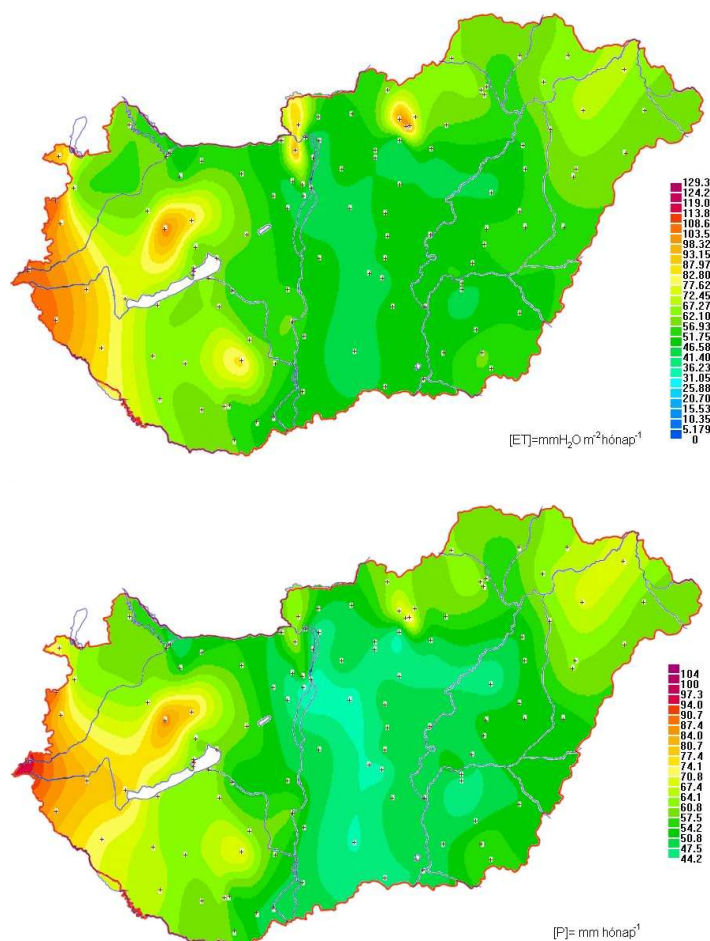
Júliusban az ET-t (15a. ábra) a Θ és a P egyaránt (10. táblázat) meghatározza. Az ET legkisebb a homokos területeken (3b. ábra)(Belső-Somogy, Nyírség, Duna-Tisza köze, Pesti-síkság) és ahol kicsi a P (15b. ábra) (Körös-szög, Pesti-síkság). Ezeken a területeken az ET 45-80 mm m⁻² hónap⁻¹. A legnagyobb ET értékek kivétel nélkül a hegyiségekben találhatók, itt 100-125 mm m⁻² hónap⁻¹ körüli értékek vannak.



15. ábra: a) Az ET; b) a P területi eloszlása júliusban Magyarországon.

Augusztus

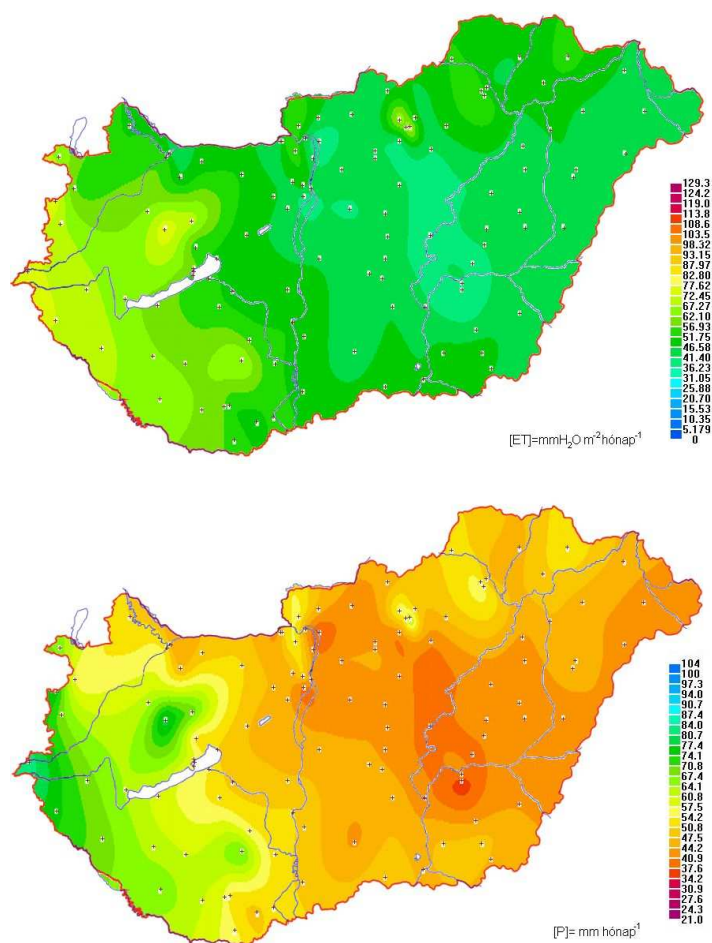
A nyár folyamán a növényzet növekedésével a transpiráció is értelem szerűen nő. Augusztusban a talajban tárolt vízmennyiség már kicsi, ezért az ET-t a P határozza meg. Ez a β függvény alakjából is következik, ugyanis a transpiráció a hervadásponthoz közel – a talaj fizikai féleségétől függetlenül – igen érzékeny a nedvesség változásokra. Az ET (16a. ábra) – a Nyírség kivételével, ahol a P nagy (16b. ábra) – azokon az alföldi tájakon a legkisebb, ahol az előző hónapban a Θ kicsi volt. E területeken az ET $45\text{--}55\text{ mm m}^{-2}\text{ hónap}^{-1}$. Ahol a P nagy ($65\text{--}90\text{ mm hónap}^{-1}$), ott az ET is nagy ($85\text{--}100\text{ mm m}^{-2}\text{ hónap}^{-1}$). Az ilyen területek pl. Nyugat-Magyarország, Pilis, a Visegrádi-hegység, Mátra és a Mecsek.



16. ábra: a) Az ET; b) a P területi eloszlása augusztusban Magyarországon.

Szeptember

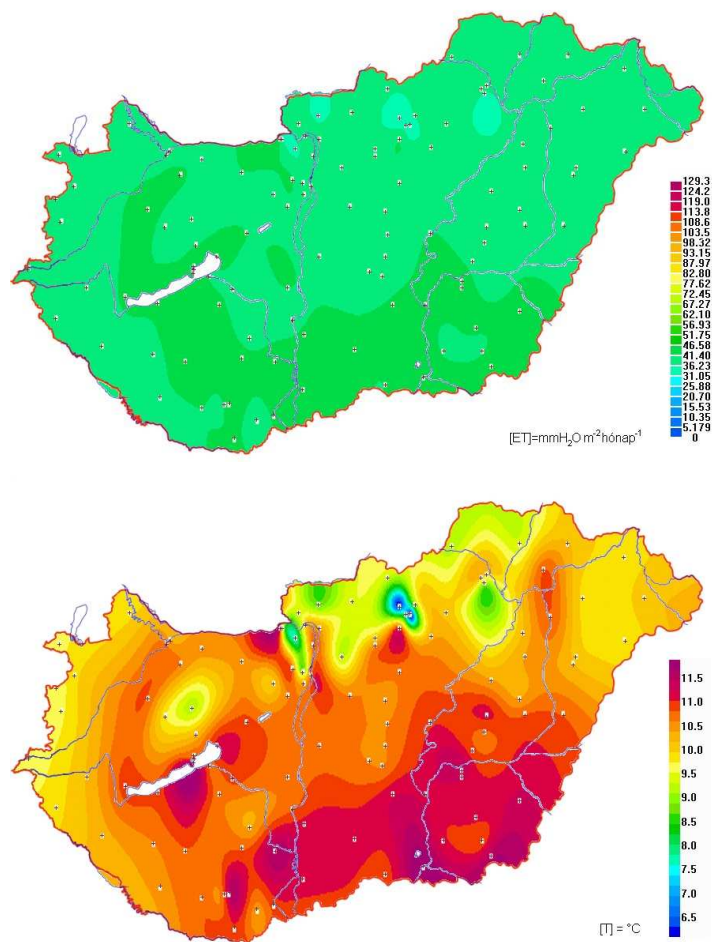
A 9a. ábrán látható, hogy szeptember a legszárazabb (a legkisebb Θ értékkel rendelkező hónap) hónap. Kicsi Θ -k esetén a legkisebb mennyiségű P is nagy változást okoz a párolgásban. Ezt kiválóan illusztrálja az 17a. és a 17b. ábra, ugyanis az ET területi eloszlása szinte teljesen megegyezik a P területi eloszlásával. Ott, ahol a P a legkisebb, ott az ET 40-45 mm m⁻² hónap⁻¹. Majd nyugat felé haladva a Jászság-Békés vonalán a P növekedésével az ET is növekszik. Az ET Mátrában, Észak-Bakonyban, Mecsekben és az Alpok-alján a legnagyobb, ahol 60-85 mm m⁻² hónap⁻¹ érték körüli.



17. ábra: a) Az ET; b) a P területi eloszlása szeptemberben Magyarországon.

Október

Októberben az ET-t a kicsi Θ és az egyre csökkenő T (18b. ábra) határozza meg. A havi ET (18a. ábra) 30-45 mm m⁻² hónap⁻¹ értékek között változik. Az ET a délmagyarországi sík területeken, Külső-Somogyban és a Marcali-medencében a legnagyobb, míg Mátrában, Börzsönyben és a Visegrádi-hegységben legkisebb.

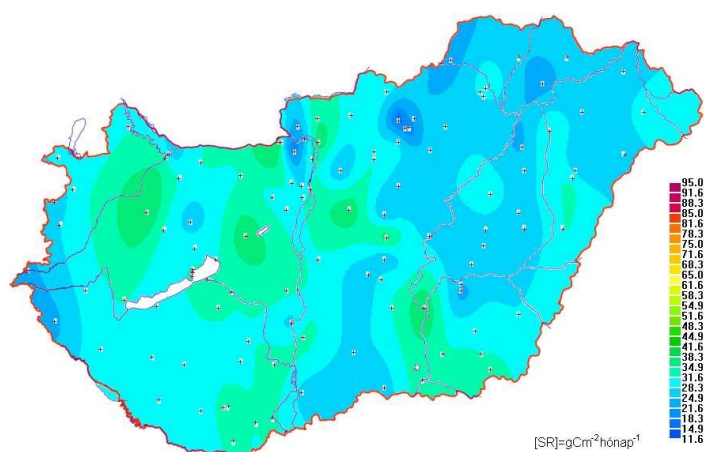


18. ábra: a) Az ET; b) a T területi eloszlása októberben Magyarországon.

- Talajlégzés

Március

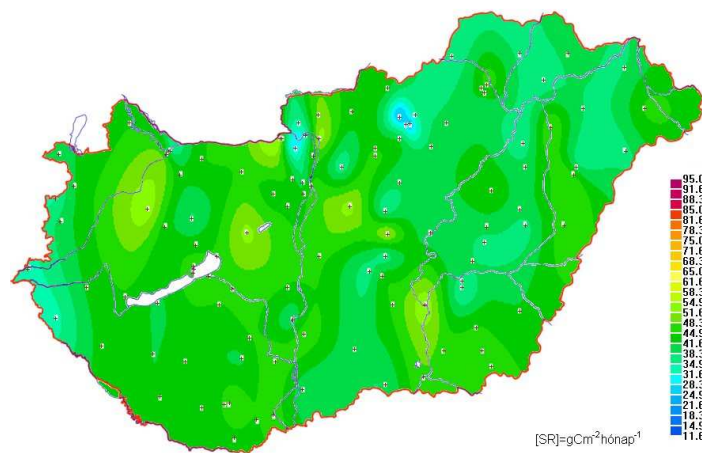
Az SR több tényezőtől, többek között a Θ -tól és az ET-től is függ, ezért a területi eloszlása sem feltétlenül egy tényező területi eloszlásához viszonyítható. Az SR területi eloszlását márciusban a 19. ábra szemlélteti. E hónapban az SR főként a T függvénye. Az SR legnagyobb értékei ($35\text{--}45 \text{ gC m}^{-2} \text{ hónap}^{-1}$) a Marcali-medencében, Rábaközben, a Nógrádi-medencében, a Baranyai-dombság vidékén, a Tolnai-sárközben és Szolnoktól a Tisza menti vidéken, míg a legkisebb értékei ($10\text{--}20 \text{ gC m}^{-2} \text{ hónap}^{-1}$) az Alpok-alján, a Pilisben, Mátrában, az Alpok-alján és Észak-Bakonyban találhatók. A szélsőértékek területi eloszlása egybeesik a havi T (11b. ábra) szélsőértékeinek területi eloszlásával.



19. ábra: Az SR területi eloszlása márciusban Magyarországon.

Április

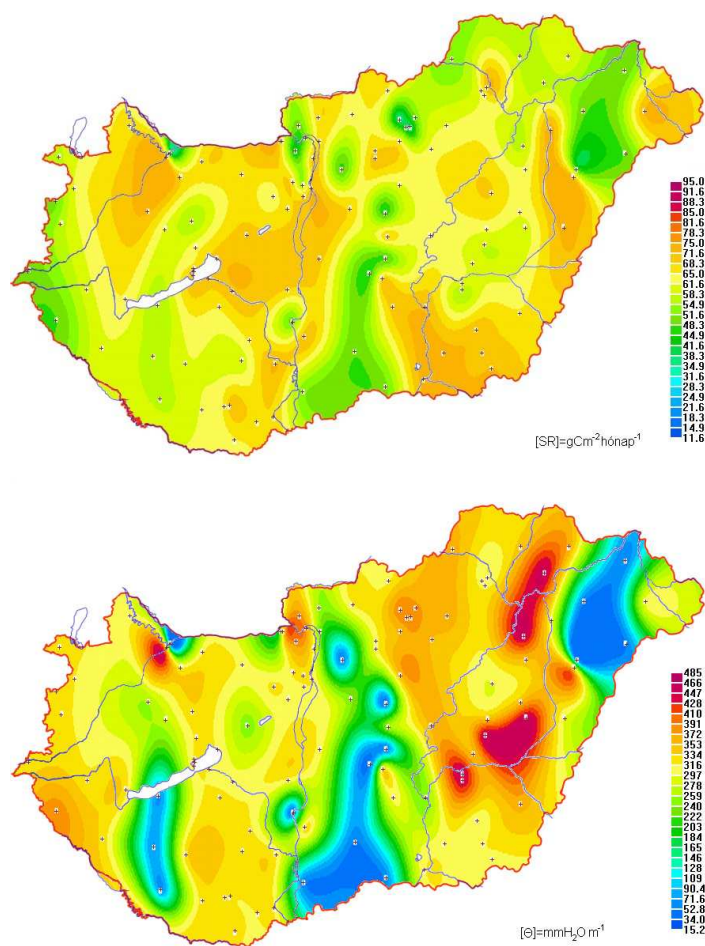
Áprilisban az SR (20. ábra) legkisebb értékei ($25\text{-}35\text{ gC m}^{-2}\text{ hónap}^{-1}$) a Mátrában, a Visegrádi-hegységben, az észak-keleti országrészben, és az ország legnyugatabbi részein található meg. A kicsi értékeket a kicsi T értékek (12b. ábra) eredményezik. Hasonlóképpen a nagyobb SR értékek a nagyobb T értékek következménye. Ezeken a területeken az SR $45\text{-}55\text{ gC m}^{-2}\text{ hónap}^{-1}$.



20. ábra: Az SR területi eloszlása áprilisban Magyarországon.

Május

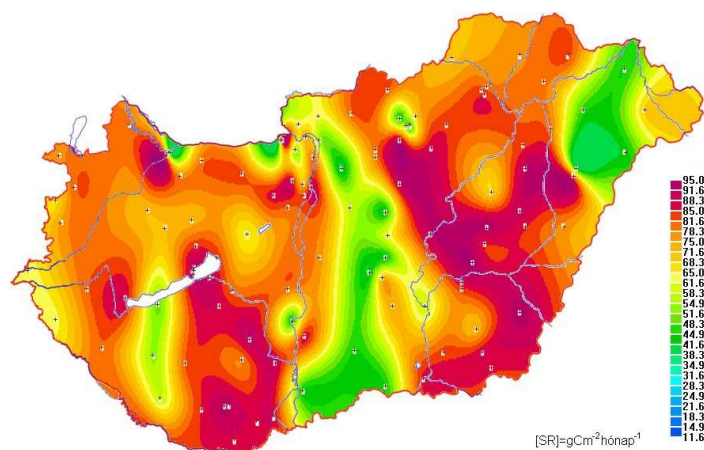
Májusban a Θ csökkenésével egyre jobban előtérbe kerülnek a talajtextúrabeli különbségek. Ahol a hőmérséklet magas –olyan 16 °C körüli, mint például Mezőföldön, a Pesti-síkságon, a Marcali-medencében, a Vásárhelyi-síkon) (13b. ábra)– ott általában az SR is nagy (60-75 gC m⁻² hónap⁻¹) (lásd a 21a. ábrát). A kis SR értékeket (30-45 gC m⁻² hónap⁻¹) –pl. a Duna-Tisza-közén, a Nyírségben és Belső-Somogyban– a kicsi Θ értékek (21b. ábra) eredményezik. De a kis SR értékeket a kicsi T-ék is eredményezhetik, mint pl. az ország legnyugatibb részein, a hegységekben és az észak-keleti országrészeken.



21. ábra: a) Az SR; b) a Θ területi eloszlása májusban Magyarországon.

Június

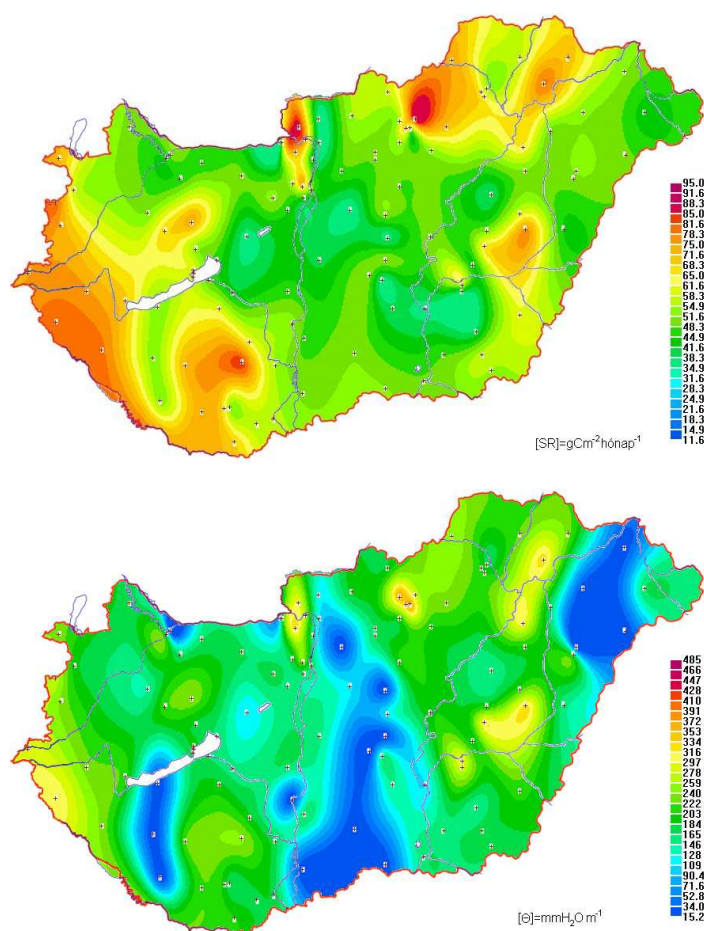
Az SR területi eloszlása júniusban a 22. ábrán látható. E területi eloszlás igen hasonló az évi SR területi eloszlásához (10c. ábra). A legkisebb Θ értékű területekhez tartozó talajlégzés értékek $40\text{-}55\text{ gC m}^{-2}\text{ hónap}^{-1}$, míg a legnagyobb Θ értékekhez tartozó SR értékek $75\text{-}95\text{ gC m}^{-2}\text{ hónap}^{-1}$ (14b. ábra).



22. ábra: Az SR területi eloszlása júniusban Magyarországon.

Július

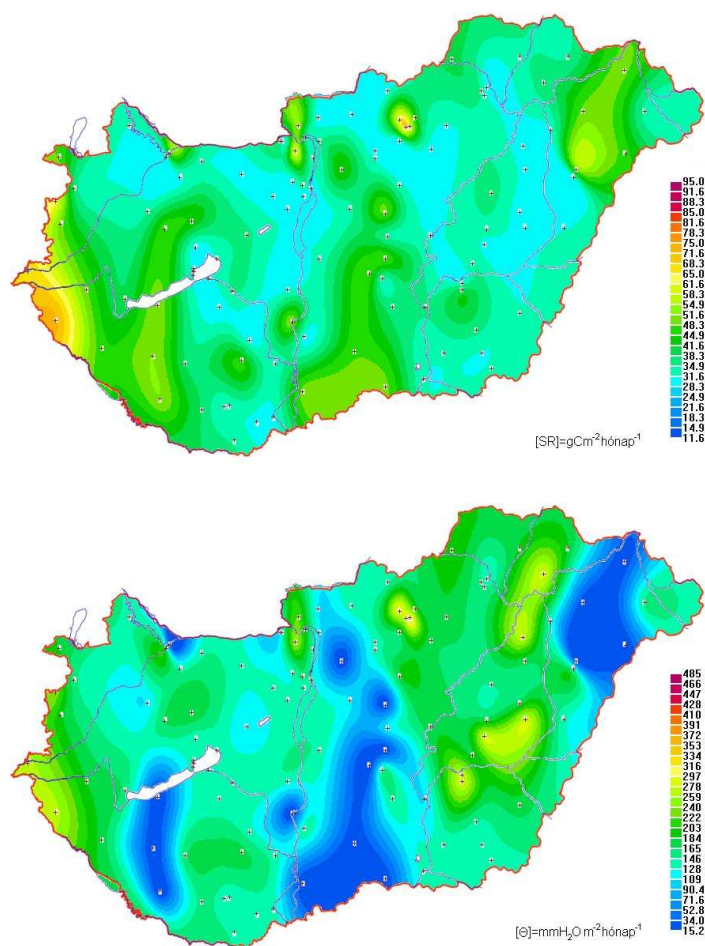
Júliusban az SR-t (23a. ábra) –a Θ mellett (12. táblázat)– az ET (15a. ábra) és a P (15b. ábra) is meghatározza. Ott, ahol az ET kicsi (a Duna-Tisza-közének déli részétől eltekintve) ott az SR is kicsi, azaz $35\text{--}45 \text{ gC m}^{-2} \text{ hónap}^{-1}$ értékű. A kis SR értékű területek a csapadékhiány miatt alakulnak ki, különösen a Körös-szögben és a Pesti-síkságon. A nagy SR értékű ($70\text{--}85 \text{ gC m}^{-2} \text{ hónap}^{-1}$) területek egybeesnek a nagy ET értékű területekkel, kivéve a Dévaványai-síkot. Itt a nagy Θ értékek (23b. ábra) miatt nagy az SR. Érdekes, hogy a homokkal borított területeken, ahol a Θ a legkisebb, a talajlégzés nagyobb, mint egyes más fizikai féleségű talajokra vonatkozóan.



23. ábra: a) Az SR; b) a Θ területi eloszlása júliusban Magyarországon.

Augusztus

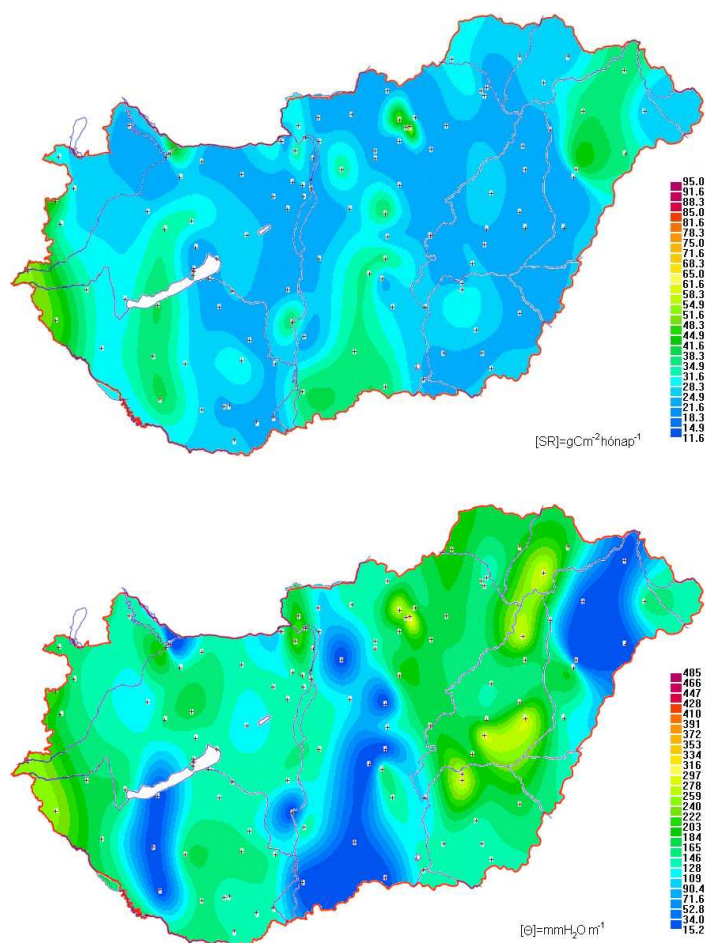
Augusztusban a legnagyobb SR értékek (24a. ábra) 55-70 gC m⁻² hónap⁻¹ értékek között változnak. Ezeken a területeken –kivéve az ország legnyugatibb részeit, a Mátrát, a Börzsönyt és a Visegrádi-hegységet, ahol a nagyobb P miatt (16b. ábra) nagyobb az SR– a homok a jellemző talajfizikai féleség, ahol a legkisebb Θ értékek (24b. ábra) találhatóak. A legkisebb SR értékek 30-35 gC m⁻² hónap⁻¹ körül vannak. Ahogy a 9c. ábrán is látható, a homokra vonatkozó átlagos SR ebben a hónapban nagyobb, mint egyes más textúrákra vonatkozó SR értékek, így az SR területi eloszlása is egyenletesebb.



24. ábra: a) Az SR; b) a Θ területi eloszlása augusztusban Magyarországon.

Szeptember

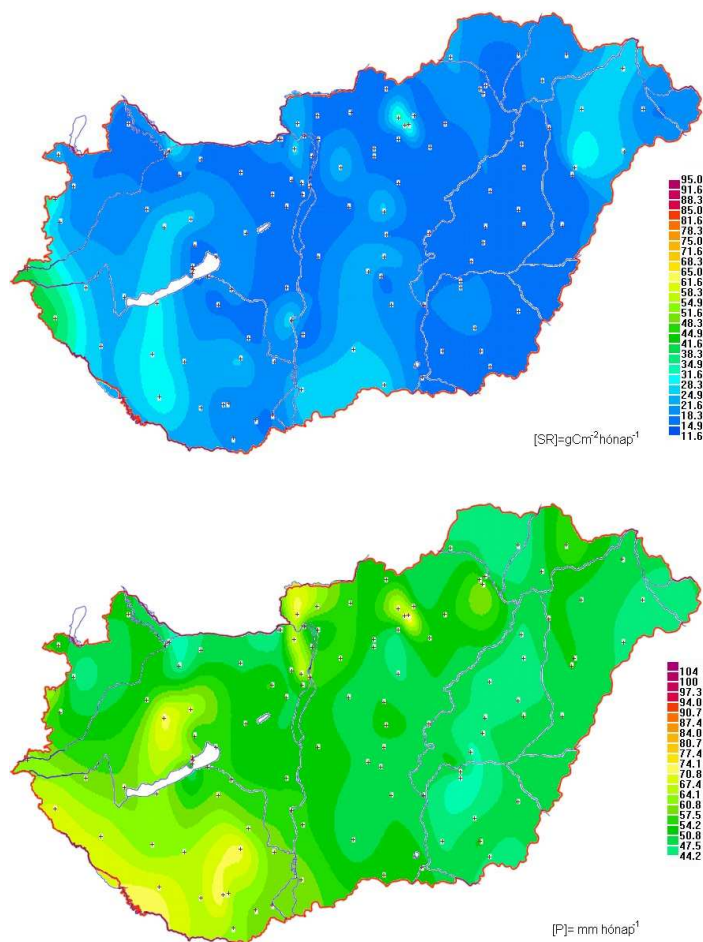
Szeptemberben, ami a legszárazabb hónapunk, az SR területi eloszlása (25a. ábra) igen hasonló az SR területi eloszlására augusztusban. Az SR területi eloszlását szinte csak a Θ (25b. ábra) területi eloszlása határozza meg. Ott, ahol az SR a legkisebb, a havi értékek $20\text{-}25 \text{ gC m}^{-2} \text{ hónap}^{-1}$ értékek között változnak. A legnagyobb értékek $35\text{-}45 \text{ gC m}^{-2} \text{ hónap}^{-1}$ értékek körül vannak. A nagy SR értékek a legkisebb Θ értékű területekkel esnek egybe. A nyugati országrészben, a Bakonyban, a Mátrában és a Visegrádi-hegységben az SR nagyobb, mivel ott a P (17b. ábra) is nagyobb.



25. ábra: a) Az SR; b) a Θ területi eloszlása szeptemberben Magyarországon.

Október

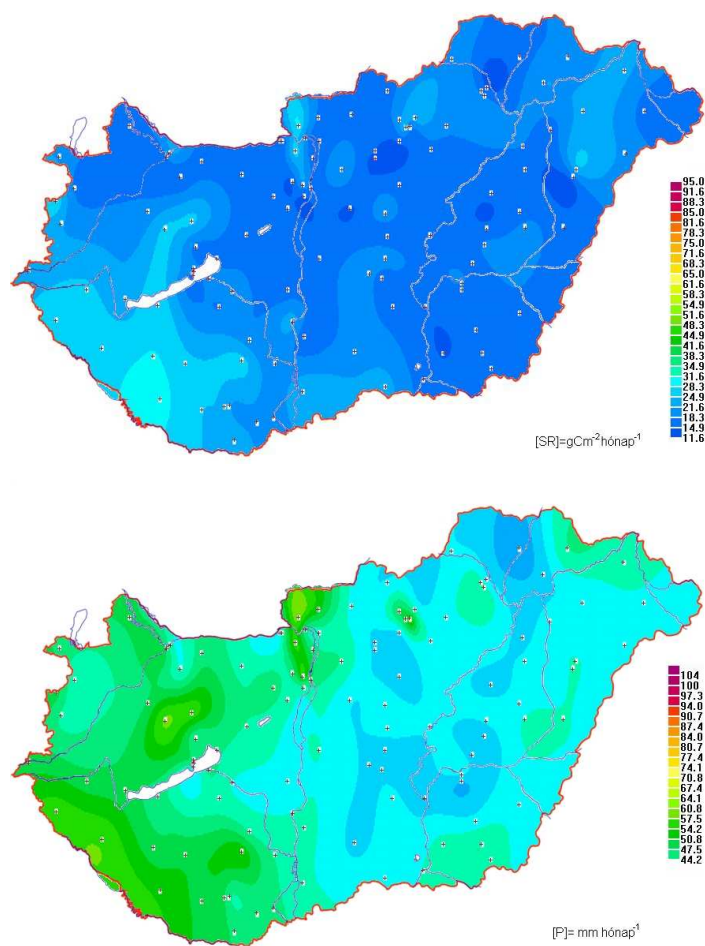
Októberben az SR területi eloszlása (26a. ábra), szinte megegyező a szeptemberre vonatkozó SR területi eloszlásával. A csapadékosabb nyugati területek (26b. ábra) SR értékei egyértelműen nagyobbak, 35-40 $\text{gC m}^{-2} \text{ hónap}^{-1}$ érték körüliek. A legkisebb SR értékek 15-20 $\text{gC m}^{-2} \text{ hónap}^{-1}$ értékek között változnak.



26. ábra: a) Az SR; b) a P területi eloszlása októberben Magyarországon.

November

Novemberben az SR lecsökken az alacsony T miatt. Az értékek 12-20, valamint 25-31 $\text{gC m}^{-2} \text{ hónap}^{-1}$ értékek között változnak (27a. ábra). A Duna-Tisza közére és a Nyírségre jellemző homokos területeken nagyobb SR értékeket találhatunk, ami a 9c. ábrán is látható. Az Északi-középhegységben a nagyobb csapadék hatására nagyobb lesz az SR is (27b. ábra). A Dunántúlon –különösen Belső-Somogyban– találhatók a legnagyobb SR értékek. E területeken különben a csapadék igen nagy (60-75 mm hónap^{-1}) az ország más területeihez képest ($\approx 45 \text{ mm hónap}^{-1}$).



27. ábra: a) Az SR; b) a P területi eloszlása novemberben Magyarországon.

6. Érzékenységi vizsgálatok

A talaj egyik legfontosabb hidrofizikai paramétere a szabadföldi vízkapacitáshoz tartozó talajvízkészlet, Θ_f . A Θ_f -t a növényi párolgás vagy a talaj hidrofizikai függvényei (Ψ és K) alapján szoktuk becsülni. Mindkét módszer sok bizonytalansággal jár. Mi az utóbbi módszerre, azaz a talaj hidrofizikai függvényei alapján történő becslésekre összpontosítottunk, és azt vizsgáljuk meg, hogy az ET, a Θ és az SR mezők valamint a *Thornthwaite*-féle klímaképletek mennyire érzékenyek a Θ_f változásaira. Vizsgálataimban a különböző textúrákra vonatkozó Θ_f értékeket kétféleképpen határoztam meg: az 1. esetben a víztartó képesség alapján végeztem a becslést; a tanulmányban alkalmazott Θ_f értékek e módszerrel lettek meghatározva és ez az eset az ún. referencia eset. A 2. esetben a vízvezető képesség alapján végeztem a becslést, és ez az ún. kísérleti eset. A referencia esetben a víztartó képességet *van Genuchten* (1980) szerint parametrizáltuk, míg a hidrofizikai paraméter értékeket *Nemes* (2003) munkájából vettük. A Θ_f értékeket a $pF=2,5$ feltétel alapján becsültük. A kísérleti esetben *Clapp* és *Hornberger* (1978) parametrizációjával, és a *Hillel* (1980) kritériumának megfelelően a $K=0,5$ mm nap⁻¹ feltétel alapján számítottuk. A referencia és kísérleti esetekre vonatkozó Θ_f értékek a 13a. táblázatban találhatók.

13a. táblázat: A Θ_f (mm m⁻¹) a referencia és kísérleti esetekben

Θ_f (mm m ⁻¹)	Fizikai talajfélésegek				
	Homok	Homokos vályog	Vályog	Agyagos vályog	Agyag
referencia	79,9	273,8	331,7	386,9	485,4
kísérlet	189	283	296	306	378

6.1. Évi értékek érzékenysége

A referencia és kísérleti esetekre vonatkozó számítások a 13b. táblázatban találhatók. Látható, hogy homok és homokos vályog esetében Θ_f értéke a kísérleti esetben nagyobb, mint a referencia esetben, míg vályog, agyagos vályog és agyag esetében a helyzet fordított.

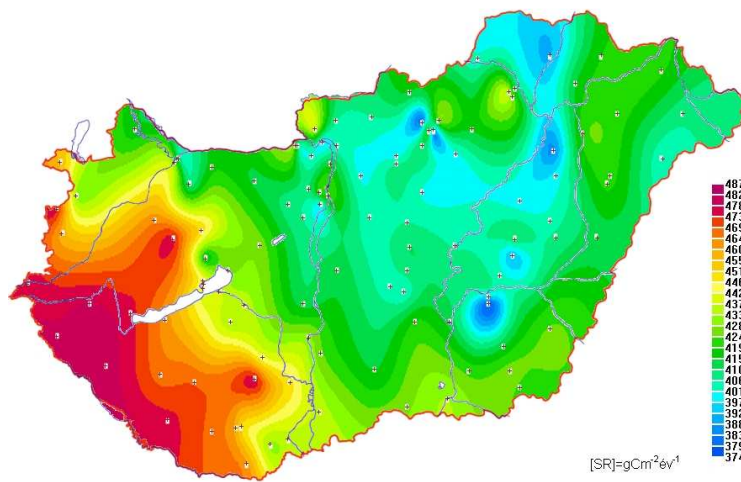
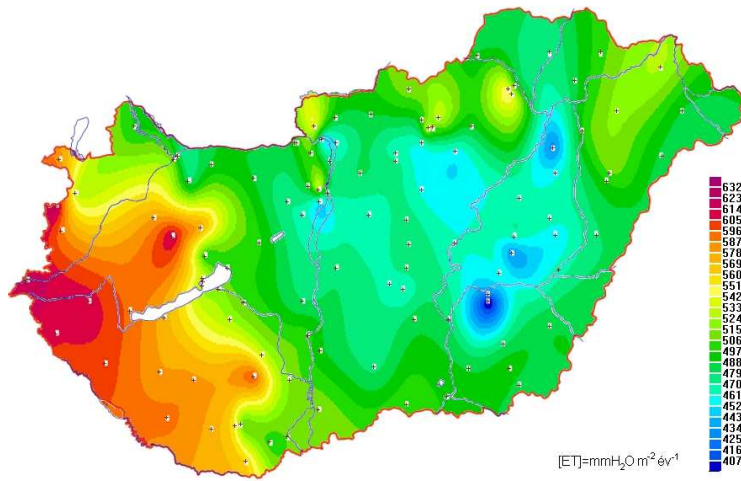
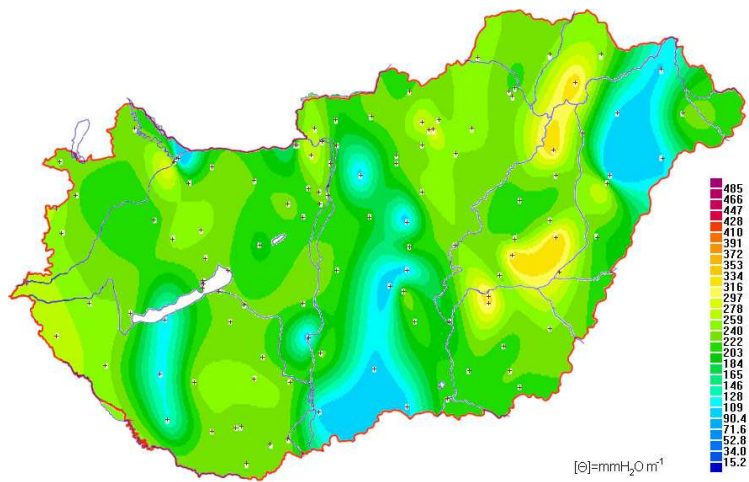
A változások a homok és az agyag esetében a legjelentősebbek. A Θ_f módosulásával a homok évi átlagos Θ -ja 58 mm m^{-1} értékkel növekedett, az agyagé pedig 43 mm m^{-1} értékkel csökkent. Ennek hatására az ET és az SR összege átlagosan $62 \text{ mm m}^{-2} \text{ év}^{-1}$ és $23 \text{ gC m}^{-2} \text{ év}^{-1}$ értékkel növekedett a homokkal borított területeken, az agyagos területeken pedig $74 \text{ mm m}^{-2} \text{ év}^{-1}$ és $27 \text{ gC m}^{-2} \text{ év}^{-1}$ értékű csökkenés volt tapasztalható.

13b. táblázat: A Θ , az ET és az SR évi értékei a referencia és a kísérleti esetben a talaj különböző fizikai féleségeire vonatkozóan.

Textúra	Θ (mm m^{-1})		ET ($\text{mm m}^{-2} \text{ év}^{-1}$)		SR ($\text{gC m}^{-2} \text{ év}^{-1}$)	
	ref.	kis.	ref.	kis.	ref.	kis.
Homok	50,9	108,9	447,8	509,7	403,3	426,0
Homokos vályog	198,2	203,1	502,6	505,8	423,9	425,1
Vályog	244,9	227,0	543,2	517,0	441,5	432,3
Agyagos vályog	297,9	251,7	532,7	491,3	425,0	410,6
Agyag	369,4	326,3	515,1	440,9	423,9	396,9

A Θ évi átlagának területi eloszlása a kísérleti esetben a 28a. ábrán látható. Eltekintve a mennyiségbeli különbségektől a kísérleti esetre vonatkozó területi eloszlás nem sokat különbözik a referencia esetre vonatkozó területi eloszlástól (10a. ábra).

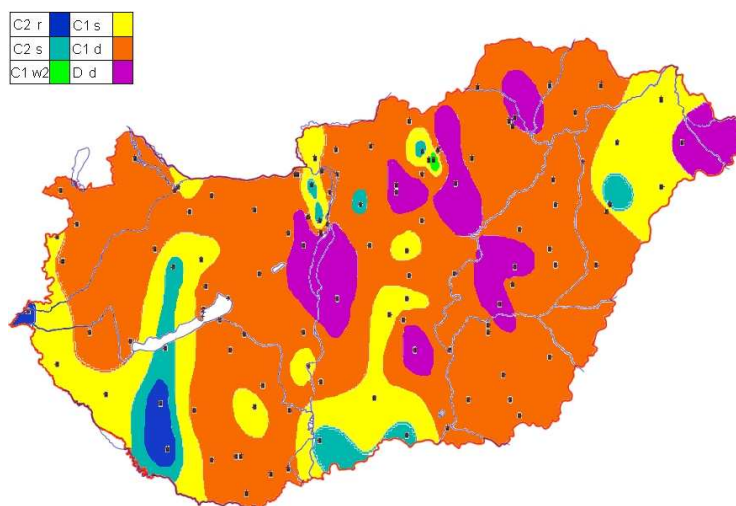
Az ET és az SR évi értékeinek területi eloszlása a kísérleti esetben rendre a 28b. és a 28c. ábrán látható. Láthatjuk, hogy a referencia esethez képest az ET és az SR területi eloszlása megváltozott. A talajtextúra területi eloszlásának a hatása –a referencia esettel ellentétben– egyáltalán nem látszik. A homokkal borított területek nagy részén az ET évi összege $510 \text{ mm m}^{-2} \text{ év}^{-1}$, míg a referencia esetben $450 \text{ mm m}^{-2} \text{ év}^{-1}$ (10b. ábra) körüli. A területi eloszlást teljesen a P eloszlása határozza meg (10d. ábra). Továbbá, az agyagos területeken az ET jelentősen csökkent, itt a legkisebb értékek $440 \text{ mm m}^{-2} \text{ év}^{-1}$ körüliek, holott a referencia esetben az agyagos területekre vonatkozó értékek voltak a legnagyobbak. A kísérleti esetben –mint ahogy a referencia esetben is– az évi ET és SR mezők hasonlóak. A P hatása itt is meghatározó. A csapadékos délnyugati-oroszág rész és a szárazabb Nagykunság évi ET és SR értékei között $115 \text{ mm m}^{-2} \text{ év}^{-1}$ illetve $95 \text{ gC m}^{-2} \text{ év}^{-1}$ különbség van.



28a. ábra: a) A Θ évi átlagának; b) az ET; c) az SR évi összegének területi eloszlása Magyarországon a kísérleti esetben.

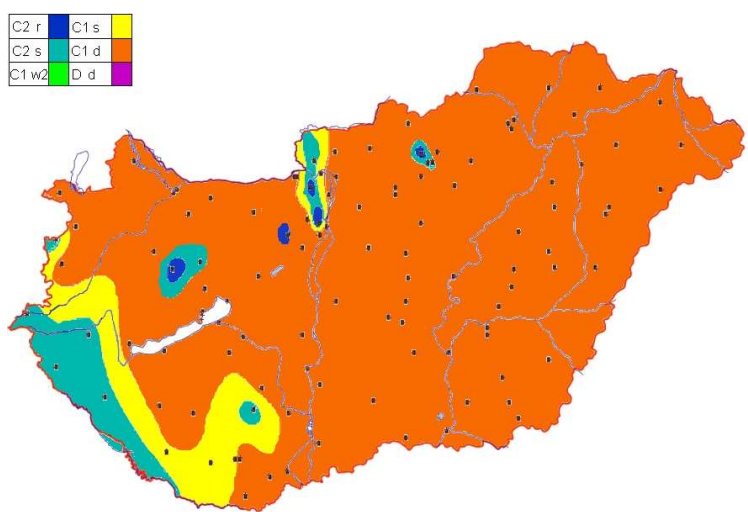
6.2. Az éghajlati képletek érzékenysége

Az éghajlat érzékenysége a Θ_f parametrizálására a *Thornthwaite*-féle klímaképletek vizsgálatával elemezhető. A klímaképletek területi eloszlásának bemutatásánál csak az 1. és a 3. betűt fogom bemutatni, mert –ahogy *Drucza* és *Ács* (2006) munkájában is látható–, a 2. és a 4. betű változatlan maradt. A referencia esetben kapott klímaképletek 1. és 3. betűinek területi eloszlása a 29a. ábrán látható. Számításaink szerint a referencia esetet hat klímaképlet jellemzi. A klímaképletek hasonlóak *Drucza* és *Ács* (2006) munkájában szereplő klímaképletekhez. *Drucza* és *Ács* (2006) szerint Magyarországon a hegységekben előfordul B_1 , B_2 sőt B_3 klíma is, de a mi referencia esetünkben ez nem tapasztalható. Ezzel szemben megjelent a szárazabb D klíma. Ez nyilvánvalóan a Θ és az ET számítási módjában rejlő különbségek miatt van. Az Alföldre jellemző C_1 , d klímák mindkét esetben megtalálhatók, természetesen a referencia esetben a D klímákkal együtt. A C_1 , s klímák száma is kisebb –főként az északi országrészben–, azonban a Duna-Tisza-közében mindkét esetben ez a klímaképlet található. A nyugati országrész klímáját *Drucza* és *Ács* lényegesebben jobb vízellátottságúnak becsüli (C_2 és B_1), mint ahogy ezt a referencia esetben kapott eredmények tanúsítják.



29a. ábra: A *Thornthwaite*-féle klíma képletek területi eloszlása Magyarországon a referencia esetben.

A kísérleti esetre vonatkozó klímaképletek területi eloszlását a 29b. ábra szemlélteti. Láthatjuk, hogy hat helyett, mindössze négy klímaképlet van. Az ország jelentős részére a C_1, d klíma a jellemző. A másik három klímaképlet, pedig csak itt-ott szerepel. A referencia esethez képest a klímaképletek területi eloszlása is megváltozott, csak a Visegrádi-hegységre és a Mátrára vonatkozó klímaképletek maradtak változatlanok. Láthatjuk, hogy a Θ területi eloszlása homogénebbé vált, s ezért a klímaképletek területi eloszlása is homogénebb lett. Érdekes, hogy referencia esetben a Belső-Somogy (homokos terület) C_2 -es klímájú, míg a kísérleti esetben C_1 -es klímájú terület.



29b. ábra: A Thornthwaite-féle klíma képletek területi eloszlása Magyarországon a kísérleti esetben.

7. Összefoglalás és kitekintés

Szakedolgozatomban *Thornthwaite* (1948) biofizikai modelljét magyarországi viszonyokra adaptáltam. Az adaptálás során megkülönböztetett figyelmet szenteltem a talajvízkészlet és a párolgás becslésére. A párolgás becslésénél a *Thornthwaite*-féle (1948) PET, és a *Mintz és Walker*-féle (1993) β függvényt alkalmaztam. A talajvízkészlet becslése során egy másodrendű implicit numerikus sémát itéltem meg legmegfelelőbbnek. A talajlégzést *Peng és mtsai.* (1998), valamint *Raich és mtsai.* (1991) alapján számítottam. A modell biofizikai modulját (csöbör modell magyarországi vízháztartási paraméterekkel) a Debreceni Agronometeorológiai Obszervatórium 21 éves adatsorán verifikáltam. A modell biogeokémiai modulját (a talajlégzés havi és évi értékeinek számítására vonatkozó modul) *Nagy és Tóth* (2005) Bugacpusztán végzett mérési eredményei segítségével teszteltem. E verifikálási tesztek során meggyőződtem arról, hogy az eredmények nem csak a parametrikai, hanem a numerikus sémák alkalmazására is igen érzékenyek.

A modell fejlesztésével kapcsolatos vizsgálatok után részletesen elemeztem az ET, a Θ és az SR környezeti tényezőkkel és egymással való statisztikai kapcsolatait. Az eredmények közül kiemelném azt, hogy az SR (mint a globális szén ciklus egyik fontos összetevője) évi értéke az ET, a havi értékei pedig nagyrészt a Θ , a T és az ET függvénye. Az ET-t és a Θ -t viszont operatív módon nem becsüljük. E példa is azt illusztrálja, hogy mennyire fontos lenne az ET és a Θ minél egyszerűbb és megbízhatóbb becslése.

A statisztikai elemzés mellett a mennyiségek területi eloszlását is vizsgáltam. A modell egyik fontos tulajdonsága az, hogy számításba veszi a talaj fizikai féleségének hatását is. A talaj fizikai féleségének hatása szembetűnő mind az ET, mind az SR esetében. Egyes talajtextúrák esetében –különösképpen a homok esetében– a környezeti tényezők hatása markánsabban érvényesül. Nyilvánvaló, hogy Magyarországon a homokos területek termőadottságai –a homok kicsi víztároló képessége miatt– igen érzékenyen reagálnak majd az esetleges jövőbeni melegedésre.

Megemlíteném az is, hogy a modell igen érzékeny a szabadföldi vízkapacitás parametrikálására. Érzékenységi vizsgálatunkban a változások leginkább a homokos és az agyagos területeket érintették. A Θ_f változásaira nem csak az ET és az SR területi eloszlása, hanem a *Thornthwaite*-féle klímaképletek területi eloszlása is megváltozott. Kihangsúlyo-

zandó az is, hogy a referencia esetben kapott klímaképletek területi eloszlása a különböző tájegységek területi eloszlásához köthető. A kísérleti esetben viszont a képletek homogénizálódtak, azaz Magyarország éghajlata mezoskálán kisebb területi változatosságot mutatott.

Annak ellenére, hogy a modell igen kevés adatot igényel és igen egyszerű, mégis számos lehetőség van további fejlesztésére, javítására:

- más PET, β illetve ET parametrizációk keresésével;
- további numerikus sémák kipróbálásával;
- a talaj hidrofizikai parametrizációinak összevetésével;
- vagy a térbeli és időbeli felbontás növelésével;
- a domborzati hatásoknak beiktatásával, valamint
- a lefolyás és a sugárzás parametrizálásának a bevezetésével.

Köszönetnyilvánítás

Elsősorban köszönetet szeretnék mondani témavezetőmnek Dr. Ács Ferencnek, hogy –időt és energiát nem kímélve– lassan harmadik éve irányítja munkámat. Szakértő tanácsai, építő jellegű megjegyzései és támogatása nagyban elősegítették szakmai fejlődésemet, nélkülük –ahogyan a TDK dolgozatok és a cikkek sem– e szakdolgozat sem jöhetett volna létre.

Köszönöm Dr. Szász Gábor tanár úrnak is, hogy a debreceni mérési adatokat rendelkezésünkre állította. Úgyszintén köszönöm Dr. habil. Bartholy Juditnak, hogy az NDVI adatokat rendelkezésünkre állította. Továbbá köszönet illeti Nagy Zoltánt és Balogh Jánost is azért, hogy biztosították a bugacpusztai mérési adatokat.

Köszönöm továbbá az OTKA T-043695-ös és T-043010-es számú OTKA pályázatok anyagi támogatását.

Végül, de nem utolsó sorban köszönöm családom támogatását és tanítványaimnak, hogy nagy türelemmel és megértéssel viselték, ha a tanulmányaim során, munkáim miatt időről- időre háttérbe szorultak.

8. Irodalomjegyzék

Abtew, W., 1996: Evapotranspiration measurement and modeling for three wetland systems in South Florida. *Water Resources Bulletin*, 32: 465–473.

Alkaeed, O., C. Flores, K. Jinno and A. Tsutsumi, 2006: Comparison of several reference evapotranspiration methods for Itoshima Peninsula area, Fukuoka, Japan. *Memoirs of the Faculty of Engineering, Kyushu University* 66, No.1.

Allen, G.R., L.S. Pereira, D. Raes and M. Smith, 1998: Crop evapotranspiration-guidelines for computing crop water requirements. *FAO Irrigation and Drainage Paper 56.*, FAO, Rome, Italy: 78–86.

Antal E., 1968: Az öntözés előrejelzése meteorológiai adatok alapján. *Kandidátusi értekezés.* (Rendelkezésre áll: Magyar Tudományos Akadémia Könyvtára, Arany J. u. 1., 1051 Budapest.)

Antal E. és Kozmáné T.E., 1980: Klimatológiai módszer a területi párolgás számítására. *Időjárás*, 84: 83–92.

Ács, F., 2002: On the relationship between transpiration and soil texture. *Időjárás*, 106: 277–290.

Ács, F., 2003a: A comparative analysis of transpiration and bare soil evaporation. *Boundary-Layer Meteorol.*, 109: 139–162.

Ács, F., 2003b: On the relationship between the spatial variability of soil properties and transpiration. *Időjárás*, 107: 257–272.

Ács, F., 2005: On transpiration and soil moisture content sensitivity to soil hydrophysical data. *Boundary-Layer Meteorol.*, 115: 473–497.

Ács, F. and H. Breuer, 2005: Relationship between the climate, evapotranspiration, and soil respiration in Hungary. Poster. 5th Annual Meeting of the European Meteorological Society (EMS), 7th European Conference on Applications of Meteorology (ECAM), 12-16 September 2005, Utrecht, The Netherlands.

Ács F., Breuer H., Tarczay K. és Drucza M., 2005a: A talaj és az éghajlat közötti kapcsolat modellezése. *Agrokémia és Talajtan*, 54: 257–274.

Ács, F., G. Szász and M. Drucza, 2005b: Estimating soil moisture content of a grass-covered surface using an energy balance approach and agroclimatological observations. *Időjárás*, 109: 71–88.

Bartholy, J., R. Pongrácz, Z. Barcza and Zs. Dezső, 2004: Aspects of urban/rural population migration in the Carpathian basin using satellite imagery, 289-313. In: *Environmental Change and Its Implications for Population Migration*. Edited by J.D. Uruh, M.S. Krol and N. Kliot, Kluwer Academic Publishers, p. 313.

Berényi N., 1943: Magyarország Thornthwaite rendszerű éghajlati térképe és az éghajlati térképek növényföldrajzi vonatkozásai. *Időjárás*, 47: 81–91, 117–125.

Blaney, H.F. and W.D. Criddle, 1959: Determining water requirements in irrigated areas from climatological irrigation data. Technical Paper No. 96, US Department of Agriculture, Soil Conservation Service, Washington, D.C., 48 pp.

Breuer H., 2004: A klíma és a talaj kapcsolat-rendszere Thornthwaite szempontjából. *Tudományos Diákköri Dolgozat*, 33 pp. (A tanulmány megkapható a következő címen: ELTE, Meteorológiai Tanszék, Pázmány Péter sétány 1/A., 1117 Budapest).

Brook, G.A., M.E. Falkoff and E.O. Box, 1983: The formation of degraded areas in the dry savanna woodlands of northern Australia. *Aust. J. Soil. Res.*, 21: 91–104.

Budyko, M.I., 1956: *Teplovoi Balans Zemnoj Poverkhnosti. Gidrometeoizdat*; Heat Balance of the Earth's Surface, translated by N.A. Stepanova, U.S. Weather Bur., 1958. MGA 8.5-20, 13E-286, 11B-25, 259 pp.

Budyko, M.I., 1971: *Klimat i zsziny. Gidrometeoizdat, Lenjingrad*, 472 pp.

Byrne, K.A., G. Kiely and P. Leahy, 2005: CO₂ fluxes in adjacent new and permanent temperate grasslands. *Agriculture and Forest Meteorology*, 135: 82–92.

Clapp, R.B. and G.M. Hornberger, 1978: Empirical equations for some hydraulic properties. *Water Resour. Res.*, 14: 601–604.

Cramer, W., A. Bondeau, F.I. Woodward, I.C. Prentice, R.A. Betts, V. Brovkin, P.M. Cox, V. Fisher, J.A. Foley, A.D. Friend, C. Kucharik, M.R. Lomas, N. Ramankutty, S. Sitch, B. Smith, A. White and C. Young-Molling, 2001: Global response of terrestrial ecosystem structure and function to CO₂ and climate change: results from six dynamic global vegetation models. *Global Change Biology*, 7: 357–373.

Del Grosso, S.J., W.J. Parton, A.R. Mosier, E.A. Holland, E. Pendall, D.S. Schimel and D.S. Ojima, 2005: Modeling soil CO₂ emissions from ecosystems. *Biogeochemistry*, 73: 71–91.

Dickinson, R.E. (Ed.), 1987: *The geophysiology of Amazonia. Vegetation and climate interactions*. John Wiley & Sons, Inc., New York: 526 pages.

Dickinson, R.E., J.A. Berry, G.B. Bonan, G.J. Collatz, C.B. Field, I.Y. Fung, M. Goulden, W.A. Hoffmann, R.B. Jackson, R. Myneni, P.J. Sellers and M. Shaikh, 2002: Nitrogen Controls

on Climate Model Evapotranspiration. *Journal of Climate*, 15: 278–295.

Dickinson, R.E. and M. Shaikh, 1998: Interactive Canopies for a Climate Model. *Journal of Climate*, 11: 2823–2836.

Drucza, M. and F. Ács, 2006: Relationship between soil texture and near surface climate in Hungary. *Időjárás*, 110: 135–153.

Dunkel, Z., 2003: An evapotranspiration calculation method based on remotely sensed surface temperature for agricultural region in Hungary. *Időjárás*, 107: 225–236.

Dunkel Z., Stollár A., Szabó T. és Tiring Cs., 1990: A területi párolgás meghatározása Magyarországon. *Időjárás*, 94: 149–155.

Erdős L. és Morvay A., 1961: Néhány talajfajtánk nedvességjárása. *Időjárás*, 65: 47–55.

Filep Gy. és Ferencz G., 1999: Javaslat a magyarországi talajok szemcseösszetétel szerinti osztályozásának pontosítására. *Agrokémia és Talajtan*, 48: 305–320.

Fisher, J., 2001: Evapotranspiration methods compared on a Sierra Nevada forest ecosystem. In *investigating the environment: Research for Environmental Management* (Senior Research Seminar Environmental Sciences Group Major University of California at Berkeley). Latta, J., M. Orr, J. Remais and R. Deumling Eds.

Fung, I.Y., C.J. Tucker and K.C. Prentice, 1987: Application of Advanced Very High Resolution Radiometer Vegetation. Index to study atmosphere-biosphere exchange of CO₂. *J. Geophys. Res.*, 93: 2999–3015.

Gyuricza Cs., 2004: A szántóföldi talajhasználat és az üvegházhatás összefüggései mért értékek alapján. *Talajhasználat-Műveléshatás-Talajnedvesség* (Szerk.: Birkás M. és Gyuricza Cs.), Quality-Press Nyomda & Kiadó, Budapest: 47–60.

Haith, D.A. and L.L. Shoemaker, 1987: Generalized watershed loading functions for stream flow nutrients. *Water Resources Bulletin*, 23: 471–478.

Hamon, W.R., 1961: Estimating potential evapotranspiration. *Journal of the Hydraulics Division, Proceedings of the American Society of Civil Engineers*, 87: 107–120.

Hargreaves, G.H. and Z.A. Samani, 1982: Estimating potential evapotranspiration. *Journal of Irrigation Drainage Engineering*, 108: 225–230.

Hargreaves, G.H. and Z.A. Samani, 1985: Reference crop evapotranspiration from temperature. *Applied Engineering Agric.*, 1: 96–99.

Haxeltine, A. and I.C. Prentice, 1996: BIOME3: An equilibrium terrestrial biosphere model based on ecophysiological constraints, resource availability, and competition among plant functional types. *Global Biogeochem. Cycles*, 10: 693–709.

- Hillel, D.*, 1980: Applications of soil physics. Academic Press, 385 pp.
- Houghton, R.A. and G.M. Woodwell*, 1989: Global climatic change. *Sci. Am.*, 260: 36–44.
- Irmak, S., A. Irmak, R.G. Allen and J.W. Jones*, 2003: Solar and net radiation-based equations to estimate reference evapotranspiration in humid climates. *Journal of Irrigation and Drainage Engineering*. ASCE, 129: 336–347.
- Janssens, I.A., A. Freibauer, B. Schlamadinger, R. Ceulemans, P. Ciais, A.J. Dolman, M. Heimann, G-J. Nabuurs, P. Smith, R. Valentini and E-D. Schulze*, 2005: The carbon budget of terrestrial ecosystems at country-scale - a European case study. *Biogeosciences*, 2: 15–26.
- Jarvis, P.G.*, 1976: The Interpretation of the Variations in Leaf Water Potential and Stomatal Conductance Found in Canopies in the Field. *Philos. Trans. Roy. Soc. London, Ser.B.*, 273: 593–610.
- Jensen, M.E. and H.R. Haise*, 1963: Estimation of evapotranspiration from solar radiation. *Journal of Irrigation and Drainage Division, Proceedings of the American Society of Civil Engineers*, 89: 15–41.
- Kakas J.*, 1960: A lehetséges évi evapotranspiráció. Az évi vízfölösleg. Az évi vízhiány. Magyarország Éghajlati Atlasza. Akadémiai Kiadó Budapest. 1960. 46/2-4. térkép.
- Kakas, J. és Szepesiné L.A.*, 1963: Éghajlatunk vízháztartási kérdései. *Időjárás*, 67: 75–85.
- Kang, S., S. Doh, D. Lee, D. Lee, V.L. Jin and J. Kimball*, 2003: Topographic and climatic controls on soil respiration in six temperate mixed-hardwood forest slopes, Korea. *Global Change Biology*, 9: 1–11.
- Kassam, A. and M. Smith*, 2001: FAO methodologies on crop water use and crop water productivity. Expert meeting on crop water productivity Rome, 3 to 5 december 2001.
- Köppen, W.P.*, 1900: Versuch einer Klassifikation der Klimate, vorzugsweise nach ihren Beziehungen zur Pflanze. *Geograph. Zeitschr.*, 6: 593–611, 657–679.
- Köppen, W.P.*, 1931: Grundriss der Klimakunde. Berlin: Walter de Grayter. 388 p.
- Law, B.E., M.G. Ryan and P.M. Anthoni*, 1999: Seasonal and annual respiration of a ponderosa pine ecosystem. *Global Change Biology*, 5: 169–182.
- Linacre, E.T.*, 1977: A simple formula for estimating evaporation rates in various climates, using temperature data alone. *Agricultural Meteorology*, 18: 409–424.
- Lu, J., G. Sun, S.G. McNulty and D.M. Amatya*, 2005: A comparison of six evapotranspiration methods for regional use in the southern United States. *J. American Water Resources Association*, 41: 621–633.
- Magyarország Klíma Atlasza (2000), Országos Meteorológiai Szolgálat. ISBN 963 7702

Makkink, G.F., 1957: Testing the Penman Formula by means of lysimeters. *J. Inst. of Water Eng.*, 11: 277–288.

Manabe, S., 1969: Climate and ocean circulation, 1, The atmospheric circulation and the hydrology of the earth's surface. *Mon. Weather Rev.*, 97: 739–774.

McKenney, M.S. and *N.J. Rosenberg*, 1993: Sensitivity of some potential evapotranspiration estimation methods to climate change. *Agric. For. Meteorol.*, 64: 81–110.

McNaughton, K.G. and *T.A. Black*, 1973: A study of evapotranspiration from a Douglas Fir forest using the energy balance approach. *Water Resources Research*, 9: 1579–1590.

Mintz, Y. and *G.K. Walker*, 1993: Global Fields of soil moisture and Land Surface Evapotranspiration Derived from Observed Precipitation and Surface Air Temperature. *J. Appl. Meteorol.*, 32: 1305–1335.

Mocko, D.M. and *Y.C. Sud*, 1998: Comparison of land-surface model (SSiB) to three parameterizations of evapotranspiration - A study based on ISLSCP Initiative I data. *Earth Interactions*, 2(2-003): 40 pages.

Monteith, J.L., 1965: Evaporation and environment. *Proc. Symp. Soc. Exp. Biol.*, 19: 205–234.

Monteith, J.L., 1995: Accomodation between transpiring vegetation and the convective boundary layer. *J. Hydrol.*, 166: 251-263.

Nagy Z. és Balogh J., 2005: Személyes kommunikáció.

Nagy Z., K. Pintér, Sz. Czóbel, J. Balogh, L. Horváth, Sz. Fóti, Z. Barcza, T. Weidinger, Zs. Csintalan, N.Q. Dinh, B. Grosz and Z. Tuba, 2006: The carbon budget of a semiarid grassland in a wet and a dry year in Hungary. *Agr. Ecosyst. Environ.*, 2, in press.

Nemes, A., 2003: Multi-scale hydraulic pedotransfer functions for Hungarian soils. Ph. D. Dissertation. Wageningen Universiteit. ISBN 90-5808-804-9 . - p. 143.

Peng, C.H., J. Guiot and E. van Campo, 1998: Past and future carbon balance of European ecosystems from pollen data and climatic models simulations. *Global Planet. Change.*, 18: 189–200.

Penman, H.L., 1948: Natural evaporation from open water, bare soil and grass. *Proc. R. Soc. Lond.*, 193: 120–145.

Priestley, C.H.B. and *R.J. Taylor*, 1972: On the assesment of surface heat flux and evaporation using large-scale parameters. *Mon. Wea. Rev.*, 100: 81–92.

Posza I., és Stollár A., 1983: A tényleges párolgás számításához használt növény-konstans-

ok értékei többévi mérés alapján. *Időjárás*, 87: 170–177.

Pumpanen, J., P. Kolari, H. Ilvesniemi, K. Minkkinen, T. Vesala, S. Niinistö, A. Lohila, T. Larmola, M. Morero, M. Pihlatie, I. Janssens, J.C. Yuste, J.M. Günzweig, S. Reth, J.A. Subke, K. Savage, W. Kutsch, G. Ostreng, W. Ziegler, P. Anthony, A. Lindroth and P. Hari, 2004: Comparison of different chamber techniques for measuring soil CO₂ efflux. *Agricultural and Forest Meteorology*, 123: 159–176.

Péczely Gy., 1979: *Éghajlattan*. Tankönyvkiadó. Budapest.

Raich, J.W., E.B. Rastetter, J.M. Melillo, D.W. Kicklighter, P.A. Steudler and B.J. Peterson, 1991: Potential net primary productivity in South America: Application of a global model. *Ecological Applications*, 1: 399–429.

Raich, J.W. and C.S. Potter, 1995: Global patterns of carbon dioxide emissions from soils. *Global Biogeochemical Cycles*, 9: 23–36.

Raich, J.W., C.S. Potter and D. Bhagawati, 2002: Interannual variability in global soil respiration, 1980–94. *Global Change Biol.*, 8: 800–812.

Raich, J.W. and W.H. Schlesinger, 1992: The global carbon dioxide flux in soil respiration and its relationship to vegetation and climate. *Tellus*, 44B: 81–99.

Raich, J.W. and A. Tufekcioglu, 2000: Vegetation and soil respiration: Correlations and controls. *Biogeochemistry*, 48: 71–90.

Reichstein, M., A. Rey, A. Freibauer, J. Tenhunen, R. Valentini, J. Banza, P. Casals, Y. Cheng, M. Grünzweig, J. Irvine, R. Joffre, E. Law, D. Loustau, F. Miglietta, W. Oechel, J.-M. Ourcival, J.S. Pereira, A. Peressotti, F. Ponti, Y. Qi, S. Rambal, M. Rayment, J. Romanya, F. Rossi, V. Tedeschi, G. Tirone, M. Xu and D. Yakir, 2003: Modeling temporal and large-scale spatial variability of soil respiration from soil water availability, temperature and vegetation productivity, indices. *Global Biogeochemical Cycles*, 17: 1104–1118.

Robertson, M.J., S. Fukai, M.M. Ludlow and G.L. Hammer, 1993: Water extraction by grain sorghum in a sub-humid environment. I. Analysis of the extraction pattern. *Field Crops Res.*, 33: 81–97.

Romanenko, V.A., 1961: Computation of the autumn soil moisture using a universal relationship for a large area. *Proceedings Ukrainian Hydrometeorological Research Institute (Kiev)* 3.

Schipper, P.A., 2005: Water resources of Rio Dulce in Santiago del Estero Determination of the actual evapotranspiration on a regional scale for a closed watershed in Argentina MSc Dissertation, p.107.

- Schlesinger, W.H.*, 1977: Carbon balance in terrestrial detritus. *Ann. Rev. Ecol. Syst.*, 8: 51–81.
- Sellers, P.J., Y. Mintz, Y.C. Sud and A. Dalcher*, 1986: A simple biosphere model (SiB) for use within general circulation models. *J. Atmos. Sci.*, 43: 505–531.
- Sellers, P.J., L. Bounoua, G.J. Collatz, D.A. Randall, D.A. Dazlich, S.O. Los, J.A. Berry, I. Fung, C.J. Tucker, C.B. Field and T.G. Jensen*, 1996: Comparison of radiative and physiological effects on doubled atmospheric CO₂ on climate. *Science*, 271: 1402–1406.
- Shuttleworth, W.J. and J.S. Wallace*, 1985: Evaporation from sparse crops-an energy combination theory. *Quarterly Journal of the Royal Meteorological Society*, 111: 839–855.
- Slatyer, R.O.*, 1977: Plant-water relationships. Academic Press. London.
- Stollár, A., Tringer Cs., Csapó P. és Szabó T.*, 1990: A talajnedvesség területi eloszlásának meghatározása. *Időjárás*, 94: 230–235.
- Stone, P.H., S. Chow and W.I. Quirk*, 1977: July climate and a comparison of the January and July climates simulated by the GISS general circulation model. *Mon. Wea. Rev.*, 105: 170–194.
- Szász G.*, 1963: A vízháztartás klimatikus tényezőinek vizsgálata Magyarországon. Debreceni Agrártudományi Főiskola Tudományos Közleményei, 1963: 49–71.
- Szász G.*, 1988: Agrometeorológia - általános és speciális. Mezőgazdasági Kiadó, Budapest, 462 old.
- Szász, G.*, 2002: Energy budget between the atmosphere and surface in the vegetation period during 1963-1994. *Időjárás*, 106: 161–184.
- Szepesiné L.A.*, 1959: A talajnedvesség-tartalom napi értékeinek meghatározása éghajlati adatok alapján. *Időjárás*, 63: 7–18.
- Szepesiné L.A.*, 1966: A Kárpát-medence hidroklimájának jellemzői. Beszámolók az 1965-ben végzett tudományos kutatásokról. Az Országos Meteorológiai Intézet hivatalos kiadványai, XXIX. Kötet: 86–114.
- Szesztay, K.*, 1958: Estimation of water balance of catchment areas in Hungary. *Időjárás*, 62: 313–328.
- Thornthwaite, C.W.*, 1931: The climates of North America according to a new classification. *Geogr. Rev.*, 21: 633–655.
- Thornthwaite, C.W.*, 1944: Report of the Committee on Transpiration and Evaporation. *Trans. Am. Geophys Union*, V.25, p. 687.
- Thornthwaite, C.W.*, 1948: An approach toward a rational classification of climate. *Geogr.*

Rev., 38: 5–94.

Tóth, E. and S. Koós, 2005: Carbon-dioxide emission measurements in long term experiments. In *Cockx, L., M. van Meirvenne, T. Tóth, G. Hofman and T. Németh* (eds.) Monitoring space-time dynamics of soil chemical properties to improve soil management and environmental quality. Proc. of a Bilateral cooperation Workshop between Flanders and Hungary 8-9. Dec. 2005. Ghent.: 83–94.

Tuba Z., Nagy Z., Czóbel Sz., Balogh J., Csintalan Zs., Fóti Sz., Juhász A., Péli E., Szente K., Palicz G., Horváth L., Weidinger T., Pintér K., Virágh K., Nagy J., Szerdahelyi T., Engloner A., Szirmai O. és Bartha S., 2004: Hazai gyeptársulások funkcionális ökológiai válszai, C-körforgalma és üvegházhatású gázainak mérlege jelenlegi és jövőbeni várható éghajlati viszonyok, illetve eltérő használati módok mellett. *AGRO-21 Füzetek*, 37: 123–138.

Turc, L., 1961: Estimation of irrigation water requirements, potential evapotranspiration: a simple climatic formula evolved up to date. *Annals of Agronomy*, 12: 13–49.

van Genuchten, M.T., 1980: A closed-form equation for predicting the hydraulic conductivity of unsaturated soils. *Soil Sci. Soc. Am. J.*, 44: 892–898.

Várallyay, Gy., 1980: Influences of climate changes on soil moisture regime, texture and erosion. In: *Soils on a warmer Earth* (Eds.: *Scharpenseel, H. W., M. Schomaker and A. Ayoub*): 39–49. Elsevier. Amsterdam.

Varga-Haszonits Z., 1987: *Agrometeorológiai információk és hasznosításuk*. Mezőgazdasági Kiadó, Budapest, 248 old.

Woodward, F.I., T.M. Smith and W.R. Emanuel, 1995: A global land primary productivity and phytogeography model. *Global Biogeochem. Cycles*, 9: 471–490.

Xu, L. and D.D. Baldocchi, 2004. Seasonal variation in carbon dioxide exchange over a Mediterranean annual grassland in California. *Agric. Forest Meteorol.*, 123: 79–96.

Xu, C-Y. and D. Chen, 2005: Comparison of seven models for estimation of evapotranspiration and groundwater recharge using lysimeter measurement data in Germany. *Hydrological Processes*, 19: 3717–3734.

Xu, C-Y. and V.P. Singh, 2000: Evaluation and generalisation of radiation-based equations for calculating evaporation. *Hydrological Processes*, 14: 339–349.

Xu, C-Y. and V.P. Singh, 2001: Evaluation and generalisation of temperature-based equations for calculating evaporation. *Hydrological Processes*, 15: 305–319.

Yuste, J.C., I.A. Janssens and R. Ceulemans, 2005: Calibration and validation of an empirical approach to model soil CO₂ efflux in a deciduous forest. *Biogeochemistry*, 73: 209–

230.

Internet hivatkozás:

Dressler, M., 2003: <http://mujweb.cz/www/SurGe/>

Reed, S.M., 1997: <http://www.ce.utexas.edu/prof/maidment/gishyd97/soil/soil.htm>