

SOPRONI EGYETEM

ROTH GYULA ERDÉSZETI ÉS VADGAZDÁLKODÁSI TUDOMÁNYOK DOKTORI ISKOLA

ERDEI ÖKOSZISZTÉMÁK ÖKOLÓGIÁJA ÉS DIVERZITÁSA PROGRAM

A KLÍMAVÁLTOZÁS HATÁSA A VÍZKÉSZLETEKRE
A FELSZÍNBORÍTÁS FIGYELEMBEVÉTELÉVEL

DOKTORI (PhD) ÉRTEKEZÉS

KÉSZÍTETTE:

CSÁKI PÉTER

TÉMAVEZETŐ:

PROF. DR. GRIBOVSZKI ZOLTÁN

SOPRON

2019

A KLÍMAVÁLTOZÁS HATÁSA A VÍZKÉSZLETEKRE
A FELSZÍNBORÍTÁS FIGYELEMBEVÉTELÉVEL

Értekezés doktori (PhD) fokozat elnyerése érdekében

Írta: Csáki Péter

Készült a Soproni Egyetem
Roth Gyula Erdészeti és Vadgazdálkodási Tudományok Doktori Iskola
Erdei ökoszisztémák ökológiája és diverzitása programja keretében.

Témavezető: Prof. Dr. Gribovszki Zoltán

Elfogadásra javaslom (igen / nem)

(aláírás)

A jelölt a doktori szigorlaton . % -ot ért el

Sopron

.....

Dr. Heil Bálint
a Szigorlati Bizottság elnöke

Az értekezést bírálóként elfogadásra javaslom (igen /nem)

Első bíráló (Dr.) igen /nem

(aláírás)

Második bíráló (Dr.) igen /nem

(aláírás)

(Esetleg harmadik bíráló (Dr.) igen /nem

(aláírás)

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

Sopron,

a Bírálóbizottság elnöke

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

Az EDHT elnöke

NYILATKOZAT

Alulírott **Csáki Péter**, jelen nyilatkozat aláírásával kijelentem, hogy a(z) „**A klímaváltozás hatása a vízkészletekre a felszínborítás figyelembevételével**” című PhD értekezésem önálló munkám, az értekezés készítése során betartottam a szerzői jogról szóló 1999. évi LXXVI. törvény szabályait, valamint a **Roth Gyula Erdészeti és Vadgazdálkodási Tudományok Doktori Iskola** által előírt, a doktori értekezés készítésére vonatkozó szabályokat, különösen a hivatkozások és idézések tekintetében.¹

Kijelentem továbbá, hogy az értekezés készítése során az önálló kutatómunka kitétel tekintetében témavezetőmet, illetve a programvezetőt nem tévesztettem meg.

Jelen nyilatkozat aláírásával tudomásul veszem, hogy amennyiben bizonyítható, hogy az értekezést nem magam készítettem, vagy az értekezéssel kapcsolatban szerzői jogsértés ténye merül fel, a Soproni Egyetem megtagadja az értekezés befogadását.

Az értekezés befogadásának megtagadása nem érinti a szerzői jogsértés miatti egyéb (polgári jogi, szabálysértési jogi, büntetőjogi) jogkövetkezményeket.

Sopron, 2019. november 11.



.....
doktorjelölt

¹ 1999. évi LXXVI. tv. **34. § (1) A mű részletét – az átvevő mű jellege és célja által indokolt terjedelemben és az eredetihez híven – a forrás, valamint az ott megjelölt szerző megnevezésével bárki idézheti.**
36. § (1) Nyilvánosan tartott előadások és más hasonló művek részletei, valamint politikai beszédek tájékoztatás céljára – a cél által indokolt terjedelemben – szabadon felhasználhatók. Ilyen felhasználás esetén a forrást – a szerző nevével együtt – fel kell tüntetni, hacsak ez lehetetlennek nem bizonyul.

Tartalomjegyzék

Kivonat.....	6
Abstract	6
1. Bevezetés	7
2. A párolgás.....	8
2.1. A párolgás fogalma	8
2.2. A párolgást befolyásoló főbb tényezők	9
2.3. A párolgás modellezésének alapegyenletei	10
2.4. Párolgástípusok.....	11
2.5. A potenciális párolgás (ET_p) meghatározása	16
2.5.1. Hőmérséklet-alapú módszerek	16
2.5.2. Sugárzás-alapú módszerek	16
2.5.3. Kombinált módszerek.....	17
2.5.4. Kádpárolgás-alapú módszerek	18
2.6. A tényleges párolgás (ET_A) meghatározása	18
2.6.1. Potenciális párolgáson alapuló módszerek	18
2.6.2. Vízmérlegen alapuló módszerek	24
2.6.3. Energiamérlegen alapuló módszerek.....	26
2.7. Távérzékelésen alapuló párolgás.....	27
3. A klímaváltozás és a vízkészletek	30
3.1. A klímaváltozás hatásai.....	30
3.2. Hidrológiai modellek.....	33
4. Anyag és módszer.....	36
4.1. Térben osztott tényleges párolgás adatok (CREMAP).....	36
4.1.1. A CREMAP modell jellemzése.....	36
4.1.2. A modell alkalmazása és validálása Magyarországra.....	37
4.1.3. A párolgás adatok további szerkesztése, lefolyás	38
4.2. Meteorológiai adatok	40
4.3. Alkalmazott szoftverek	42
4.4. Különböző felszínborítások vízháztartásának összehasonlítása - „Homogén pixelek” módszere	42

4.5.	Párolgástérképek leskálázása	44
4.5.1.	A leskálázás szükségessége	44
4.5.2.	A leskálázás módszere.....	44
4.5.3.	A leskálázott párolgástérképek alkalmazása.....	46
4.6.	Előrejelző modell	47
4.6.1.	A modell bemutatása	47
4.6.2.	A modell kalibrációja, érzékenységvizsgálata és validációja.....	49
4.6.3.	A modell alkalmazása - előrevetítés.....	50
4.7.	A vizsgált területek bemutatása	51
4.7.1.	Zala vízgyűjtő.....	51
4.7.2.	Bácsbokodi-Kígyós vízgyűjtő	53
4.7.3.	Homoktájak	54
4.7.4.	Hidegvíz-völgyi Erdészeti Hidrológiai Kutatóhely - bükkös intercepciós kert	56
5.	Eredmények és értékelésük	57
5.1.	Különböző felszínborítások vízháztartásának összehasonlítása	57
5.1.1.	„Homogén pixelek”	57
5.1.2.	„Erdők és természetközeli területek”	59
5.1.3.	Kiválasztott területek	63
5.2.	Párolgástérképek leskálázása	65
5.2.1.	Különböző faállomány típusok párolgásának összehasonlítása	66
5.2.2.	A leskálázás értékelése.....	69
5.3.	Előrejelző modell	73
5.3.1.	A modellparaméterek	73
5.3.2.	A modell validálása.....	76
5.3.3.	A modell bizonytalanságai, korlátai és alkalmazásának feltételei	78
5.4.	Előrejelzés.....	80
5.4.1.	Magyarország teljes területe	80
5.4.2.	Zala vízgyűjtő.....	83
5.4.3.	Bácsbokodi-Kígyós vízgyűjtő	84
5.4.4.	Homoktájak	85
5.4.5.	Összevetés más előrejelzésekkel	87
6.	Összefoglalás és tézisek.....	90
	Köszönetnyilvánítás.....	94
	Irodalomjegyzék	95
	Mellékletek.....	109

Kivonat

A kutatásban térben osztott párolgás- és lefolyásadatok segítségével végeztem Magyarországon, valamint több kiválasztott mintaterület (Zala vízgyűjtő, Bácsbokodi-Kígyós vízgyűjtő, Belső-Somogyi-homokvidék, Duna-Tisza közti hátság, Nyírség) vízháztartásának vizsgálatát. Kidolgoztam egy módszert, amellyel lehetőség nyílik különböző felszínborítások térben osztott hidrológiai összehasonlítására. A gyakorlati erdőgazdálkodás számára a jelenleginél nagyobb térbeli felbontású párolgás adatokra van szükség, ezért levezettem egy eljárást, amely alkalmazható térben osztott adatok nagyobb felbontásra való leskálázására (azaz finomítására), műholdas méréseken alapuló vegetációs indexek segítségével. A leskálázást bemutattam egy melegebb és szárazabb, valamint egy hűvösebb és csapadékosabb időszak példáján is. A kapott nagyobb felbontású térképekkel összehasonlítottam különböző faállomány-típusok párolgását. A klímaváltozás vízkészletekre gyakorolt hatásának becslésére kidolgoztam egy térinformatikai alapú, hosszú távú hidrológiai előrejelzések készítésére alkalmas éghajlat-lefolyás modellt. Megvizsgáltam a modell klímaérzékenységét, elvégeztem a validációját a Zala vízgyűjtőjére, az alkalmazásával pedig hidrológiai előrejelzéseket készítettem a 21. század végéig, melyeket országos szinten, valamint a kiválasztott területek esetén is kielemeztem.

Abstract

Climate change impacts on water resources in the context of land cover types

I used spatially distributed (1 km² resolution) evapotranspiration and runoff maps to conduct water balance analyses in Hungary and selected study areas (Zala watershed, Bácsbokodi-Kígyós watershed, Inner-Somogy, Sandridge of the Danube-Tisza Interfluve, Nyírség). I devised a method to hydrologically compare different land cover types. Smaller scale operations such as precision forest management or agroforestry systems cannot effectively use 1 km² spatial resolutions. Therefore, I developed a vegetation index-based evapotranspiration downscaling process and employed it during a dry period and a wet period. The downscaled evapotranspiration data (250*250 m resolution) were analyzed according to different forest stand types. I created a long-term climate-runoff model to evaluate climate change impacts on the water balance. I also examined the climate sensitivity of the model, validated it for the Zala watershed, and applied it to make hydrological projections for Hungary and the study areas up to the end of the 21st century.

1. Bevezetés

Globálisan a lehulló csapadék körülbelül 60%-a a párolgás révén visszakerül a légkörbe a Föld felszínéről (Gash és Shuttleworth, 2007), ami kb. 72-74 ezer km³/év mennyiséget jelent (Dingman, 2002; Somlyódy, 2018). Hazánkban a világszerte képest jelentősen nagyobb a párolgás hányada, közel 90%, így a lefolyásra rendelkezésre álló hasznosítható vízmennyiség 10% körül alakul. A klímaváltozás hatására a 21. században az arány valószínűleg még jobban a párolgás javára tolódik, ami igen drasztikus hatással lehet a vízkészletekre, kevesebb víz áll majd rendelkezésre az igények kielégítésére. A csökkenés várható mértékének becslése különböző időskálákon mind a mező- és erdőgazdaság, mind a műszaki vízgazdálkodási tevékenység szempontjából fontos lenne.

Első lépésben különböző felszínborítású területek vízháztartását kellene vizsgálni. Erre korábban csak pontszerű mérésekből származó adatok összehasonlításával nyílt lehetőség. A távérzékelési technológiák fejlődése új távlatokat nyit a hidrológiával kapcsolatos vizsgálatok vonatkozásában is.

A kutatás egyik célja egy módszer kifejlesztése, amely segítséget nyújt különböző felszínborítás típusok vízháztartásának elemzésére. Ehhez műholdas adatokon alapuló, 1 km²-es CREMAP párolgástérképeket használunk fel.

A gyakorlati erdőgazdálkodás számára a jelenleginél nagyobb felbontású párolgástérképekre van szükség. Ezért a kutatásban használt párolgástérképek leskalázási módszerének kidolgozása is egy kitűzött feladat. Nagyobb (azaz finomabb) felbontású térképekkel egyes erdőrészek, erdőállományok vízforgalma közötti különbségek elemzésére is lehetőség nyílik.

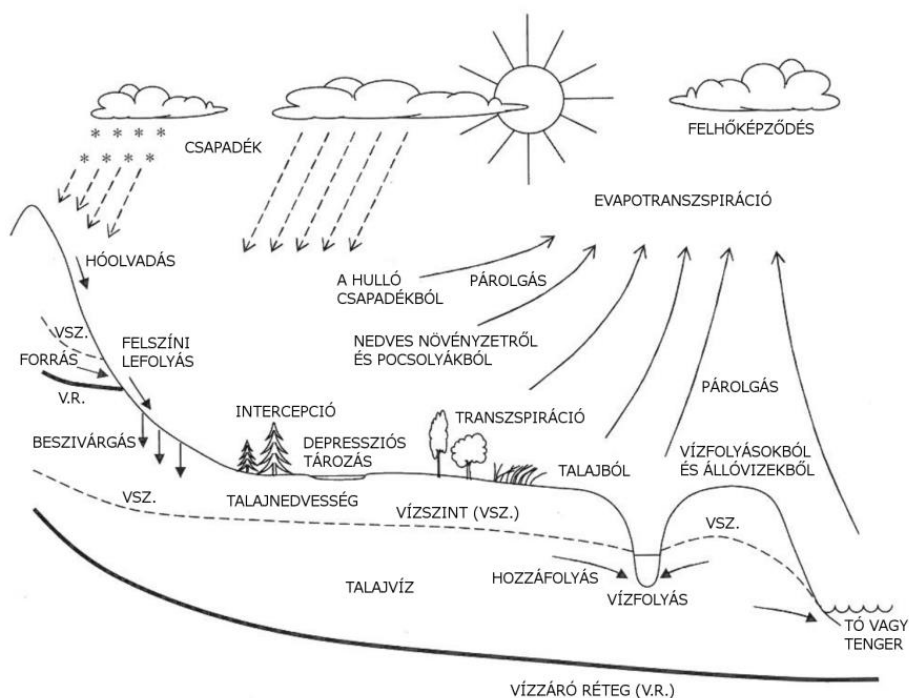
További célkitűzés egy térinformatikai alapú, hidrológiai előrejelzésre alkalmas modell kidolgozása, valamint a modell kalibrációja és validációja kiválasztott mintaterületeken. A modell segítségével, regionális klímamodellek adatainak felhasználásával (hőmérséklet, csapadék) térben osztott hidrológiai adatok (párolgás, lefolyás) hosszú távú előrejelzésére nyílik lehetőség.

2. A párolgás

2.1. A párolgás fogalma

Párolgás alatt azt a folyamatot értjük, amely során a víz folyékony halmazállapotból légnemű halmazállapotba megy át. A felületekről (talaj-, víz-, hó-, jég-, növény-, tető-, útfelületről, stb.) történő fizikai párolgást (evaporáció) a növényzet fiziológiailag szabályozott párologtatásával (transzspiráció) együtt evapotranszspirációnak nevezzük (MSz-10-2263:1983, in: Stelczer, 2000). Az „evapotranszspiráció” összefoglaló név használatával kapcsolatban megoszlanak a vélemények. A többség a használatát célszerűnek tartja (pl.: Dingman, 2002; Harbeck et al., 1966; Karamouz et al., 2012; Kovács, 1983; Stelczer, 2000), viszont egyes kutatók szerint helyesebb elkerülni, és külön-külön hivatkozni az egyes folyamatokra (Savenije, 2004). Az értekezésben főként a „párolgás” kifejezést használom, mely alatt a többség által elfogadott összefoglaló „evapotranszspiráció”-t értem.

Kovács (1983) szerint a párolgás „a hidrológiai körfolyamat szárazföldi ágának legfontosabb megcsapolója.” A hidrológiai körfolyamat (vagy hidrológiai ciklus) során a víz elpárolog, a pára a légkörben mozog, majd újból kicsapódik és a felszínre kerül (1. ábra).



1. ábra: A hidrológiai ciklus (Brutsaert, 2005 nyomán)

A Földre hulló csapadék – helyszíntől függően – 50-97%-a párolgással visszajut a légkörbe, 1-20%-a a felszín alatti vízkészleteket, valamint 2-27%-a a folyóvizet táplálja. A csapadék kb. 20%-a jut a tengerekbe (Szűcs et al., 2009). Az éves párolgás és az éves csapadék aránya az Egyesült Államok szárazföldi részén nagyjából 70% (Hewlett, 1982), Nebraska államban 95% (Szilágyi, 2013a), míg Magyarországon 90% körüli (Stelczer, 2000; Szilágyi és Kovács, 2011). Hazánkban tehát az éves csapadékösszeg mindössze kb. 10%-a fordítódik a felszíni és felszín alatti vízkészletek utánpótlódására (összefoglaló néven: lefolyás).

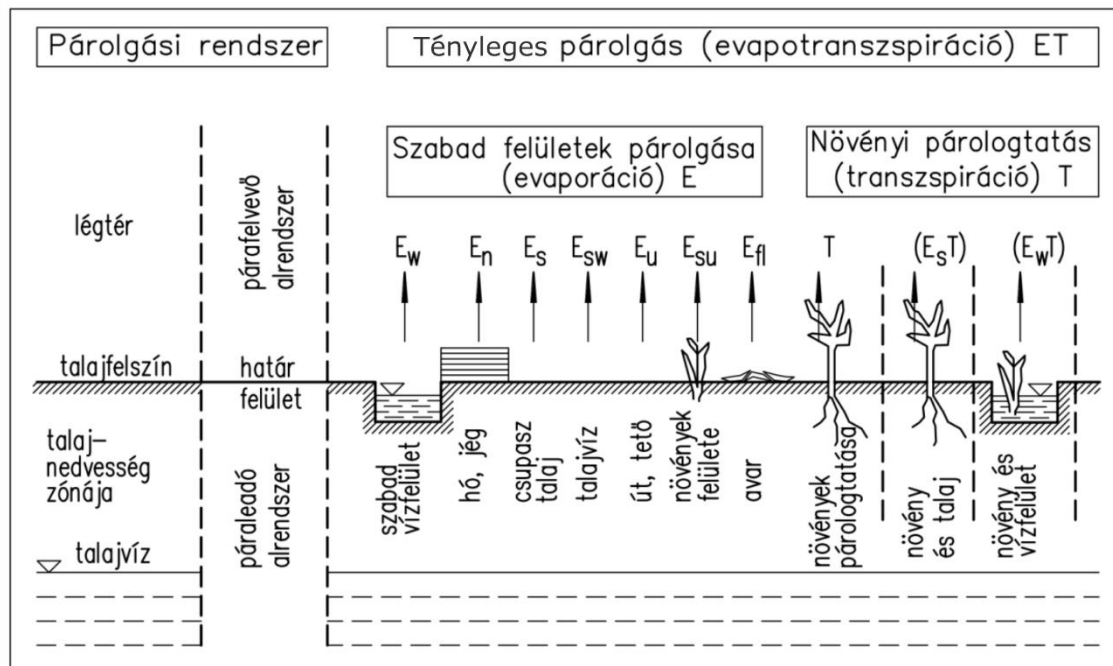
A hidrológiai ciklus jobb megismeréséhez elengedhetetlen a párolgás mértékének minél pontosabb meghatározása. Az éghajlatváltozás kutatása területén is fontos szerepet tölt be: segítségével megbízhatóbb klimatikus előrejelzéseket lehet készíteni, mivel az evapotranszpiráció a felszín és a légkör közötti energia-kicserélődés és vízkörforgás egyik fő komponense. A párolgás pontosabb ismerete a vízgazdálkodásban gyakorlati hasznosítási lehetőségekkel is jár. Többek között segítséget nyújthat az öntözési igény megállapításában és az öntözőrendszerek tervezésében mezőgazdasági területeken, víztározók és hajózási csatornák tervezésében, kivitelezésében és üzemeltetésében, vagy a csapadékból származó hasznosítható vízkészlet számításában (Courault et al., 2005; Dingman, 2002; Er-Raki et al., 2010; Harbeck et al., 1966). Az evapotranszpiráció meghatározza a víz rendelkezésre állását a szárazföldi területeken, ezáltal befolyásolja a növényi közösségek elterjedését, és meghatározza a biológiai produkciót (Vörösmarty et al., 1998). Az erdők vízháztartásának vizsgálatához, a fenntartható erdőgazdálkodáshoz (például a fafajválasztás terén) szintén elengedhetetlen a párolgás minél pontosabb meghatározása.

2.2. A párolgást befolyásoló főbb tényezők

Kovács (1983) a természeti rendszert, amelyben a párolgás zajlik, két részre bontja: a párát befogadó (felvevő) és a párát szolgáltató (leadó) alrendszerre. Emellett megemlíti, hogy lényeges ezek csatlakozási felülete is, ahol a fázistranszformáció zajlik (2. ábra). A rendszerben a párolgás mértékét három tényező szabja meg: a felhasználható víz, az elérhető energia, valamint a kialakuló transzportfolyamatok (Kovács, 1983).

A párolgás szempontjából lényeges befolyásoló tényező a felszín jellege is (Harbeck et al., 1966; Dingman, 2002). Ez lehet például nyílt vízfelület, kopár talajfelszín, vagy növényzettel (akár referencia növényzettel) borított felszín. Amennyiben van valamilyen vegetáció a

felszínen, úgy nemcsak a növényi felületről történik passzív módon párolgás (intercepció), hanem a vízmolekulák a talajból felvételre és a sztómakon keresztül elpárologtatásra (transzspiráció) kerülnek a növények révén is (Karamouz et al., 2012). A párologtató felület jellege mellett lényeges annak mérete is. A vegetációfoltok szegélyei mentén általában magasabb a párolgás, mint az adott területen átlagosan. Ez a különbség a terület növekedésével egyre inkább csökken (Harbeck et al., 1966).



2. ábra: A párolgási rendszer és a gyakorlati párolgástípusok (Gribovszki et al., 2014; Stelczer, 2000)

2.3. A párolgás modellezésének alapegyenletei

A párolgás folyamata két alapvető egyenlethez köthető: a vízháztartási és az energiaháztartási egyenlethez. Ezek egy vegetációval borított felszín esetében a következőképpen írhatók fel (Arora, 2002).

Vízháztartási egyenlet:

$$P = ET_A + R + \Delta S \quad (1)$$

$$P = (E_S + E_T + E_I) + R + \Delta S \quad (2)$$

ahol mindegyik tag mm-ben értendő a vizsgált időtartamra (pl. mm/év), és P a csapadék, ET_A a tényleges párolgás, R a lefolyás (amely magában foglalja a felszíni lefolyást és a felszín alatti

elfolyást is), ΔS a vízkészlet időbeli változása, E_S a talajból történő párolgás, E_T a transzspiráció és E_I az intercepció.

Energiaháztartási egyenlet:

$$Q_n = L \cdot ET_A + H + G \quad (3)$$

ahol Q_n a felszín nettó sugárzása ($J/m^2/év$), L a párologtatás látens hője (J/m^3 , $L = \rho\lambda$, ρ a víz sűrűsége (kg/m^3), λ az egységnyi tömegű víz elpárologtatásához szükséges hőmennyiség (J/kg)), H a szenzibilis hőáram (hőszállítás, hőfluxus, $J/m^2/év$), és G a nettó talajhőáram (talajhőfluxus, $J/m^2/év$).

A párolgásbecslő modellek főként ezen a két alapegyenleten alapulnak.

2.4. Párolgástípusok

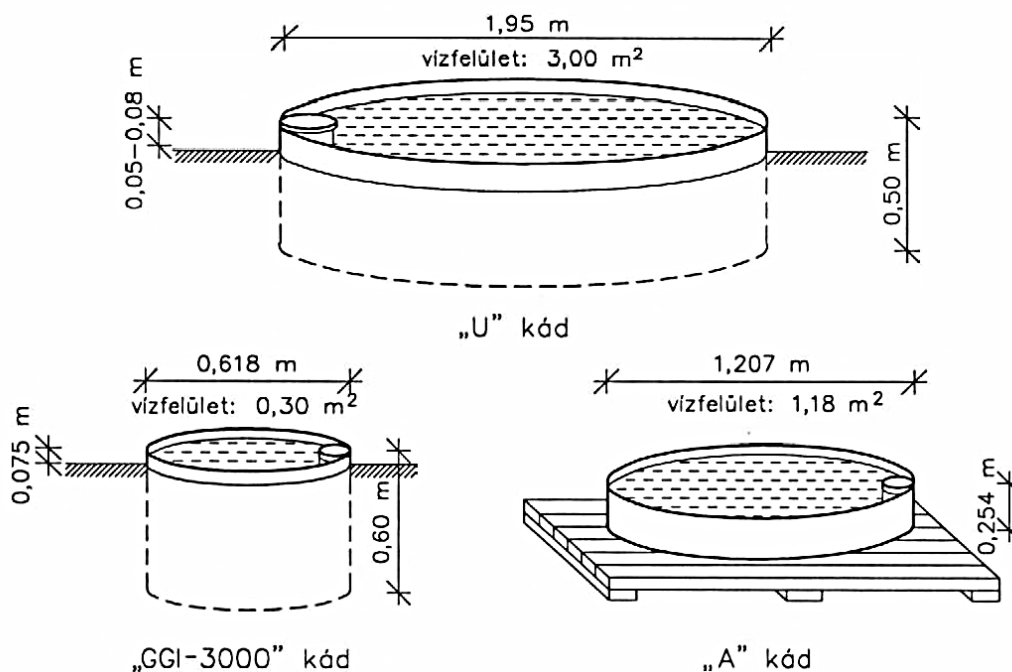
Nagyon sokféle megközelítés létezik a párolgástípusok definiálására és csoportosítására (pl.: Harbeck et al., 1966; Dingman, 2002; McMahon et al., 2012). Mivel jelen kutatás magában foglalja különböző felszínborítások vízháztartásának vizsgálatát, az 1. táblázatban látható kategorizálás főként a felszín típusa alapján történt. Az egyes párolgástípusok jellemzése mellett kitérek azok néhány mérési és számítási módszerére is. A párolgásmérési és számítási módszerek történeti áttekintését például Shuttleworth (2007) tanulmánya foglalja össze. Mivel a disszertáció szempontjából a potenciális és a tényleges párolgás kulcsfontosságú, ezek részletesebb elemzése külön alfejezetekben történik.

1. táblázat: Párolgástípusok a felszín alapján (Dingman, 2002, nyomán)
(Megjegyzés: Az advekciónak hatása a táblázatban nem szerepel.)

Párolgástípus	Felszín típusa	Víz rendelkezésre állása a felszínen	Felhasználható raktározott energia
Kádpárolgás	szabad vízfelszín	korlátlan	nincs
Tópárolgás	szabad vízfelszín	korlátlan	lehet
Párolgás kopár talajfelszínről	kopár talajfelszín	korlátozott – korlátlan	elhanyagolható
Transzspiráció	levél/lombkorona	korlátozott	elhanyagolható
Intercepció	levél/lombkorona	korlátlan (amíg a folyamat tart)	elhanyagolható
Potenciális párolgás	komplex felszín*/referencia növényzet	komplex felszín: korlátlan, referencia növényzet: korlátozott (a levegő számára), korlátlan (a növényzet számára)	nincs
Tényleges párolgás	komplex felszín*	változó (térben és időben)	elhanyagolható

*Komplex felszín esetében lehet vízfelszín, kopár talajfelszín, növényzet, stb. (együttesen is) a területen.

Kádpárolgás: Elméleti párolgástípus, mely során a víz korlátlanul rendelkezésre áll a felszínen, miközben a raktározott hő nem befolyásolja a párolgást, így csak a regionálisan állandó meteorológiai vagy éghajlati viszonyoktól függ. Mérése úgynevezett párolgásmérő kádak segítségével történik, amelyekből mérik az elpárologtatott vízmennyiséget. A kádak mérete és elhelyezési módja változó, néhány példa látható a 3. ábrán. A típusokról jó összefoglalást ad pl. Harbeck et al. (1966). A Penman-egyenlet (Penman, 1948) módosított változataival becsülhető a párolgás „A”-típusú kádra. A sokféle kidolgozott módszer közül a legismertebb a PenPan modell (Rotstajn et al., 2006). Magyarországra Nováky (1985) dolgozott ki egy összefüggést, mellyel a kádpárolgás „U”-típusú süllyesztett kádra (Ubell, 1958) számítható. Hazánkban végzett vizsgálatok során (Stelczer, 2000) összehasonlították 8 állomás kádpárolgás adatait (1973-1982-es évek, 7 havi átlagok). Megállapították, hogy a nagyobb víztömegű és felületű „U”-típusú kádak átlagos területi értéke 20%-kal volt kisebb az „A”-típusú, és 16%-kal a „GGI-3000”-típusú kád párolgásánál.



3. ábra: Az „U”-típusú süllyesztett kád (felül), a „GGI-3000”-típusú süllyesztett kád (balra alul) és az „A”-típusú kád (jobbra alul) ábrája és adatai (Stelczer, 2000)

Tópárolgás: A szabad vízfelszínnek energiaháztartásánál a víztestben tárolt hő és a hozzáfolyásból vagy elfolyásból származó hőcserélődés fontos szerepet játszhat. Ezek nagysága egy adott esetben függ a tó területétől, mélységétől, valamint a tóban lévő víz tartózkodási idejétől a vizsgálat időszakához viszonyítva. Mivel ezen nem meteorológiai jellemzők változó fontosságúak az energiaháztartásban, nem lehet csak meteorológiai paraméterekre épülő általános egyenletekkel becsülni egy adott tó párolgását (Dingman,

2002). Ám meg kell jegyezni, hogy egy tó esetében a hőtárolásból és a hozzá- illetve elfolyásból származó hőcserélődés hatásai főleg rövid időtávon jelentősek, éves szinten ezek általában kiegyenlítődnek. A tó párolgás becsülhető például a mért vagy számított kádpárolgás alapján, a víztestben tárolt hő és a hozzá- vagy elfolyásból származó hőcserélődés figyelembevételével. Számítható továbbá – többek között – a tó vízmélege alapján (Stan et al., 2018), a Dalton-típusú anyagáram ("mass-transfer") megközelítés alapján, energiamérleg alapján, örvénykovariancia módszerrel, a Penman-egyenlet és a Priestley-Taylor-egyenlet súlyozásával az adott víztestre (Kovács és Szilágyi 2009a,b), valamint a Morton-féle WREWAP program CRLE (Complementary Relationship Lake Evaporation) moduljával mély, CRWE (Complementary Relationship Wet-surface Evaporation) moduljával pedig sekély tó esetében (Morton, 1983b; Morton et al., 1985).

Párolgás kopár talajfelszínről: A legtöbb mezőgazdasági területen az év jelentős részében nincs, vagy elhanyagolható mértékű a vegetáció, így az öntözés tervezéséhez fontos a kopár területek párolgásának megállapítása. A folyamatot két szakaszra bontva lehet modellezni: atmoszféra által szabályozott (energia-limitált) és talajnedvesség által szabályozott (víz-limitált) szakaszra (Ritchie, 1972; McVicar et al., 2012). Az előbbi szakasz párolgása (ez a jelentősebb) jól becsülhető például a Penman-egyenlettel. Az utóbbi szakasz összetettebb, hiszen nagyban múlik a talaj tulajdonságain (talajnedvesség, stb.). Ennek becslésére Salvucci (1997) dolgozott ki empirikus összefüggéseket.

Transzspiráció: A transzspiráció a növények párologtatása a gázcsere nyílásokon (sztómákon) keresztül. Erdővel borított területeken a transzspiráció az evaporációhoz képest nagyobb jelentőségű, mivel a növény párologtatásra képes felülete gyakran lényegesen jelentősebb, mint a talajfelszín felülete (Kalicz, 2006). Egy sűrű erdő esetében a transzspiráció a felelős a vízvesztés több mint 60%-áért. Ha még beleszámítjuk az intercepciót is, akkor az arány több mint 80% (Karamouz et al., 2012).

A növényeknek szén-dioxidra (CO_2) van szükségük, melyet szénhidrátokká alakítanak át. A sztómaüregek elsődleges funkciója, hogy biztosítsanak helyet, ahol a CO_2 levegőből való megkötése és vízben történő oldódása megvalósulhat. A víz párolgása a sztómán keresztül „csak” egy velejáró folyamat. A transzspiráció alapvetően egy kétlépcsős folyamat, amelyben a vízmolekulák először a sztómaüregek felől a levélfelületre, majd onnan a levegőbe (atmoszférába) jutnak. Az utóbbi jellemzője az atmoszférikus-vezetőképesség, az előbbié

pedig a levél-vezetőképesség, illetve az egyes levél-vezetőképességek összege, a lombkorona-vezetőképesség (Dingman, 2002). A Penman-Monteith modellt (Monteith, 1965), illetve annak további módosításait (pl.: Schymanski és Or, 2017) használják a leggyakrabban a transzspiráció becslésére (Dolman et al., 2014; Overgaard et al., 2005). Ez gyakorlatilag a Penman-egyenlet módosítása növényzettel borított felszínre, vagyis kiegészítése a lombkorona-vezetőképességgel.

Intercepció: Csapadékesemények során egy bizonyos mennyiséget felfog a növényzet (a fák esetén a lombkorona) és az avartakaró (benedvesítés), ahonnan aztán elpárolog, anélkül, hogy elérné a talajfelszínt. Ezt nevezzük intercepció veszteségnek. Nagysága jelentős, a különböző növényállományokban a lehulló csapadék 10-40%-a között változik (Dingman, 2002).

Az intercepció közvetlenül nem mérhető. A lombkorona-intercepció közvetett módon határozható meg a szabad területi-, a lombkoronán áthulló- és a törzsön lefolyó csapadékhányad mennyiségének mérésével. Az egyes csapadékeseményekhez kapcsolódó avarintercepció többek között az avar vízkészletváltozásának meghatározása által számítható. A készletváltozás például egymást követő víztartalom mérésekből (Zagyvainé Kiss, 2012; Zagyvainé Kiss et al., 2014), az avarra érkező és azon átfolyó csapadékmennyiségek különbségéből, vagy liziméter segítségével (Gerrits et al., 2006) határozható meg. Intercepció mérések például rendszeresen zajlanak a Soproni-hegységben (Hidegvíz-völgyi Erdészeti Hidrológiai Kutatóhely, Soproni Egyetem, Geomatikai, Erdőfeltárási és Vízgazdálkodási Intézet) és a Mátrában (Erdészeti Tudományos Intézet). Az intercepció becslésére főként méréseken alapuló regressziós összefüggéseket (Helvey és Patric, 1965), vegetációs indexeken (pl.: LAI) alapuló összefüggéseket (Kalicz et al., 2017; Wang et al., 2007), és fizikai modelleket (Rutter et al., 1971; Valente et al., 1997) használnak. A mérési és modellezési lehetőségek részletes bemutatásával Móricz et al. (2009) foglalkozik.

Potenciális párolgás: Elméleti párolgástípus, korábban úgy feltételezték, hogy akkor jön létre, ha az uralkodó légköri feltételeket folyamatosan nedves felszínre vonatkoztatjuk, és csak az elérhető energia korlátozza a párolgást. Eredeti fogalma szerint alapvetően csak az éghajlattól függ, a felszíni sajátosságoktól nagyrészt független (Thornthwaite, 1948). Lhommel (1997) szerint viszont minden felszín típusnak megvan a saját potenciális párolgása, amelyet a felszín jellemzői határoznak meg. Az újabb definíciók szerint a folyamatosan nedves hipotetikus

terület kiterjedése pár száz méter mindkét irányban (egy mezőgazdasági tábla jellemző mérete), amelyen a horizontális energia-advekció hatása még jelentős lehet.

Az úgynevezett referencia párolgás, valamint a nedves környezeti párolgás szintén a potenciális párolgás fogalmából indul ki.

A *referencia párolgás* esetén idealizált gyepfelületre vonatkoztatják az elméleti maximális párolgást, melyből származtatják különböző növényállományok ET értékeit (Allen et al., 1998; Dobos et al., 2014; Irmak és Haman, 2003; Penman, 1948; Rácz et al., 2013). Ezen értelmezés szerint a folyamat nem független a felszínborítástól, magában foglalja a növényi párologtatást (transzspirációt) is. A felszín folyamatosan nedves, a víz a növényzet számára korlátlanul, a levegő számára korlátozottan elérhető (a levegő párabefogadó képességén múlik). Az idealizált növényfelület szabványosított értékei a következők: magasság = 0,12 m, felszín ellenállása (levél vezetőképesség) = 70 s/m, albedó = 0,23 (Allen et al., 1998; Walter et al., 2001). A referencia párolgást leginkább a mezőgazdaságban használják.

Míg a potenciális párolgás esetén viszonylag kisebb területi kiterjedésről beszélünk, a *nedves környezeti párolgás* az olyan nagy méretű (regionális léptékű) nedves (folyamatosan jó vízellátottságú) felszínre vonatkozik, amely már befolyásolja a környezeti változókat (Bouchet, 1963; Priestley és Taylor, 1972). Fontos újból megjegyezni, hogy lényeges a terület nagysága. Amennyiben jó vízellátottságú, de kicsi a vizsgált terület, ott nagyobb lesz a párolgás a nedves környezeti párolgásnál, az ún. oázis hatás érvényesülése miatt (Morton, 1983a).

A potenciális párolgás meghatározásának módszerei a 2.5. fejezetben kerülnek bemutatásra.

Tényleges párolgás: Egy terület (pl. vízgyűjtő) felszínborítása a valóságban komplex, magában foglalhat például víztesteket, vegetációval fedett felszíneket vagy kopár talajfelszíneket is. Így egy terület tényleges (más néven valódi, aktuális) evapotranszspirációja magában foglalja a területen zajló párolgási és párologtatási folyamatokat. Mértéke függ a rendelkezésre álló víztől és energiától, tehát víz- és energia-limitált (Brutsaert, 2015).

A tényleges párolgás meghatározásának módszereit a 2.6. fejezetben mutatom be.

2.5. A potenciális párolgás (ET_p) meghatározása

Az alfejezetben a potenciális párolgás meghatározásának módszereit foglalom össze. Mint ahogy számos megközelítés létezik a párolgástípusok definiálására és csoportosítására, ugyanúgy sokféle számítási módszert és modellt hoztak létre (és hoznak is létre a mai napig) az egyes párolgástípusokhoz kapcsolódóan (Vörösmarty et al., 1998). Ebből kifolyólag lehetetlen hiánytalanul összegyűjteni és bemutatni minden módszert. Az összefoglalás során főként az alapmodellekre és a kutatási téma szempontjából lényegesebbekre fókuszálók.

2.5.1. Hőmérséklet-alapú módszerek

Ezen módszerek főként léghőmérséklet és – némely módszer esetében – napsütéses órák száma adatokra épülnek.

Ilyen például Thornthwaite (1948) empirikus összefüggésen alapuló, havi ET_p becslésére alkalmas egyszerű modellje:

$$ET_p = 16 \left(\frac{10T_m}{I_{TW}} \right)^{\alpha_{TW}} \quad (4)$$

ahol ET_p a havi potenciális párolgás (mm/hónap), T_m az átlagos havi hőmérséklet ($^{\circ}\text{C}$), I_{TW} az éves Thornthwaite-hőindex ($I_{TW} = \sum \left(\frac{T_m}{5} \right)^{1.514}$, $m = 1 \dots 12$) és α_{TW} konstans ($\alpha_{TW} = 675 \cdot 10^{-9} \cdot I_{TW}^3 - 771 \cdot 10^{-7} \cdot I_{TW}^2 + 1792 \cdot 10^{-5} \cdot I_{TW} + 0.49239$).

Ezt Hamon (1963) továbbfejlesztette napi ET_p becslő modellé:

$$ET_p = 29.8D \frac{e^*}{T+273.2} \quad (5)$$

ahol ET_p a napi potenciális párolgás (mm/nap), D a napsütéses órák száma, e^* (kPa) a telítési párányomás (7. egyenlet) az átlagos napi hőmérsékleten, ami T ($^{\circ}\text{C}$) az egyenletben.

2.5.2. Sugárzás-alapú módszerek

Ezek a módszerek léghőmérséklet és nettó sugárzás adatokat használnak.

A legszélesebb körben elterjedt sugárzás-alapú módszer Priestley és Taylor (1972) nevéhez fűződik. Ezzel valójában a korábban ismertetett nedves környezeti párolgást lehet becsülni:

$$ET_W = c \frac{\delta}{\delta + \gamma} Q_n \quad (6)$$

ahol ET_W a nedves környezeti párolgás (mm/nap), c Priestley-Taylor együttható (értéke általában 1,20 és 1,32 között változik, leggyakrabban 1,26), δ a telítési párányomás görbéjének meredeksége (hPa/°C), γ a pszichrometrikus konstans (hPa/°C), Q_n a felszín nettó sugárzása (itt: mm/nap).

A telítési páratartalom (hPa-ban) a következőképpen kapható meg:

$$e^* = 6,108 \exp\left(\frac{17,27T}{237,3+T}\right) \quad (7)$$

ahol T a levegő hőmérséklete (°C).

Ezt az egyenletet deriválva kapjuk meg a telítési párányomás görbéjének meredekségét (Kovács, 2011):

$$\delta = 4098 \frac{e^*}{(237,3+T)^2} \quad (8)$$

2.5.3. Kombinált módszerek

Ezen módszerek léghőmérséklet, nettó sugárzás, szélesség és relatív légnedvesség adatokra épülnek.

Penman (1948) kombinálta először az energiaháztartási egyenletet aerodinamikai taggal a potenciális párolgás meghatározásához:

$$ET_p = \frac{\delta}{\delta+\gamma} Q_n + \frac{\gamma}{\delta+\gamma} f(u)(e^* - e) \quad (9)$$

ahol ET_p a potenciális párolgás (mm/nap), δ a telítési párányomás görbéjének meredeksége (hPa/°C), γ a pszichrometrikus konstans (hPa/°C), Q_n a felszín nettó sugárzása (itt: mm/nap), $f(u)$ a szélfüggvény (mm/nap/hPa), e^* a telítési párányomás (hPa) a levegő hőmérsékletén, e pedig az aktuális párányomás (hPa).

A szélfüggvényt többféleképpen lehet meghatározni (Stigter, 1980). Penman (1948) szerint:

$$f(u) = 0,26(1 + 0,54u_2) \quad (10)$$

ahol u_2 a 2 m magasan mért szélesség m/s-ban.

Vegetációval borított felszín esetében a Penman-Monteith modell (Monteith, 1965) használható a potenciális párolgás számításához. Ennek a legelterjedtebb alakja (Allen et al., 1998):

$$ET_p = \frac{1}{\lambda} \frac{\delta(Q_n - G) + \rho_a c_a \frac{(e^* - e)}{r_a}}{\delta + \gamma \left(1 + \frac{r_s}{r_a}\right)} \quad (11)$$

ahol ET_p a potenciális párolgás (mm/nap), λ az egységnyi tömegű víz elpárologtatásához szükséges hőmennyiség (MJ/kg), δ a telítési párányomás görbájének meredeksége (kPa/°C), Q_n a felszín nettó sugárzása (MJ/m²/nap), G a nettó talajfelszínre vonatkozó hőszállítás (talajhőfluxus, MJ/m²/nap), ρ_a a levegő sűrűsége (kg/m³), c_a a levegő fajhője (kJ/kg/°C), $(e^* - e)$ a telítési hiány (kPa), r_s a felszín ellenállása (s/m) és r_a az atmoszférikus ellenállás (s/m) és γ a pszichrometrikus konstans (kPa/°C).

A Penman-Monteith egyenlet módosított változatai használhatók a referencia párolgás becslésére, a referencia növényzet szabványosított értékeinek alkalmazásával (Cai et al., 2007; Walter et al., 2001).

2.5.4. Kádpárolgás-alapú módszerek

Kádpárolgás adatokat használva, helyi viszonyokra kidolgozott összefüggésekkel lehet potenciális (vagy referencia) párolgás értékeket becsülni (Doorenbos és Pruitt, 1977; Snyder, 1992). Magyarországra például Nováky (1985, 2002) dolgozott ki egy kádpárolgás-alapú összefüggést, melyet később felhasználok, és a 4.6.1. fejezetben mutatok be.

2.6. A tényleges párolgás (ET_A) meghatározása

A tényleges párolgás meghatározási módszereinek összefoglalása során egy általános bemutatást kívánok adni, Dingman (2002) csoportosítási logikáját követve. A kutatási téma szempontjából lényegesebb módszereket részletesebben ismertetem.

2.6.1. Potenciális párolgáson alapuló módszerek

Ezek a módszerek a potenciális párolgás segítségével, valamilyen függvénykapcsolat alapján becsülik a tényleges párolgást.

– Csapadék/potenciális párolgás arány

A P/ET_p arány éghajlatfüggő. Forró, száraz éghajlat esetén a potenciális párolgás nagysága jócskán meghaladja a csapadék mennyiségét, így az átlagos tényleges párolgás „víz-limitált”, mennyisége lényegében megegyezik az átlagos csapadékkal. Nedvesebb éghajlat esetén, ahol egész évben bőséges a lehulló csapadék mennyisége, az átlagos tényleges párolgás „energia-limitált”, ennél fogva mennyisége lényegében az átlagos potenciális párolgással egyezik meg (Dingman, 2002). Pike (1964) írta le a következő összefüggést, módosítva Turc (1954 in: Pike, 1964) egyenletét:

$$ET_A = \frac{P}{\sqrt{1 + \left(\frac{P}{ET_p}\right)^2}} \quad (12)$$

ahol ET_A az éves átlagos tényleges párolgás (mm/év), P az éves átlagos csapadékösszeg (mm/év) és ET_p az éves átlagos potenciális párolgás (mm/év). Az összefüggésre sokszor Turc-Pike egyenletként hivatkoznak a szakirodalomban (pl.: Yates 1997; Chen és Buchberger, 2018).

– Budyko-modell

Az úgynevezett Budyko-modell (Budyko, 1974) is abból indul ki, hogy egy területen az éghajlattól függően vagy a rendelkezésre álló víz, vagy a rendelkezésre álló energia a párolgást limitáló tényező.

A modell a két egyensúlyi egyenletre épül, a víz- és az energiamérlegre (1. és 3. egyenlet). Többéves léptékben feltételezhetjük (Arora, 2002), hogy a vízkészlet-változás mértéke elhanyagolható ($\Delta S = 0$), és hogy a nettó talajhőáram nullához közelít ($G = 0$), tehát:

$$P = ET_A + R \quad (13)$$

$$Q_n = L \cdot ET_A + H \quad (14)$$

ahol P a csapadék (mm/év), ET_A a tényleges párolgás (mm/év), R a lefolyás (felszíni lefolyás és felszín alatti elfolyás, mm/év), Q_n a felszín nettó sugárzása ($J/m^2/év$), L a párolgotatás látens hője ($J/m^3/év$) és H a szenzibilis hőszállítás ($J/m^2/év$).

Az energiamérleg egyenlete elosztva a vízmérleggel:

$$\frac{Q_n}{P} = \frac{L \cdot ET_A}{P} + \frac{H}{P} \quad (15)$$

Arora (2002) a következőképp értelmezi a potenciális párolgást (a korábban definiált ET_P potenciális párolgástól eltérően):

$$ET_0 = \frac{Q_n}{L} \quad (16)$$

A 15. egyenletbe behelyettesítve és a párolgotatás látens hőjével (L) osztva:

$$\frac{ET_0}{P} = \frac{ET_A}{P} + \frac{(H/L)}{P} \quad (17)$$

Ha úgy definiáljuk a Bowen-arányt, mint $B_r = H/(L \cdot ET_A)$, a következőhöz jutunk (Gerrits et al., 2009):

$$\frac{ET_0}{P} = \frac{ET_A}{P} + \frac{B_r \cdot ET_A}{P} = \frac{ET_A}{P} (1 + B_r) = \phi \quad (18)$$

ahol ϕ az ariditási index.

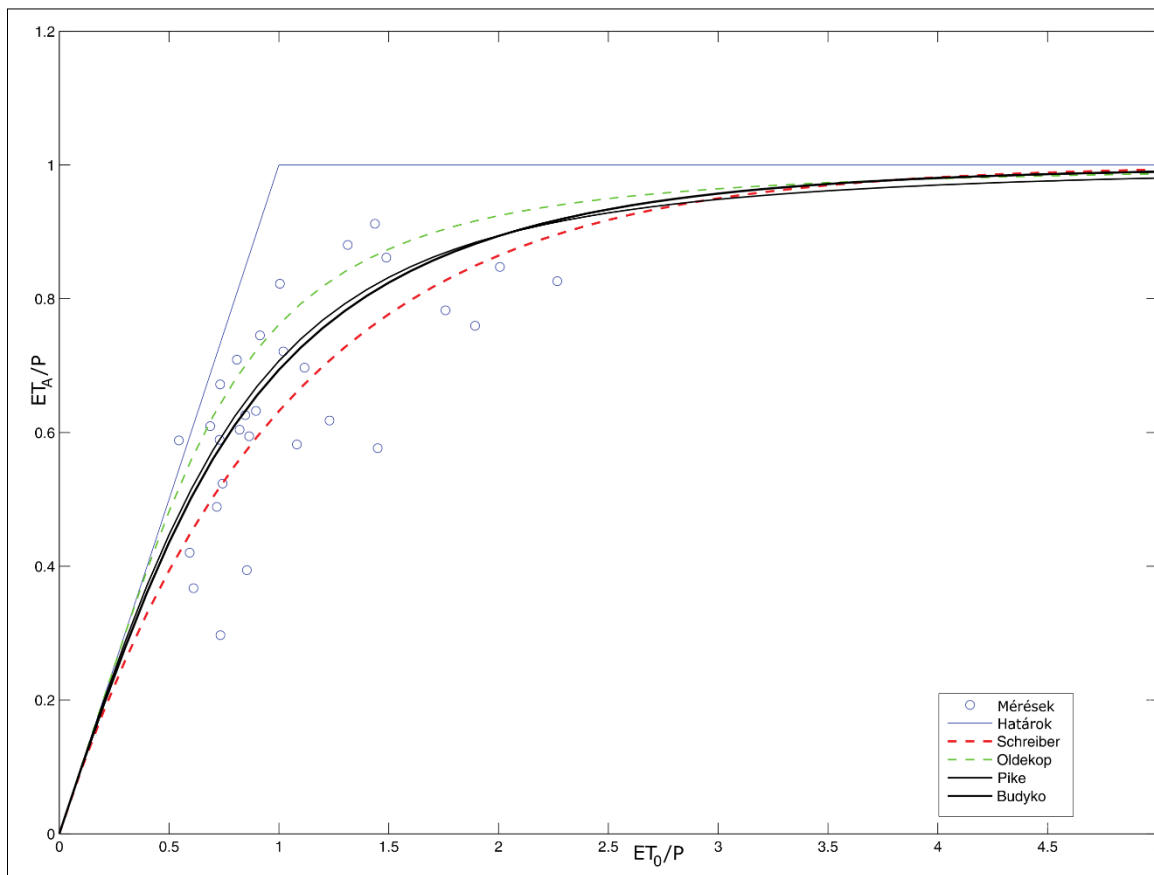
Víz-limitált környezetben a Bowen-arány kifejezhető az ariditási index függvényeként ($B_r = f(\phi)$) (Arora, 2002), az előző egyenlet átírható:

$$\frac{ET_A}{P} = \frac{\phi}{1+f(\phi)} = F(\phi) \quad (19)$$

Tehát az evapotranszpirációs hányados $\left(\frac{ET_A}{P}\right)$ az ariditási index $\left(\phi = \frac{ET_0}{P}\right)$ függvénye. A függvénykapcsolat leírására számos megoldás született, ezek közül a klasszikus egyenleteket a 2. táblázat foglalja össze, és a 4. ábrán látható a megjelenítésük. Az egyenletek segítségével a tényleges párolgás becsülhető egy adott területre (pl. vízgyűjtő).

2. táblázat: Az evapotranszpirációs hányados $\left(\frac{ET_A}{P}\right)$ és az ariditási index (ϕ) függvénykapcsolatára kidolgozott klasszikus egyenletek (Gerrits et al., 2009 nyomán)

Egyenlet	Név, hivatkozás
$\frac{ET_A}{P} = 1 - \exp(-\phi)$	Schreiber (1904, in: Gerrits et al., 2009)
$\frac{ET_A}{P} = \phi \tanh(1/\phi)$	Oldekop (1911, in: Gerrits et al., 2009)
$\frac{ET_A}{P} = \frac{1}{\sqrt{0.9+(1/\phi)^2}}$	Turc (1954, in: Pike, 1964)
$\frac{ET_A}{P} = \frac{1}{\sqrt{1+(1/\phi)^2}}$	Pike (1964)
$\frac{ET_A}{P} = [\phi \tanh(1/\phi)(1 - \exp(-\phi))]^{0.5}$	Budyko (1974)



4. ábra: A különböző Budyko-görbék ábrázolása (Gerrits et al., 2009 nyomán). Az 1:1 határvonal jelzi az elérhető energia határát ($ET_0 < P$), a vízszintes határvonal pedig a rendelkezésre álló víz határát ($ET_0 > P$). A „Mérések” többféle vízmérleg modell által kapott, különböző méretű vízgyűjtőkről származó eredmények (Gerrits et al., 2009).

– Havi vízmérleg modellek

A legelterjedtebb potenciális párolgás adatokon alapuló havi tényleges párolgást becslő modell Thornthwaite és Mather (1955 in: Dingman, 2002) nevéhez fűződik. A havi ET_p értékek például valamelyik hőmérséklet-alapú módszer használatával kaphatók meg, havi hőmérséklet adatok alapján. Ezen kívül havi csapadékösszegek képezik a modell bemeneti adatait. A „Thornthwaite-típusú” havi párolgásmodellek kiterjeszthetők talajnedvesség, talajvíz-utánpótlódás és lefolyás becslésére (Ferguson, 1996; Thornthwaite és Mather, 1957; Westenbroek et al., 2010), vagy akár hidrológiai előrejelzések készítésére is (Herceg et al., 2016, 2018, 2019).

- Talajnedvesség-függvények alapján

Ezek a módszerek az $\frac{ET_A}{ET_P}$ arány és a relatív talajnedvesség (θ_{rel}) között állapítanak meg valamilyen függvénykapcsolatot (Dingman, 2002). A tényleges párolgás becsléséhez a potenciális párolgáson kívül általában talajnedvesség adatokra (mért vagy modellezett), valamint az adott talajra jellemző hervadáspontról és szántóföldi vízkapacitás értékekre van szükség.

- Komplementáris elmélet

Bouchet (1963) elmélete szerint a tényleges (ET_A) és a potenciális (ET_P) párolgás komplementáris összefüggésben van, az összegük egyenlő a nedves környezeti párolgás (ET_W) kétszeresével:

$$ET_A + ET_P = 2ET_W \quad (20)$$

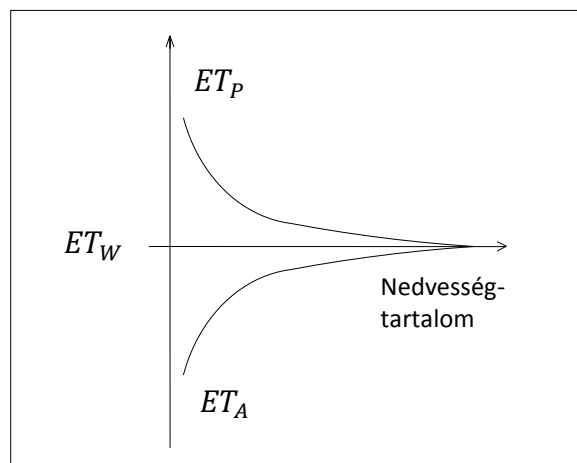
Vagyis:

$$ET_A = 2ET_W - ET_P \quad (21)$$

ahol minden tag mm-ben értendő egy adott időintervallumra vonatkozóan.

Tehát inverz kapcsolat van a tényleges és a potenciális párolgás között (5. ábra):

$$\Delta ET_A = -\Delta ET_P \quad (22)$$



5. ábra: A szimmetrikus komplementáris elmélet elemeinek sematikus ábrája (Kovács, 2011)
 ET_A : tényleges párolgás, ET_W : nedves környezeti párolgás, ET_P : potenciális párolgás.

Brutsaert és Stricker (1979) a komplementáris elméletre alapozva hozta létre az úgynevezett „advekción-ariditás” (AA) modellt (angolul: advection-aridity model). A tényleges párolgás napi

léptékű becslése a 21. egyenlet alapján történik, a potenciális párolgást Penman alapján, a nedves környezeti párolgást pedig Priestley-Taylor alapján számítja a modell. Az AA-modell fő előnye, hogy könnyen hozzáférhető meteorológiai adatokat használ fel, és nem kell kalibrálni az adott helyszínre. A modellnek számos különböző módosított változata is megjelent (pl.: Hobbins et al., 2001; Szilágyi, 2007; Szilágyi és Józsa, 2008).

Morton (1983a) módszere a komplementáris elmélet alapján becsüli a tényleges párolgást, viszont ehhez a korábban ismertektől kissé eltérően határozta meg a potenciális és a nedves környezeti párolgást. Bevezetett a felszínre egy egyensúlyi hőmérsékletet (T_p), mely iterálással kapható meg. A módszere alapján az ET_p az egyensúlyi hőmérsékleten becsülhető mind a páraszállítási, mind az energiaegyensúlyi egyenletből. Az ET_w esetében a Priestley-Taylor-egyenletet két konstanssal módosította, és szintén az egyensúlyi hőmérsékletet használja. A kapott egyenletek úgy eredményezik a szimmetrikus komplementáris elméletet, hogy szélesség adatokra nincs szükség a számítás során. A Morton-féle potenciális és nedves környezeti párolgás értékeket a 21. egyenletbe helyettesítve becsülhető a tényleges párolgás.

Morton et al. (1985) a fentiekre épülve fejlesztette ki párolgásbecslő programját, a WREVAP-ot. A program CRAE modulja területi párolgás (complementary relationship areal evapotranspiration), a CRWE nedves felszíni párolgás (complementary relationship wet-surface evaporation), a CRLE pedig tó párolgás (complementary relationship lake evaporation) számítására alkalmas. A modell univerzálisan lett kalibrálva, néhány megkötés figyelembevételével a Föld bármely pontján képes a párolgás becslésére (főként havi időléptékben).

Itt kell megjegyezni, hogy a komplementáris elmélet és a Budyko-féle modell kapcsolatba hozható (Szilágyi és Józsa, 2009a). A komplementáris összefüggést (21. egyenlet) átalakítva, majd a csapadékkal (P) osztva megkapunk egy, az evapotranszpirációs hányadost ($\frac{ET_A}{P}$) az ariditási index (ϕ) és egy c paraméter függvényében leíró modellt:

$$\frac{ET_A}{P} = \left(2 - \frac{ET_p}{ET_w}\right) \cdot \frac{ET_w}{P} = f\left(\frac{ET_w}{P}, c\right) = f(\phi, c) \quad (23)$$

ahol $c = 2 - \frac{ET_p}{ET_w}$ és $\phi = \frac{ET_w}{P}$ (tehát a Budyko-féle modell ariditási indexében (ϕ) szereplő ET_0 potenciális párolgás itt az ET_w nedves környezeti párolgásnak lett megfeleltetve).

2.6.2. Vízmérlegen alapuló módszerek

Ezek a módszerek azon alapulnak, hogy egy területen egy adott időintervallum alatt történő tényleges párolgás számítható, amennyiben a területen a vízháztartási egyenleg különböző paramétereiről rendelkezésre állnak mért adatok.

– Területi vízmérleg

A vízháztartási egyenlet felállítása egy adott területre (pl. vízgyűjtő) nem egyszerű feladat. Az egyenletben a csapadék, a párolgás és a lefolyás mellett számolnunk kellene a felszín alatti el- és hozzáfolyással, a beszivárgással, a mesterséges vízfelhasználással és vízbevezetéssel, valamint a talajban tárolt vízkészlet (talajvíz és talajnedvesség) változásával is (Stelczer, 2000). Rövid időszak vizsgálatánál ezek mindegyikéről minél pontosabb információkkal kellene rendelkezünk. Hosszabb időtávot vizsgálva – a készletváltozás elhanyagolhatónak tekinthető, pl. nincs trend a talajvízszintekben – az egyenlet egyszerűsíthető, és a tényleges párolgás a következőképpen számítható:

$$ET_A = P - R \quad (24)$$

ahol ET_A a tényleges párolgás, P a csapadék, R a lefolyás (amely magában foglalja a felszíni lefolyást és a felszín alatti elfolyást is), mindegyik tag mm/év-ben.

Hartley (1990, in: Dingman, 2002) megállapította, hogy az egyenletet legalább kettő egymás utáni hidrológiai évre felírva az egyszerűsítéssel járó hiba minimalizálódik (5% alá csökken). (Magyarországon hidrológiai év alatt a november 1-től a következő év október 31-ig tartó időszakot értjük [Németh, 1954]).

– Liziméter

A liziméter általában egy fémből készült edény (mérete az egészen kicsitől akár 150 m³-ig terjedhet), amelybe a vizsgált helyszínre jellemző talajprofil van töltve, illetve – lágyszárúak esetén – növényzet ültetve. A mesterségesen zárt talajrészbe befolyó és kifolyó vízmennyiséget folyamatosan regisztrálják, valamint a súlyát mérik, és a súlycsökkenésből állapítják meg a párolgást. A módszerrel kapott párolgás adatokat gyakran használják más módszerek (modellek) kalibrálásához és/vagy validálásához (Herceg, 2017; Herceg et al., 2019). A liziméteres mérés hátránya, hogy erdők esetén nem használható.

– Talajnedvesség-mérleg

A módszer lényege, hogy csapadékmentes időszakban mérik egy adott talajprofil esetén az adott idő alatt történő talajnedvesség-veszteséget (talajnedvesség-profilok monitorozása). Ebből a veszteségből a párolgás arányának meghatározásához ismerni kell az úgynevezett „zero-flux plane”-t. Ez jelenti a határfelületet a talajban a párolgás hatására felfelé, illetve a szivárgás hatására lefelé – a mélyebb rétegekbe – történő vízmozgás között. A módszer tekinthető „falak nélküli liziméter”-es mérésnek, amely nem torzítja el a vizsgált helyszín talajnedvesség-profilját, és használható erdők esetén is (Dingman, 2002). A hibalehetőségek miatt a módszer alkalmazása heti időlépcsőben (legalább négy nap) ajánlott (Rouse és Wilson, 1971).

– Diurnális módszer

Ez a módszer a talajvíz napi ingadozásán alapul. Sekély (általában 0,3-1 m) talajvízű területen, talajtípustól függően, csapadékmentes időszakban, a talajvíz párolgása azonosnak tekinthető a tényleges párolgással (Shah et al., 2007).

Az alapmodellt White (1932) fejlesztette ki, melynek a lényege a következő:

az éjjeli órákban (0 és 4 óra közötti időszakban) az evapotranszpiráció mértéke feltételezhetően elhanyagolható, tehát a talajvízállás növekedési rátája ebben az időszakban egyenlőnek tekinthető a terület talajvíz utánpótlódásával. Így a talajvíz görbére ezen időszakban húzott egyenes irántangense megegyezik az egységnyi idő (pl. 1 óra) alatti talajvíz utánpótlódással. Evapotranszpiráció hiányában a talajvíz folyamatosan emelkedne a nap folyamán. Viszont – mivel az evapotranszpiráció jelen van – a vegetációs időszakban a talajvízszint növekedése helyett általában egy s nagyságú csökkenés jellemző (Gribovszki, 2009; Móricz, 2011). Ez alapján a talajvíz napi párolgása a következőképpen számítható:

$$ET_{AGW} = S_y(24h \pm s) \quad (25)$$

ahol ET_{AGW} a talajvíz párolgása (mm/nap), S_y a talajra jellemző fajlagos hozam (vízteleníthető hézagterefogat), h az átlagos vízszintkülönbség a 0 és 4 óra közötti időszakban (mm/óra) és s a készletváltozás (mm/nap).

A módszer alkalmazásához a talajvízszint nagy időbeli felbontású mérése (pl. 10 perces), valamint az adott talajt jellemző paraméterek (szemeloslási görbe, szivárgási tényező, stb.) szükségesek. A White-féle modellt többek között Gribovszki et al. (2008) fejlesztette tovább.

Módszerei alapján a talajvíz napi evapotranszpirációja (és a talajvízből táplálkozó növényzet vízfogyasztása) két egymástól függetlenül használható eljárással (empirikus és hidraulikus) is becsülhető.

2.6.3. *Energiamérlegen alapuló módszerek*

- Penman-Monteith – Shuttleworth-Wallace kombinált módszer

Korábban említésre került, hogy vegetációval borított felszín esetében a Penman-Monteith egyenlet használható a potenciális párolgás számításához. Amennyiben ez kombinálásra kerül a kopár talajfelszín párolgásával, egy adott terület tényleges párolgása becsülhető (Shuttleworth és Wallace, 1985). Ezen a kombinált megközelítésen alapul többek között a BROOK90 modell párolgásbecslő modulja (Federer et al., 2003).

- Bowen-arány módszer

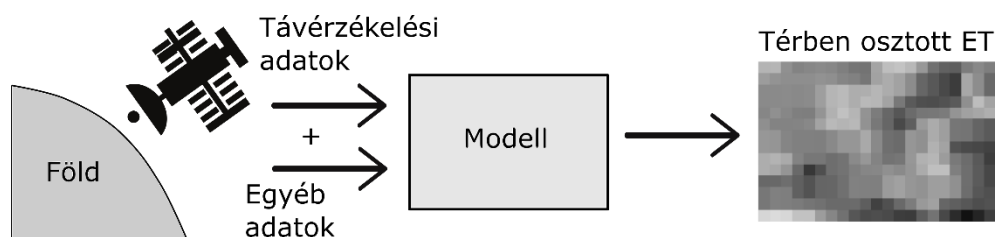
A párolgás számítható az energiamérleg (3. egyenlet) maradék tagjaként is. Az egyenletben a szenzibilis hőszállítás általában nehezen meghatározható, ebben segít a Bowen-arány, amely a szenzibilis- és a látens hő arányát fejezi ki (Bowen, 1926). A módszer hátránya, hogy nagyszámú és gyakori mérésekre van szükség (hőmérséklet és páratartalom, a felszín felett két magasságban is) az energiamérleg bizonyos tagjainak meghatározásához, valamint az, hogy erdő esetében nem ad megbízható eredményt a nagy felületi érdekesség miatt (Dingman, 2002).

- Örvény-kovariancia módszer

A módszer lényege, hogy a felszín és a légkör közötti energia kicserélődést az úgynevezett turbulens örvények („eddy”-k) végzik, az általuk szállított anyagmennyiség az anyagmegmaradási egyenlettel írható le. A nagy időbeli felbontású direkt árammérések segítségével közvetlenül is mérni lehet a turbulens örvényeket, így a látens hőáramot is (Timár, 2014). Az örvény-kovariancia mérőállomások két legfontosabb műszere a szonikus anemométer, amely folyamatosan (másodpercenként legalább tízszer) méri a szélesség három komponensét, és a gázanalizátor, ami regisztrálja – többek között – a levegő víztartalmát (Pintér, 2009). Hátránya, hogy alkalmazása meglehetősen költséges és csak kis területre ad reprezentatív értéket.

2.7. Távérzékelésen alapuló párolgás

Amint az bemutatásra került, többféle technika is alkalmazható pontszerű vagy kisebb területek tényleges párolgásának meghatározására. Vízigyűjtő szinten általában vízmérlegen alapuló módszereket használnak a párolgás becsléséhez. Azonban a hidrológiai modellezés során sokszor cél nagyobb területekre (regionális – kontinentális – globális szinten) adatokat szolgáltatni. A „hagyományos” technikák másik hátránya, hogy nem adnak információt a párolgás térbeli változatosságáról egy adott területen (pl. régió) belül. Ezekhez nyújtanak segítséget az egyre szélesebb körben alkalmazott távérzékelési adatokon alapuló párolgásbecslő módszerek. A távérzékelés modern eszközeit használva nagy területeken, térben osztottan juthatunk információkhoz, mind a hidrológiai viszonyok, mind a felszínborítás és felszínhasználat tekintetében. Amennyiben a megfigyelések ismétlődőek, az időbeli változások is észlelhetők (Schmugge et al., 2002). A távérzékelési adatok jó része ingyenesen elérhető, így az ezeken alapuló párolgásbecslő módszerek (6. ábra) jóval gazdaságosabbak is, mint a „hagyományos” technikák.



6. ábra: A távérzékelésen alapuló párolgásbecslés sematikus ábrázolása

Az utóbbi évtizedekben megannyi távérzékelési adatokon alapuló párolgásbecslési módszer látott napvilágot, melyekből jó összefoglaló található például Courault et al. (2005), Gowda et al. (2008) vagy Nouri et al. (2013) munkájában. Zhang et al. (2016) a főbb módszerek összefoglalása mellett fejlődéstörténeti áttekintést is ad.

Allen et al. (2011) a távérzékelésen alapuló módszereket két fő csoportba sorolja: az energiaháztartáson alapuló (fizikai) és a vegetációs indexeken alapuló (empirikus/statisztikai) módszerekbe. Az előbbieket a szenzibilis hőáramlás segítségével, és – általában – terepi mérésekkel kiegészítve modellezik az evapotranszpirációt. Ilyen módszerek például a TSM (Two-Source Model, Norman et al., 1995), a SEBAL (Surface Energy Balance Algorithm for Land, Bastiaanssen et al., 1998a,b) vagy a METRIC (Mapping Evapotranspiration at High Resolution with Internalized Calibration, Allen et al., 2007a,b). A másik csoportba tartozó

módszerek a növényzet és a transzspiráció közötti összefüggésre építenek, távérzékelésen alapuló vegetációs indexek (pl.: normalizált vegetációs index - NDVI, levélfelületi index - LAI) segítségével. Ezekről többek között Glenn et al. (2010) és Allen et al. (2011) adnak áttekintést. Mu et al. (2011) az előző két csoportot (energiaháztartáson alapuló, vegetációs indexeken alapuló) kiegészíti egy harmadikkal: egyéb, nem az energiaháztartásra épülő fizikai módszerek. Ide tartoznak – többek között – a Penman-Monteith egyenletre épülő párolgásbecslő eljárások (Cleugh et al., 2007), mint például a MOD16 modell (MODIS Global Evapotranspiration Project, Mu et al., 2007, 2011). Arra vonatkozóan nincs egyetértés, hogy melyik módszer a legjobb, mivel mindegyiknek megvannak a maga előnyei, hátrányai és korlátai (Zhang et al., 2016).

A különböző távérzékelési szenzorokból származó adatok felhasználhatóságát korlátozza az azok tér- és időbeli felbontása között fennálló fordított arányosság (Gowda et al., 2008). A 3. táblázat tartalmazza néhány műhold és szenzor NDVI és felszíni hőmérséklet adatait. Látható, hogy például a Landsat 5 és 7 (illetve a 8, 2013 óta) műholdak szenzorjai nagyobb térbeli felbontásban (30-120 m), ám 16 napos visszatérési idő mellett pásztázzák a Föld felszínét. Ezzel szemben a Terra és az Aqua műholdak MODIS szenzorjai egy-két naponta, de kisebb, 250-1000 méteres felbontásban készítene felvételeket. A Copernicus program keretébe tartozó Sentinel-2 műhold nagyobb felbontású (10-20 m) NDVI adatot szolgáltat 5 napos visszatérési idővel, viszont felszíni hőmérséklet adatok nem állnak rendelkezésre. A Sentinel-3 esetében pedig kisebb felbontású adatok érhetők el, hosszabb visszatérési idő (27 nap) mellett. Tehát az egyes párolgásbecslő modelleknél meg kell fontolni, hogy melyik műhold adatainak alkalmazása a célravezető.

3. táblázat: Térbeli (pixel) felbontások és visszatérési idő néhány műhold/szenzor esetében (Kustas et al., 2003, Gowda et al., 2008 és Lange et al., 2017 nyomán; URL1; URL2). NDVI: normalizált vegetációs index, T_s : felszíni hőmérséklet.

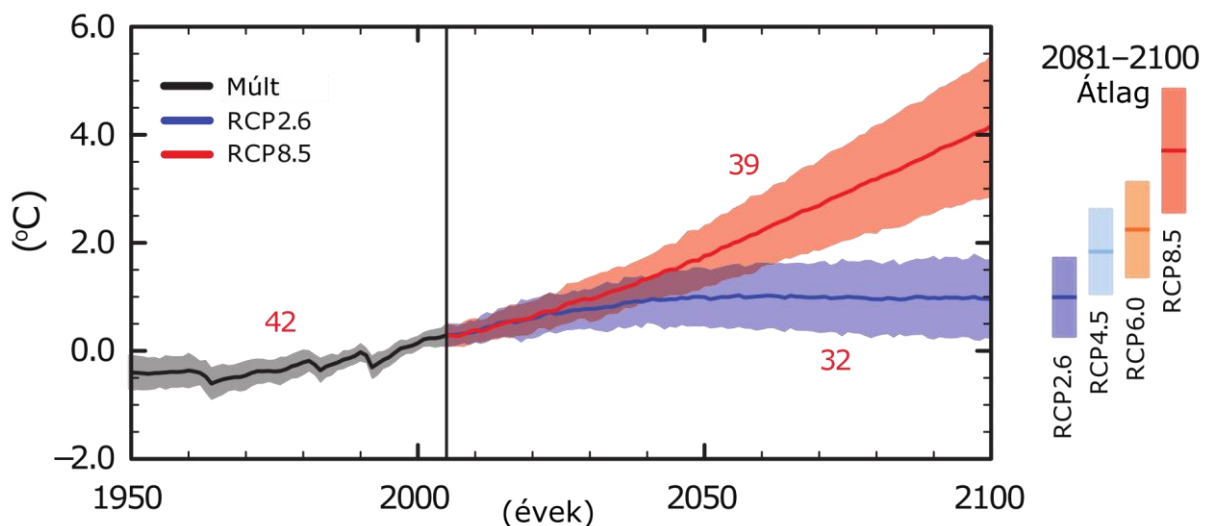
Műhold/szenzor	Visszatérési idő	NDVI pixel felbontás (m)	T_s pixel felbontás (m)
ASTER	16 nap	15	90
AVHRR	1 nap	1100	1100
GOES	1/4 h - 3 h	4000	4000
LANDSAT 5	16 nap	30	120
LANDSAT 7	16 nap	30	60
MODIS	1-2 nap	250	1000
SENTINEL-2	5 nap	10-20	-
SENTINEL-3	27 nap	500-1000	1000

A legtöbb távérzékelési adatokon alapuló párolgásbecslő módszer használatánál problémát okoz a nagyszámú változó az egyenletekben, valamint az, hogy a paraméterek egy részét kalibrálni is szükséges. Ebben nyújthatnak megoldást a kevesebb változót használó, valamint kalibráció-mentes modellek. Ilyen a CREMAP modell (Complementary Relationship-based/ Calibration-Free Evapotranspiration Mapping Technique, Szilágyi és Kovács, 2010), mely MODIS felszíni hőmérséklet adatokon alapul. A modellel Szilágyi és Kovács (2011) előállították Magyarország térben osztott (1 km²-es felbontású) párolgásadatait a 2000-2008-as időszakra. Mivel jelen kutatás ezekre az adatokra épül, a CREMAP modell részletes bemutatása a 4.1. fejezetben történik.

3. A klímaváltozás és a vízkészletek

3.1. A klímaváltozás hatásai

A 20. század során (az 1850–1900 és az 1986–2005 közötti időszakokat összehasonlítva) globálisan nagyjából 0,6 °C-kal emelkedett a felszínközeli átlaghőmérséklet, az utóbbi néhány évre pedig már elérte az 1 °C-ot. A melegedés főleg az utóbbi évtizedekben volt a legintenzívebb, és amennyiben a jelenlegi ütemben folytatódik tovább, 2040 körül már elérjük az 1,5 °C-os emelkedést (IPCC, 2018). Az Éghajlatváltozási Kormányközi Testület (IPCC) 5. Értékelő Jelentése (IPCC, 2014) alapján a 21. század végére az 1986–2005 közötti időszakhoz képest a legoptimistább klímaforgatókönyv (RCP2.6, RCP: Representative Concentration Pathway) szerint 0,3-1,7 °C (7. ábra), míg a legpesszimistább (RCP8.5) szerint 2,6-4,8 °C a várható globális felszínközeli hőmérséklet emelkedés.



7. ábra: A globális átlagos felszínközeli hőmérséklet változása 1950-től a 21. század végéig, klímamodell szimulációk alapján. A változás az 1986–2005 időszakhoz viszonyítva értendő. A becslések időszora és a bizonytalanság mértéke (árnyékolás) kétféle forgatókönyv szerint látható (RCP2.6 - kék és RCP8.5 - piros). Az idősorokon lévő szám a felhasznált modellek számát jelenti. A jobb szélén a színes függőleges sávok jelölik a 2081–2100 időszakra számított átlagos változást és a hozzá kapcsolódó bizonytalanságokat, az egyes RCP forgatókönyvekre. IPCC, 2014 és URL3 nyomán.

Magyarországon az éghajlat melegebbé és szárazabbá vált a 20. század során, a század végére 0,86 °C volt az átlaghőmérséklet emelkedése (Nováky és Bálint, 2013). A melegedés az utóbbi 30 évben fokozódott, különösen a nyári időszakokban, amikor az átlagos hőmérséklet emelkedés szinte elérte a 2 °C-ot (Bartholy et al., 2011). A meleg és a hideg hőmérsékleti szélsőségek (például a nyári, a hóhullámos, valamint a fagyos napok száma) hosszú távú

változásai is a melegedés tényét erősítik (Lakatos et al., 2012). A 21. század végére hazánk átlaghőmérséklete 2-5 °C-kal emelkedhet meg (Nováky és Bálint, 2013).

A hőmérséklet mellett a klímaváltozás hatással van a csapadéokra is. Bár ezek a hatások kevésbé egyértelműek, mint a hőmérsékletre gyakoroltak, mivel a nagyobb térbeli és időbeli variabilitás elmoshatja a változások trendjét (Pongrácz et al., 2014). Az előrejelzések alapján Európa északi részein csapadék növekedés, míg a déli részein csökkenés várható a 21. században (Kjellström et al., 2011). Magyarország a kettő között egy átmeneti zónában fekszik, amire nagyon bizonytalanok a csapadék előrejelzések. Az átmeneti zóna nyáron észak felé, míg télen dél felé tolódhat. Előbbi a nyári csapadék mennyiségének csökkenését, míg az utóbbi a téli mennyiség növekedését jelentheti (Nováky és Bálint, 2013). Ám hazánkban a csapadék éves mennyisége 1901-től kb. 7%-os csökkenő tendenciát mutat, és ez valószínűleg folytatódni is fog. A 21. század első felében az éves csapadékmennyiségben kismértékű, nem jelentős csökkenés várható. Viszont a század végére az éves csökkenés akár a 20%-ot is elérheti (Bartholy et al., 2011), jelentősen megnőhet a száraz nyarak gyakorisága és szélsőségessége, akár minden második nyár aszályos lehet (Gálos, 2010). Ezek eredményeképp hazánk ariditási indexének (potenciális párolgás és csapadék aránya) növekedése várható.

Fontos megemlíteni a vízgőz (vízpára) szerepét. Ez a legnagyobb mennyiségben jelen lévő üvegházhatású gáz a légkörben, és a legfontosabb a Föld klímájának a fenntartásában. Az üvegházhatású gázok átengedik a Nap rövidhullámú sugárzásának nagy részét, de elnyelik (és visszatartják) a felszínről visszabocsátott hosszuhullámú, infravörös sugárzást. A légkörben található vízgőz és a többi üvegházhatású gáz nélkül a Föld felszínén a léghőmérséklet jóval a fagypont alatt lenne. Ám a vízpára a globális melegedéssel pozitív visszacsatolásban van. Amennyiben a Föld felszínének és ezáltal a légkörnek a hőmérséklete emelkedik, a légkör több vízgőz felfogására képes. A plusz vízgőz elnyeli az energiát, további melegedést okozva ezzel a troposzférában (Bierkens et al., 2008; Solomon et al., 2010). (Itt kell megjegyezni, hogy a felhők hatása a klíma alakulására nem egyértelmű, erősíthetik és gyengíthetik is a felmelegedést. Ez függ mind az összetételüktől, mind a felszín feletti elhelyezkedésüktől [Szilágyi és Józsa, 2008b], így az egyes Globális Klímamodellek [GCM] is másként kezelik a felhők lehetséges hatásait az előrejelzésekben [Tan et al., 2016].)

A vízgőz mellett a szén-dioxid koncentráció változása (növekedése vagy csökkenése) is hatással van a nettó sugárzás alakulására, ám ennek mértéke nagyon bizonytalan. Wild et al. (2008) kutatása alapján globális léptékben megnőtt a sugárzás a szárazföldeken az 1986-2000 közötti időszakban. Vautard et al. (2014) Európára vizsgálta a regionális klímamodell előrejelzéseket 2 °C-os hőmérséklet-emelkedés esetén. Az eredmények nem mutatnak Magyarországra várható szignifikáns változást sem a rövid, sem a hosszúhullámú mérlegben. Major et al. (2002) azt vizsgálta, hogy milyen hatással van az energiafogyasztás változása a felszín sugárzástörvényére Magyarországon. Az 1990-es években az 1980-ashoz viszonyítva az ország területén csekély mértékben megnövekedett az éves globálisugárzás. Viszont ebben az időszakban az energiafelhasználás mintegy 20%-kal csökkent, ezen belül a szénfelhasználás a felére esett vissza, ami hatására csökkent a légszennyezés (és ezen belül a szén-dioxid kibocsátás is). Az eredmények alapján a tisztább levegőn keresztül nagyobb a felszínre érkező napsugárzás, ugyanakkor a tisztább légoszlop visszasugárzása jelentősen kisebb. Azóta (a 2000-es és a 2010-es években) hazánk bruttó szén-dioxid kibocsátása a hivatalos adatok szerint (URL4) tovább csökkent, ám csekélyebb mértékben, a jövőbeli alakulása pedig nagyon bizonytalan.

A klímaváltozás hatásai legerőteljesebben valószínűleg a vízkörforgalom módosulásán keresztül érzékelhetőek majd (a csapadékeloszlás és a párolgási folyamatok megváltozásán keresztül többféle időbeli és térbeli skálán). Az elmúlt pár évtized klimatikus változásai hatására gyorsult a hidrológiai ciklus (Wild et al., 2008; URL5), és ez az előrejelzések alapján tovább fokozódhat. A gyorsulás hatására egyre gyakoribbá válhatnak a hidrológiai szélsőségek (Somlyódi et al., 2010). Ez az utóbbi időszakban meg is mutatkozott térségünkben: kevesebb volt a csapadékos napok száma, nőtt az aszályhajlam, valamint a heves csapadékesemények (viharok, esetenként jégesővel, erős széllesekkel) és az árvizek száma. A gyakoribb szélsőségek hatással lesznek az emberi egészségre, a környezetre és minden termelő szektorra (URL6).

Mivel magasabb átlaghőmérséklet és kevesebb nyári csapadék várható hazánkban, a párolgás mértéke valószínűleg nőni fog. Ennek hatására csökkenhet a felszíni lefolyás és a felszín alatti utánpótlódás, aminek következtében kevesebb víz áll majd rendelkezésre az igények kielégítésére, főként az öntözés számára, de veszélybe kerülhet a felszín alatti ivóvízbázisok egy része is (Rotárné Szalkai et al., 2016). Jelentős vízkészlet csökkenés várható a felszíni vizek

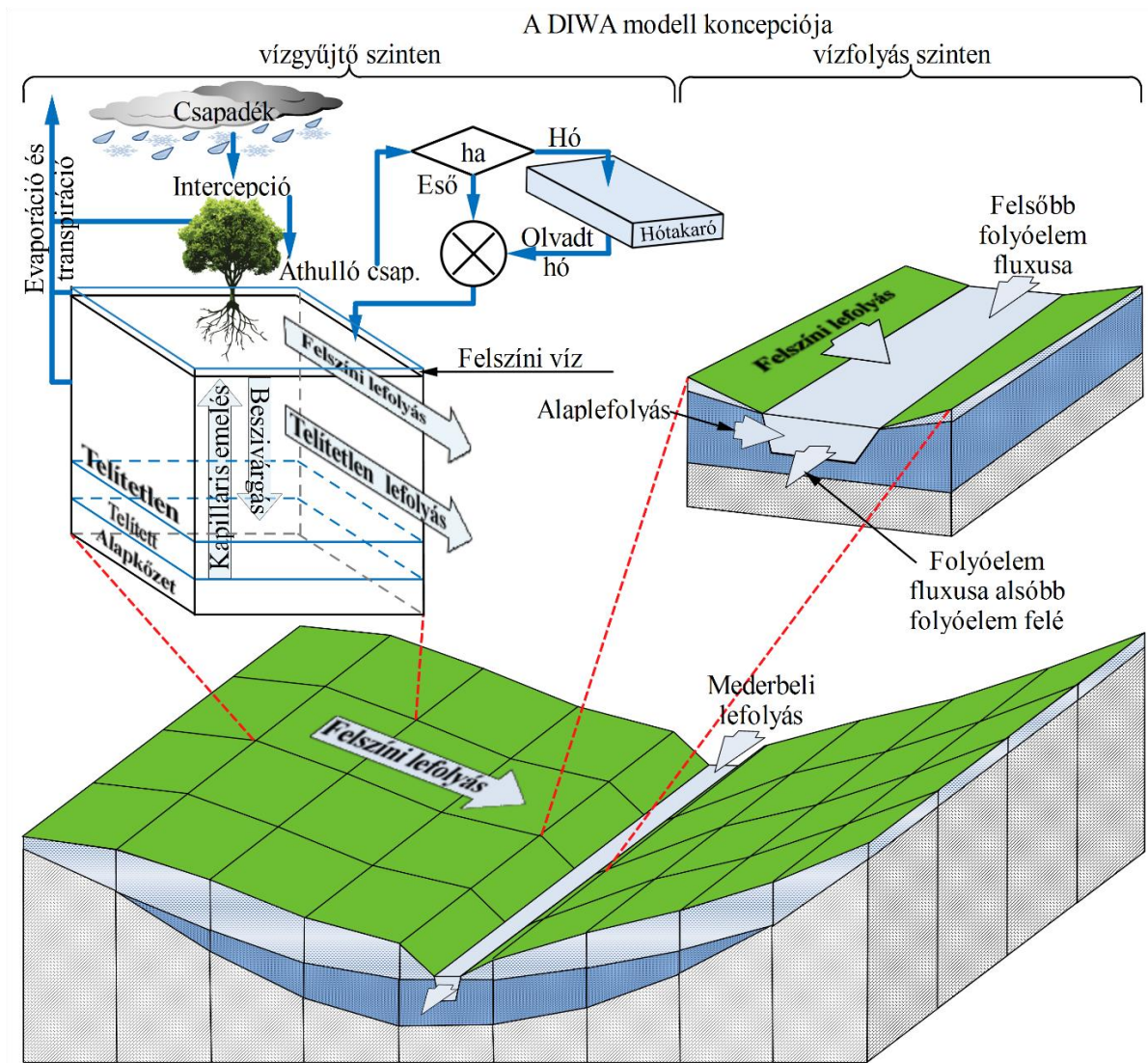
– kiemelten a Balaton (Nováky, 2008) – esetében, ebből kifolyólag növekedhet a hőmérsékletük, és romolhat a minőségi állapotuk. Többek között növekedhet a tartózkodási idő és a sótartalom, kedvezőtlenül változhat az oxigén- és a tápanyagháztartás (Somlyódy, 2018).

Gálos és Führer (2018) vizsgálata alapján az átlaghőmérséklet emelkedése és a csapadékmennyiség csökkenése az erdők szempontjából fontos időszakok közül a kritikus hónapokban (július-augusztus) várható a legnagyobb mértékben, de jelentős lehet a fő növekedési periódusban (május-augusztus) is. Amennyiben a vegetációs időszakon belüli csapadék mennyisége a jövőben csökken (a hőmérsékletemelkedés mellett), akkor a 21. század során legalább egy erdészeti klímátípusnyi eltolódás várható. Ennek következménye lehet jelentős mortalitás-növekedés, fafajösszetétel-változás, fanövekedés-csökkenés és drasztikus mértékű üvegház gáz kibocsátás is (Mátyás et al., 2018; Somogyi, 2018). Ezek a hatások az erdőgazdálkodás jövedelmezőségét is nagyban befolyásolják (Führer és Marosi, 2011). Az erdőgazdaság mellett a mezőgazdaságra is jelentős veszélyt jelent a klímaváltozás, amely hidrológiai és klimatológiai szempontból az egyik legsérülékenyebb szektor (Szalai, 2009). Ezért Magyarországon – és más, hasonló adottságú országokban – ahol a klímfüggő agrárágazatok a nemzetgazdaság meghatározó elemei, rendkívül fontos, hogy tisztában legyünk a bekövetkező változások jelen és jövőbeli mértékével (Bidló et al., 2014).

3.2. Hidrológiai modellek

Az előző alfejezetben taglaltak alapján egyértelműen kijelenthető, hogy a klímaváltozás hidrológiai hatásainak modellezésére és elemzésére mindenképpen nagy hangsúlyt kell fektetni, regionális és lokális szinten is. A vízkészletekben bekövetkező változás mértékének becslése különböző időskálákon, mind a mező- és erdőgazdaság, mind a műszaki vízgazdálkodási tevékenység szempontjából fontos.

Az úgynevezett *koncentrált vízmérleg modellek* nem veszik figyelembe az éghajlati (csapadék, hőmérséklet) és a területi (termőhely, talaj, felszínborítás, stb.) tényezők térbeli megoszlását, hanem azok (pl. egy vízgyűjtőre számított) területi átlagával számol. Ezzel szemben az *osztott paraméterű (vagy térben osztott) modellek* figyelembe veszik a térbeli megoszlást, adott méretű cellákra (pixelekre) bontva a vizsgált területet (Nováky, 2014).



8. ábra: A DIWA (Distributed Watershed) modell sematikus ábrája (Kis et al., 2017b)

A legtöbb térben osztott hidrológiai modell – az összetett hidrológiai folyamatok leírása miatt – nagy paraméterigényű. Ilyen például a SWAT (Soil and Water Assessment Tool, Arnold et al., 1998), a VIC (Variable Infiltration Capacity, Liang et al., 1994) vagy a DIWA (Distributed Watershed, Szabó, 2007), amelynek sematikus ábráját mutatja a 8. ábra.

Ezeket a modelleket elsősorban rövidebb időtávú csapadék-lefolyás modellezésekre fejlesztették ki, de használják hosszú távú klímahatás becslésekre is. A nagy paraméterigény hátránya, hogy sok bemeneti adat nem mindig, vagy csak korlátozottan (például egyes részterületekre) érhető el. Emellett, a sok paraméter lehet, hogy részletes folyamatleírásokat tesz lehetővé, de növelheti a modellek bizonytalanságát is.

A korábban bemutatott Budyko-féle összefüggést gyakran használják a klímaváltozás hidrológiai hatásainak hosszú távú becslésére (pl.: Arora, 2002; Renner és Bernhofer, 2012; Shen et al., 2017; Teng et al., 2012), többnyire koncentrált modellekként. Hazánkban korábban Nováky (1985, 2002) a Zagyva vízgyűjtőjének példáján dolgozott ki egy Budyko-féle összefüggésen alapuló osztott paraméterű, empirikus éghajlat-lefolyás modellt, melyet később a Balaton vízgyűjtőjén is alkalmazott (Nováky, 2008). Keve és Nováky (2010) a Bácsbokodi-Kígyós vízgyűjtőjén vizsgálták a klímaváltozás hatását a Budyko-féle modellel.

A kutatás egyik célkitűzése egy térinformatikai alapú Budyko-féle modell fejlesztése Magyarországra, amely alkalmas térben osztott hidrológiai adatok (párolgás, lefolyás) előrejelzésére, klímamodellek adatainak felhasználásával (hőmérséklet, csapadék).

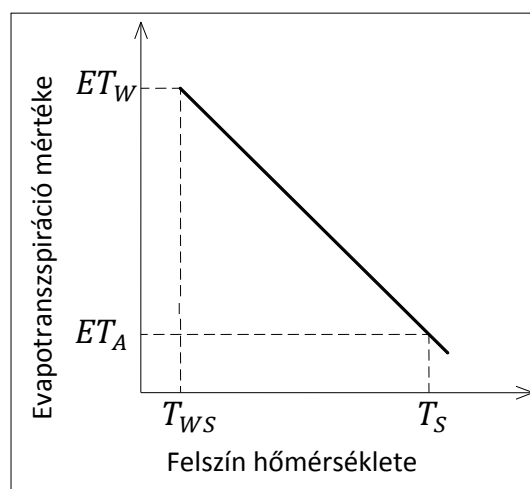
4. Anyag és módszer

4.1. Térben osztott tényleges párolgás adatok (CREMAP)

Szilágyi és Józsa (2009b) kifejlesztett egy komplementáris elméleten alapuló, MODIS felszíni hőmérséklet adatokat használó térben osztott párolgászámítási módszert. Szilágyi és Kovács (2010) ezt részben módosította, létrehozva az úgynevezett CREMAP (Complementary Relationship-based/ Calibration-Free Evapotranspiration Mapping Technique) területi párolgásmodellt, mellyel előállították Magyarország térben osztott (1 km^2) havi párolgásadatait a 2000-2008-as időszakra (Kovács, 2011; Szilágyi és Kovács, 2011). A modell az amerikai egyesült államokbeli Nebraska államra (Szilágyi, 2013a,b) és a Republican folyó vízgyűjtőjére (Szilágyi, 2014) is alkalmazásra került.

4.1.1. A CREMAP modell jellemzése

A módszer egy lineáris transzformáción alapul, melyhez két összetartozó pontpár szükséges (9. ábra): a nappali felszíni hőmérsékletek térbeli átlaga (T_S) és a hozzá tartozó tényleges párolgás (ET_A), valamint a felszín hideg (nedves) pontjaiból számolt átlaghőmérséklet (T_{WS}) és a hozzá kapcsolódó nedves környezeti párolgás (ET_W). E két összetartozó pontpár meghatároz egy egyenest a vizsgált időszakra (pl. egy hónapra), amivel cellánként leolvasható a párolgás értéke a felszíni hőmérséklet alapján (Szilágyi et al., 2011).



9. ábra: A CREMAP módszer lineáris transzformációjának sematikus ábrája (Kovács, 2011)

A nappali felszíni hőmérsékletértékek műholdas méréseken (MODIS) alapulnak, míg a tényleges párolgás értékek Morton WREVP modelljéből származnak. A nedves környezeti párolgás a Priestley-Taylor-egyenlet segítségével kapható meg, a számításhoz szükséges nettó sugárzás kinyerhető a WREVP modell CRAE és CRLE moduljából is.

A MODIS felszíni hőmérséklet (T_S) adatok alkalmazását az indokolja, hogy mivel a párolgás nagy hőelvonással jár a felszínre nézve, a felszíni hőmérséklet térbeli változása integrált változóként tükrözi a párolgást befolyásoló tényezők térbeli változékonyságát (pl. talajban tározódott víz mennyisége, növényborítottság, területhasználat, Kovács, 2011).

A CREMAP módszer előnye, hogy könnyen alkalmazható bármely területen, ahol a komplementáris elmélet érvényes, és nem igényel kalibrációt. A módszer problémásabb részét a hegyvidéki területeken való alkalmazása adja. Például Magyarországot három magassági zónára osztva modellezték, más országokban azonban előfordulhat, hogy ennél több magassági zónára osztás szükséges. A CREMAP modell lineáris transzformációja addig működik helyesen, amíg a felszín nettó sugárzása (Q_n) térben állandónak tekinthető. Tehát Q_n változásának elhanyagolhatónak kell lennie a cellák között, amihez a felszín albedója celláról-cellára haladva szintén elhanyagolható mértékben változhat. A modell nem használható 1 km²-esnél finomabb felbontású léptékben, sem az előző feltétel miatt (a felbontás finomításával a heterogenitás növekszik), sem a Priestley-Taylor-egyenlet alkalmazhatósága miatt, mivel annak az 1 km²-es méret képezi az alsó határát (Kovács, 2011).

4.1.2. A modell alkalmazása és validálása Magyarországra

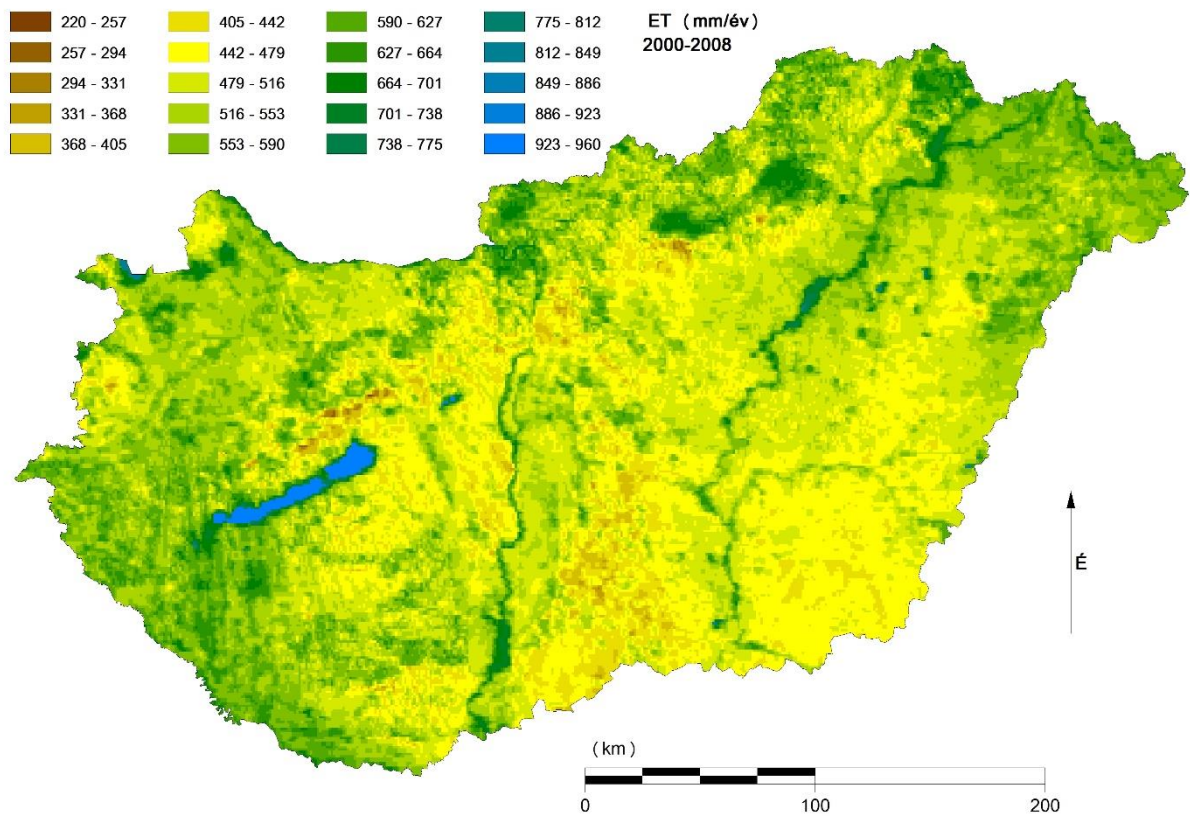
A CREMAP modellel Magyarország havi párolgástérképei a 2000-2008 közötti időszakra, minden év márciusától-novemberéig (a párolgás számára lényeges időszakra) készültek (Kovács, 2011; Szilágyi és Kovács, 2011). Azoknak a celláknak a területi párolgásértékeit, melyek teljes egészében egy tóra, vagy egy holtágra estek, tó párolgás értékekkel helyettesítették (Kovács, 2011). Ezek előállítására egy súlyozásos tó párolgásbecslő eljárással (Kovács és Szilágyi, 2009a,b), illetve Morton CRLE modelljének futtatásával történt. (A cserére azért volt szükség, mert a tavak albedója élesen eltérő a környezetükhöz képest. A jelentősen eltérő albedójú területeken pedig a modell térben állandó Q_n kitétele sérül.) A modell validálását Kovács (2011) párolgásmérő állomásokra (örvény-kovariancia álló-

mások: Bugac, Mátra, Hegyhátsál) és vízgyűjtő területekre (Zagyva, Kapos, Zala, Marcal, Hidegvíz-völgy) végezte. Ez utóbbi esetekben a vízmérleg alapján, vízhozam adatok segítségével történt az ellenőrzés. Az eredményeket vizsgálta havi, éves és többéves (2000-2008) időtávon. Megállapította, hogy az időlépték növelésével a CREMAP módszer az örvény-kovariancia mérőállomások és a vízmérleg párolgásaihoz is egyre közelebb értékeket ad. A többéves eredmények vizsgálata szerint a bugaci mérések és a becslés között a különbség kevesebb, mint 1,5%. A mátrai állomáson a becslés 3,2%-kal lett több a mérés eredményénél. Éves és többéves időléptékben a hegyhátsáli állomásra nem lehetett becslést adni a rendszertelen mérések miatt. Többéves időtávon a vízgyűjtőknél hasonlóan jónak bizonyultak az eredmények, a Kapos vízgyűjtőjének kivételével mindenhol 3%-os hibahatáron belüli becslést adott a modell (Kovács, 2011).

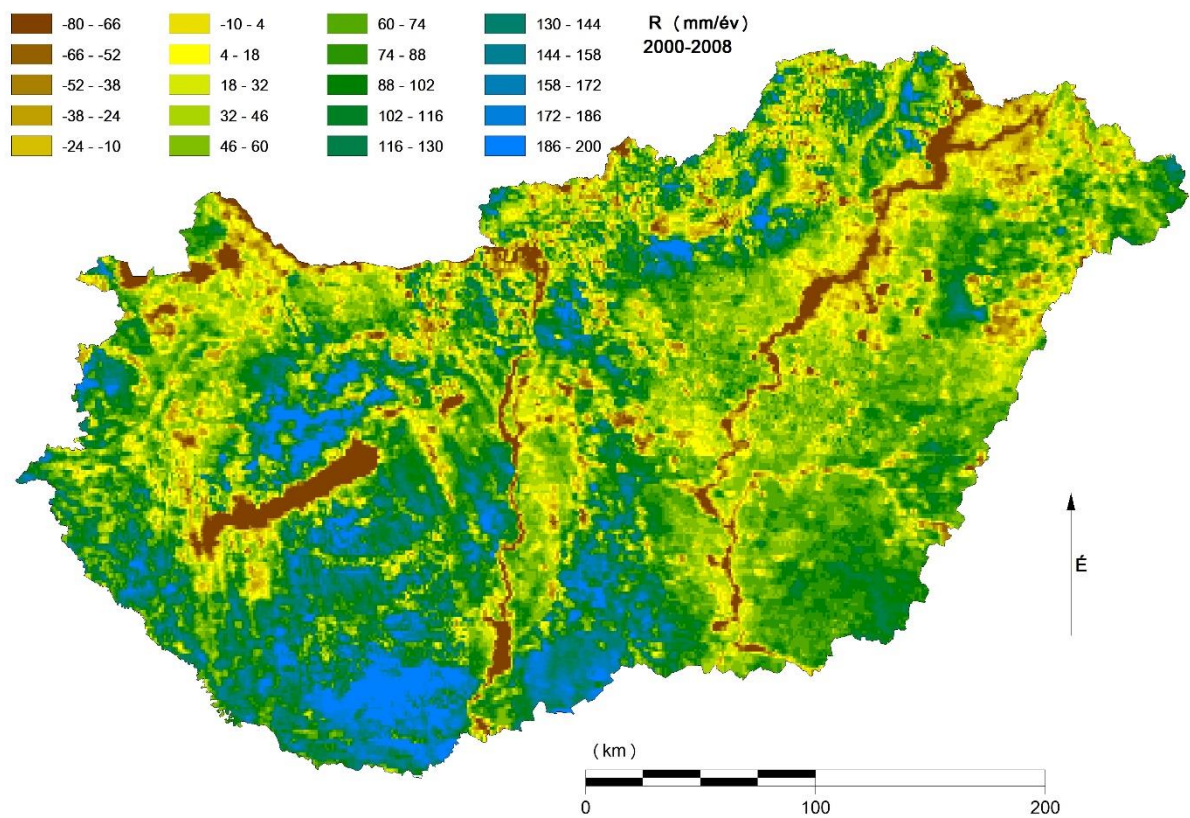
A CREMAP modell párolgásadatait Kisfaludi et al. (2015; 2017) összehasonlította a MODIS MOD16 modell (Mu et al., 2011) párolgásadataival Magyarországra, a 2000-2008-as többéves időszakra. Az értékeket összevetette a Kovács (2011) által a validáláshoz használt örvény-kovariancia állomások és területi vízmérleg által kapott párolgás eredményekkel is. Ezekhez a CREMAP modell közelebbi értékeket adott (átlagos négyzetes hiba gyöke - RMSE=17,2 mm/év), mint a MOD16 (RMSE=34,12 mm/év). Az átlagos párolgáskülönbség a két modell között 19,4 mm/év volt. A MOD16 modell magasabb párolgás értékeket adott a 200 és 500 m-es tengerszint feletti magasságok között, valamint erdők esetében. A többi magasságban (200 m alatt és 500 m felett), valamint a többi felszínborítási kategóriánál a CREMAP adott magasabb értékeket (meg kell jegyezni, hogy a MOD16 a városi területekre és a víztestekre nem ad értéket).

4.1.3. A párolgás adatok további szerkesztése, lefolyás

A havi párolgástérképekből előállítottam az egyes évekre vonatkozó párolgásösszeget térképeket a 2000-2008-as időszakra. Mivel a CREMAP modellel a téli hónapokra nem történt párolgásbecslés, minden évben 20 mm-t hozzáadtam az összegekhez. Hazánkban megközelítőleg ennyi a decembertől februárig tartó időszak párolgása (Kovács, 2011; URL7). A téli hónapok párolgása nem jelentős, de a kiegészítésre azért volt szükség, hogy teljes éves szinten tudjak vízháztartási vizsgálatokat végezni. Az éves párolgásösszeget térképek felhasználásával készítettem el az ország többéves (2000-2008) átlagos párolgásának térképét (10. ábra).



10. ábra: Magyarország többéves (2000-2008) átlagos tényleges párolgása



11. ábra: Magyarország többéves (2000-2008) átlagos lefolyása

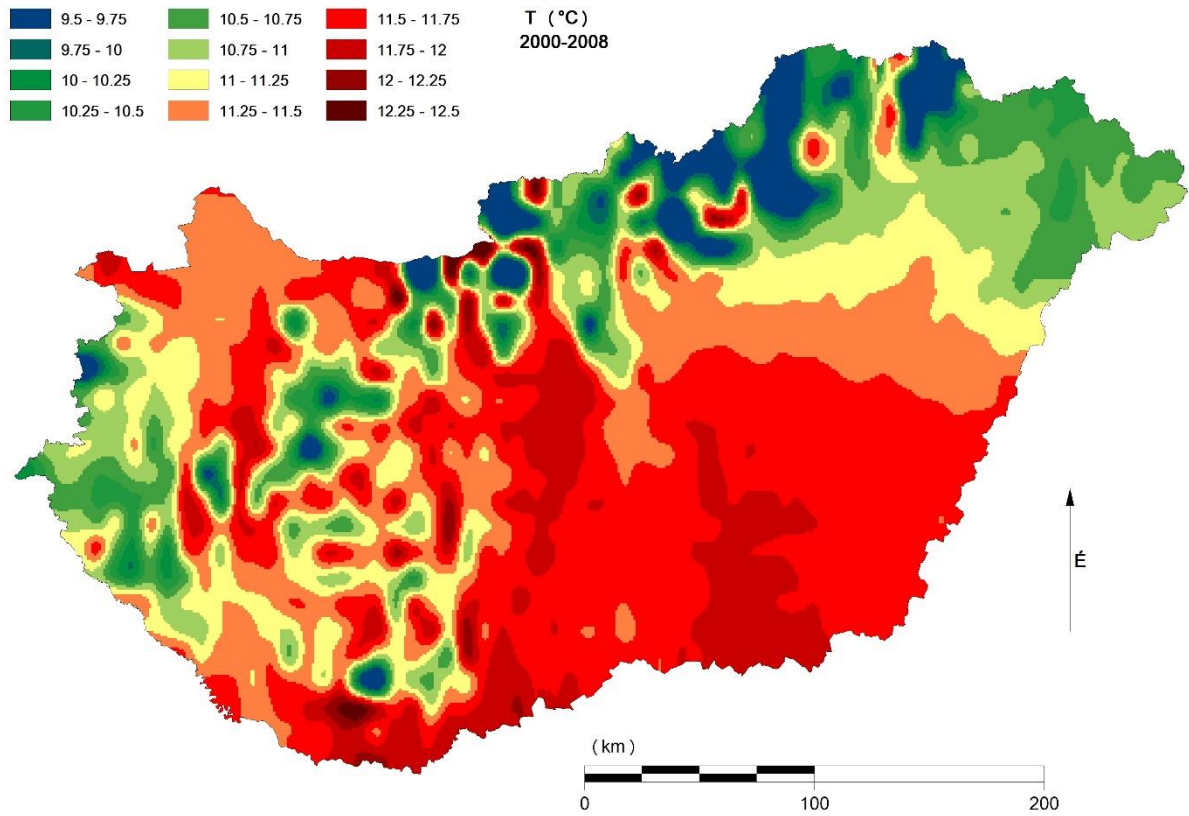
Térben osztott többéves (2000-2008) lefolyás adatok szerkesztésére az egyszerűsített vízháztartási egyenlet segítségével nyílt lehetőség: a csapadéktérképből (lásd: következő alfejezet) kivontam az előállított párolgástérképet. A 11. ábrán látható az ország többéves átlagos lefolyástérképe.

4.2. Meteorológiai adatok

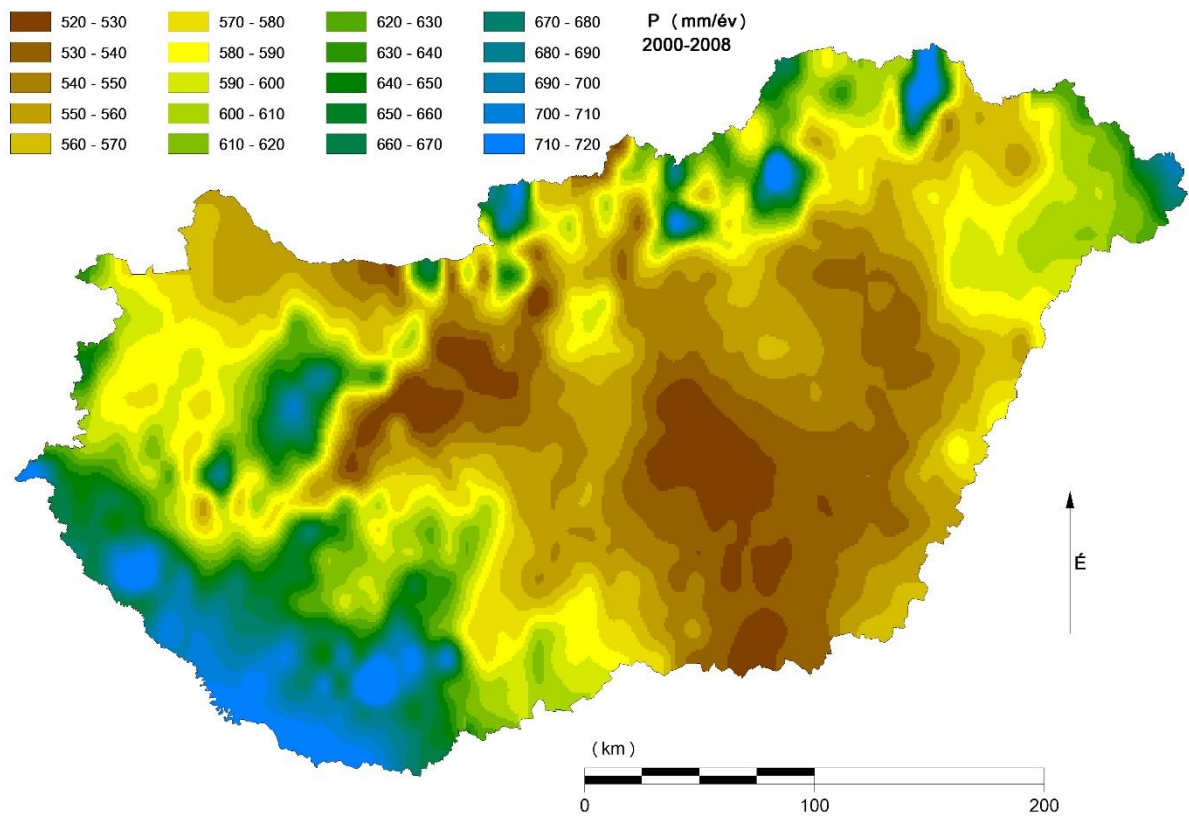
A 2000-2008-as időszakra CarpatClim (Lakatos et al., 2013) átlagos éves középhőmérséklet és átlagos éves csapadékösszeg adatokat használtam fel, kiegészítve az Országos Meteorológiai Szolgálat állomásadataival, 1 km²-es felbontásra interpolálva. Az előállított hőmérséklet- és csapadéktérképek a 12. és 13. ábrán láthatók.

A jövőbeli hidrológiai változások modellezéséhez térben osztott hőmérséklet és csapadék adatokra van szükség, melyek regionális éghajlati modellekből (RCM: Regional Climate Model) nyerhetők ki. A globális éghajlati modelleken (GCM: General Circulation Model) alapuló RCM-ek alkalmasak egy adott kisebb térség éghajlatának jövőbeli elemzésére. Fizikai törvényszerűségekre épülve modellezik a térség éghajlati rendszerét, a légköri folyamatok dinamikai alapú leírására koncentrálnak. Az előrejelzés annál megbízhatóbb, minél több klímamodell felhasználásával készül, így az egyes modellhibák minimalizálhatók, a hibák kiegyenlíthetnek (Bartholy et al., 2011).

Az alkalmazott regionális klímamodelleket a 4. táblázat tartalmazza, ezek mindegyike szabadon hozzáférhető az Európai Unió ENSEMBLES projekt (van der Linden és Mitchell, 2009) által. Mind a 12 regionális klímamodell az A1B kibocsátási forgatókönyv alapján végzi a számításait. Ez a forgatókönyv a világ népességének tetőzését a század közepére számolja, amely aztán csökkenni kezd. A jövőben igen gyors gazdasági fejlődést vesz figyelembe, az új és hatékonyabb technológiák rohamos terjedésével. A fosszilis és nem-fosszilis energiaforrások kiegyenlített használatával kalkulál (IPCC, 2007). Az IPCC 5. Értékelő Jelentéséhez (IPCC, 2014) újabb forgatókönyveket fejlesztettek ki (RCP2.6, RCP4.5, RCP6.0 és RCP8.5). A jelen dolgozatban bemutatott modell futtatáskor még nem álltak rendelkezésre az új forgatókönyvekre futtatott regionális klímamodell eredmények (URL8), ezért csak a fent említett ENSEMBLES projektbe foglalt modelleket használtam.



12. ábra: A többéves (2000-2008) átlagos hőmérséklet országos térképe



13. ábra: A többéves (2000-2008) átlagos csapadékosság országos térképe

4. táblázat: Az alkalmazott regionális klímamodellek (RCM) (ENSEMBLES: van der Linden és Mitchell, 2009)

Ssz.	RCM	Meghajtó GCM
1.	RCA3	HadCM3Q16
2.	REMO	ECHAM5
3.	CLM	HadCM3Q0
4.	RACMO2	ECHAM5-r3
5.	HIRHAM5	ARPEGE
6.	HIRHAM5	ECHAM5
7.	RCA	BCM
8.	RCA	HadCM3Q3
9.	RCA	ECHAM5-r3
10.	HadRM3Q0	HadCM3Q0
11.	HadRM3Q3	HadCM3Q3
12.	HadRM3Q16	HadCM3Q16

A hőmérséklet és csapadék adatok három jövőbeli (2011-2040, 2041-2070, 2071-2100), valamint egy múltbeli (referencia) időszakra (1981-2010) lettek előállítva. A regionális klímamodellek eredetileg 25*25 km-es felbontásúak, ezért a kutatáshoz szükséges 1*1 km-es felbontás eléréséhez a pixelértékek interpolálva lettek az Agrárklíma (TÁMOP-4.2.2.A-11/1/KONV) projektben (Gálos et al., 2015).

4.3. Alkalmazott szoftverek

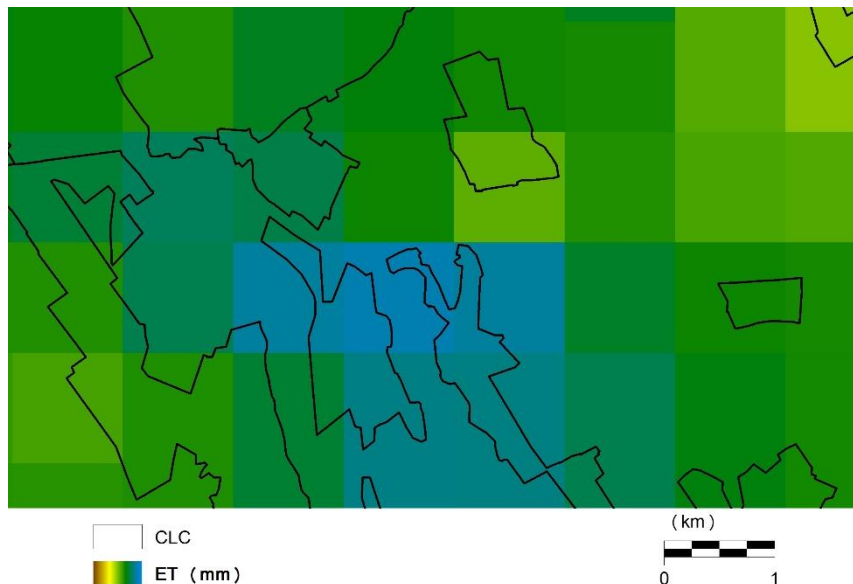
A munkám során a térinformatikai adatok szerkesztéséhez, térképek készítéséhez a DigiTerra MAP (URL9) és a QGIS (QGIS Development Team, 2019) szoftvereket, valamint a Google Earth Engine (Gorelick et al., 2017) platformot használtam. Az ábrák készítése és a statisztikai kiértékelések az R (R Core Team, 2018) és a Microsoft Excel programokkal történtek. Néhány ábra szerkesztéséhez az Inkscape (Inkscape Team, 2019) szoftvert hívtam segítségül.

4.4. Különböző felszínborítások vízháztartásának összehasonlítása - „Homogén pixelek” módszere

A felszínborítások kategorizálásához a szintén műholdas adatokra épülő CORINE Land Cover (CLC) 2006 vektoros adatbázist (URL10) használtam. A következő felszínborítás típusokat különítettem el a nómenklatúra (URL11) alapján (1. melléklet): CLC 1. „Mesterséges felszínnek”

(az ország területének 6%-a), CLC 2. „Mezőgazdasági területek” (67%), CLC 3. „Erdők és természetközeli területek” (24%), CLC 4. „Vizenyős területek” (1%) és CLC 5. „Vizek” (2%).

Az egyes felszínborítás típusok vízháztartásának összehasonlításához a raszteres párolgás- és lefolyástérképeket metszettem a vektoros CLC adatbázissal. Egy 1 km²-es párolgás vagy lefolyás pixelhez több felszínborítási kategória is tartozhat (14. ábra).



14. ábra: A CORINE Land Cover 2006 vektoros adatbázis (CLC) és az 1 km² felbontású raszteres párolgástérkép (ET) metszete

A statisztika során az ilyen „kevert pixelek” értéke beszámításra kerülne több kategóriába is, tompítva ezzel a felszínborítás típusok között jelentkező különbségeket. E probléma kiküszöbölésére a vizsgálat során csak a legalább 90%-ban (0,9 km²) homogén felszínborítással rendelkező párolgás/lefolyás pixeleket vettem figyelembe (Csáki et al., 2017a,b).

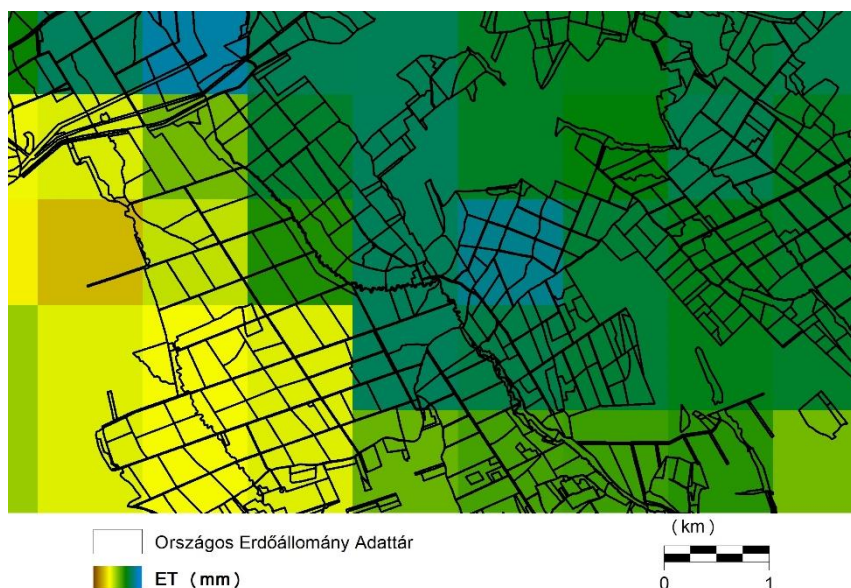
A leszűrt „homogén pixelek” segítségével vizsgáltam a felszínborítás típusok vízháztartását (párolgás, lefolyás) országos szinten. A CLC 3. „Erdők és természetközeli területek” kategóriához tartozó leszűrt pixeleket elemeztem nagytájak szerint, valamint a levélfelületi index (LAI) és az Alföld nagytáj esetében a talajvízmélység függvényében is. Az előbbihez MODIS LAI adatokat (URL12), az utóbbihoz pedig a Magyar Bányászati és Földtani Szolgálat vektoros talajvíztérképét (URL13) használtam, mely a kutatáshoz rendelkezésre állt. Az összehasonlíthatóság kedvéért a LAI szintén a 2000-2008-as időszakra lett előállítva, tehát többéves átlagos értéket jelent.

4.5. Párolgástérképek leskálázása

4.5.1. A leskálázás szükségessége

Ahogy arról már korábban volt szó (4.1.1. fejezet), a CREMAP modellel párolgástérképek előállítására 1 km²-nél nagyobb térbeli felbontásra nem lehetséges. Az 1 km²-es felbontású párolgástérképek használatával csak korlátozott léptékű elemzések folytathatók, például az erdőt, mint egy felszínborítási kategória lehet összehasonlítani a többi kategóriával (mezőgazdasági területek, mesterséges felszínek, stb.). Az Országos Erdőállomány Adattár vektoros adatbázisnak a CREMAP párolgástérképre fektetésével látható, hogy ez utóbbinál jóval kisebbek (átlagosan 5-6 ha) a hazai erdőgazdálkodásban használt erdő-részletek (15. ábra).

Nagyobb térbeli (azaz finomabb) felbontás leskálázási vagy fúziós (több adat/kép kombinálása ugyanarra az időpontra vonatkozóan) eljárásokkal kapható (Ha et al., 2013). Jelen kutatásban a párolgástérképek finomítására egy vegetációs index alapú statisztikai leskálázási módszert dolgoztam ki.



15. ábra: Az Országos Erdőállomány Adattár vektoros adatbázis és az 1 km² felbontású raszteres párolgástérkép (ET) metszete

4.5.2. A leskálázás módszere

Arról, hogy egy vizsgált időszakban egy 1 km²-es pixelen (raszter cellán) belül mely területeknek lehetett nagyobb a párolgása, és melyeknek alacsonyabb, információt nyújthat valamilyen nagyobb felbontásban rendelkezésre álló vegetációs index (főként erdők és

mezőgazdasági területek esetén). A CREMAP párolgástérképek mellé, a szakirodalmak alapján (Allen et al., 2011; Hong et al., 2011; Mahour et al., 2017; Szilágyi és Parlange, 1999), a MODIS NDVI-t (Normalizált Vegetációs Index) választottam ki, mint változót, a statisztikai leskálázáshoz (regresszió). Az NDVI érték egy adott helyen a biomassza mennyiségét tükrözi, nevezetesen a levelek klorofill- és víztartalmát. Minél magasabb az NDVI, annál nagyobb a zöld tömeg, ami egészséges, vízzel és tápanyaggal jól ellátott növényállományt jelez (URL14).

A leskálázás próbaidőszakának a 2003-as és a 2005-ös évek vegetációs periódusát jelöltem ki (május-október). Előbbi egy szárazabb (magasabb átlaghőmérséklet, kevesebb csapadék), míg utóbbi egy nedvesebb (alacsonyabb átlaghőmérséklet, több csapadék) időszak volt (5. táblázat). Hosszú távra értelemszerűen nem lehet vegetációs index alapján leskálázni, ugyanis az indexek évről-évre változnak (erdőállományoknál lehetnek kivágások vagy letermelés, mezőgazdaságban váltogatják a vetett növényt az adott parcellán, stb.).

5. táblázat: A 2003-as és 2005-ös teljes évre, valamint a május-október időszakra vonatkozó átlagos középhőmérséklet (T) és csapadékösszeg (P) értékek

Év	Időszak	T (°C)	P (mm)
2003	teljes év	10,8	467
	máj.-okt.	18,7	300
2005	teljes év	10,2	734
	máj.-okt.	17,4	445

A MODIS NDVI adatok (URL15) előállítását a Google Earth Engine (Gorelick et al., 2017) platformjával készült 1 km²-es, valamint 250*250 m-es felbontásban (6,25 ha) a vizsgált időszakokra. Ezután a CREMAP párolgásértékek és az 1 km²-es NDVI értékek közötti összefüggés (regresszió) meghatározása következett cellánként. Az ország területén összesen 86892 db 1 km²-es pixel állt rendelkezésre, mivel a vizsgálatból kihagytam a vizes és vizenyős területeket (szűrés). Erre azért volt szükség, mert e területek a magas párolgásuk mellett alacsony NDVI értékekkel rendelkeznek (nagyobb vízfelület, kevés növényzet), így torzítanák a kapcsolatot. A párolgás számítását a meghatározott regressziós összefüggések alapján végeztem el a 250*250 m-es felbontású NDVI adatok segítségével, mindkét időszakra. Annak érdekében, hogy a leskálázással létrejött 16 db kisebb pixel párolgásának átlaga ne változzon az eredeti 1 km²-es pixelen belül (CREMAP), egy kvantálási folyamat (normalizálás, 2. melléklet) alkalmazása volt szükséges. A kvantálás után a térkép vizes és vizenyős

területekkel való kiegészítése következett. Ezek esetében az eredeti pixelekből interpolációval (kubikus konvolúció) állítottam elő a 16 db 250*250 m-es pixelt.

A leskálázott párolgástérképek értékeit szerettem volna összehasonlítani valamilyen más módszerrel – méréssel vagy számítással – kapott, szintén kisebb területre vonatkozó párolgás eredményekkel. A Soproni-hegységben található Hidegvíz-völgyi Erdészeti Hidrológiai Kutatóhely bükkös kertjére (EOV: X=260121,95, Y=455273,67) rendelkezésre álltak napi párolgásértékek a 2005-ös év vegetációs időszakára (május-október). Ezek a Penman-Monteith egyenlettel lettek számítva, amely potenciális párolgás meghatározására alkalmas. Ám mivel a 2005-ös év csapadékosabb volt, és a bükkös kert viszonylag magasabb tengerszint feletti magasságban található (tehát hűvösebb), a Penman-Monteith egyenlettel kapott párolgás a tényleges párolgáshoz közeli értéknek tekinthető.

4.5.3. A leskálázott párolgástérképek alkalmazása

Az erdőállomány típusok vízháztartásának számszerűsítéséhez az előállított raszteres párolgástérképeket az Országos Erdőállomány Adattár (2012-es) vektoros állományával kellett metszeni. A különböző erdőállományok hidrológiai összehasonlítása érdekében az adatbázisban található 101 db faállomány típust 15 db típusba (célállomány) vontam össze a 61/2017. XII. 21. FM rendelet („az erdőről, az erdő védelméről és az erdőgazdálkodásról szóló 2009. évi XXXVII. törvény végrehajtásáról”) alapján (3. melléklet). Ezek a következők: bükkös, gyertyános-tölgyes, tölgyes, cseres, molyhos tölgyes, akácos, hazai egyéb kemény lombos, idegenhonos kemény lombos, nemes nyáras vagy nemes fűzes, hazai nyáras, víztűrő egyéb lágylomb, hazai egyéb lágylomb, erdeifenyves, feketefenyves, egyéb fenyves. Az egy típusba tartozó, egymás mellett elhelyezkedő területeket összevontam, majd egy, a párolgástérképre illeszkedő 250*250 m-es rácshálós metszettem. Az így létrejött vektoros állományt, ami alkalmas a területi szűrésre, feltöltöttem a hozzá tartozó párolgásértékekkel.

Egy 250*250 m-es párolgás pixelhez több faállomány típus is tartozhat. A statisztika során – a különböző felszínborítások vízháztartásának vizsgálatánál bemutatott problémához hasonlóan – az ilyen „kevert pixelek” értéke beszámításra kerülne több kategóriába is, tompítva ezzel a faállomány típusok között jelentkező különbségeket. E probléma kiküszöbölésére a vizsgálat során újból területi szűréseket alkalmaztam. Az elemzéseknél csak a „homogén pixeleket” vettem figyelembe, tehát csak azokat a cellákat, amelyek teljes

területe (6,25 ha) egy faállomány típusba tartozott. A különböző faállomány típusok párolgását összehasonlítottam mindkét időszakra (2003. május-október és 2005. május-október). A hegy- és dombvidékeknél a kitettségből eredő hőmérséklet-különbség (és így a párolgáskülönbség) a CREMAP modellben nem lett figyelembe véve, és ez torzíthatja a faállomány típusok egymáshoz viszonyított párolgását. Az ilyen területek kizárására a vizsgálatot elvégeztem csak külön az Alföld nagytájra is.

4.6. Előrejelző modell

4.6.1. A modell bemutatása

A korábban ismertetett Budyko-modellt (Budyko, 1974) gyakran használják a tényleges párolgás becslésére. A megközelítés abból indul ki, hogy egy területen az éghajlattól függően vagy a rendelkezésre álló víz, vagy a rendelkezésre álló energia a párolgást limitáló tényező, ezért a két egyensúlyi egyenletre épül: a víz- és az energiamérlegre. A 2.6.1. fejezetben levezetésre került, hogy az evapotranszpirációs hányados $\left(\frac{ET_A}{P}\right)$ az ariditási index (ϕ) függvénye. A függvénykapcsolat leírására kidolgozott egyenletek (2. táblázat) közül az egyik legkorábbit, a Schreiber-félét (1904, in: Gerrits et al., 2009) használom, annak egyszerűsége miatt. Ez alapján a területi párolgás becslése:

$$ET_A = P(1 - \exp(-\phi)) = P\left(1 - \exp\left(-\frac{ET_0}{P}\right)\right) \quad (26)$$

ahol ET_A a tényleges párolgás (mm/év), P a csapadék (mm/év), ϕ az ariditási index $\left(\phi = \frac{ET_0}{P}\right)$ és ET_0 a potenciális párolgás (a 16. egyenlet szerint, mm/év).

A lefolyás (R , mm/év) meghatározása Schreiber alapján a következő (Fraedrich, 2010):

$$R = P \exp\left(-\frac{ET_0}{P}\right) \quad (27)$$

Ebből a potenciális párolgás:

$$ET_0 = -P \left(\ln\left(\frac{R}{P}\right)\right) = -P \left(\ln\left(\frac{P-ET_A}{P}\right)\right) \quad (28)$$

ET_0 kifejezhető egy Magyarország területére érvényesnek tekintett („U”-típusú kádak adatai alapján kidolgozott) kádpárolgási egyenlet függvényeként is a következőképpen (Nováky, 1985):

$$ET_0 = f(E_{pan}) = \alpha E_{pan} = \alpha \left(36400 \frac{T}{P} + 104 \right) \quad (29)$$

ahol E_{pan} a kádpárolgás (mm/év) „U”-típusú süllyesztett kád esetén (3 m² vízfelület, 0,5 m mélység), α kalibrációs paraméter, mely a felszínborítás változékonyságát adja meg (Keve és Nováky, 2010), és T az éves középhőmérséklet (°C). Esetünkben ez a kádpárolgási összefüggéssel kapott érték – mivel „U”-típusú kádra vonatkozik – elméletileg kisebb, és kevésbé érzékeny a klímára, mint a Penman (1948) által meghatározott potenciális párolgás, inkább a nedves környezeti párolgást jelenti.

A fentiek ismeretében az α paraméter a következőképp számítható:

$$\alpha = \frac{ET_0}{E_{pan}} = - \frac{P \left(\ln \left(\frac{P - ET_A}{P} \right) \right)}{36400 \frac{T}{P} + 104} \quad (30)$$

Nováky (1985, 1988, 2002) alapján az éghajlati hatásvizsgálatokra a Budyko-modell osztott paraméterű változata alkalmazható. Az előző képlet alapján pixelenként számíthatjuk α -t, amennyiben rendelkezésre állnak térben osztott ET_A , T és P adatok.

A Budyko-féle α paraméter viszont nem használható azokra a helyekre (pixelekre), ahol az ET_A értéke nagyobb, mint a P , ugyanis a 30. egyenlet nem értelmezhető, ha az \ln után $(P - ET_A)$ negatív előjelű tag van. Ezért másfajta összefüggés figyelembe vétele szükséges. Az ilyen többletvízhatású területeken (ezek főként a talajvíz-feláramlási területek és a nagyobb víztestek) az ET_A értéke általában jó összefüggésbe hozható az adott területre jellemző E_{pan} értékekkel. Így az ET_A és a E_{pan} hányadosaként egy másik kalibrációs paraméter, β számítható a következő képlet szerint (McMahon et al., 2012):

$$\beta = \frac{ET_A}{E_{pan}} = \frac{ET_A}{36400 \frac{T}{P} + 104}. \quad (31)$$

A β az α paraméterhez hasonlóan pixelenként számítható térben osztott ET_A , T és P adatok segítségével.

A fenti két paraméter használható a párolgás és a lefolyás ($R = P - ET_A$) becslésére bármely hosszú távú (akár jövőbeli) időszakra. Ehhez a paraméterterképek mellett térben osztott hőmérséklet és csapadék adatokra van szükség az adott időszakra.

A tényleges párolgás számítása α -val:

$$ET_A = P \left(1 - \exp \left(- \frac{\alpha (36400 \frac{T}{P} + 104)}{P} \right) \right). \quad (32)$$

A tényleges párolgás számítása β -val:

$$ET_A = \beta E_{pan} = \beta \left(36400 \frac{T}{P} + 104 \right). \quad (33)$$

4.6.2. A modell kalibrációja, érzékenységvizsgálata és validációja

A modell kalibrációját a 2000-2008-as időszakra végeztem (Csáki et al., 2014a,b). Az α és β paraméterterképek előállításához (30. és 31. egyenlet) a többéves CREMAP tényleges párolgás adatokat, valamint az ugyanerre az időszakra előállított CarpatClim hőmérséklet és csapadék adatokat használtam fel, 1 km²-es felbontásban.

Az α paraméter klíma érzékenységét a Zala folyó négy részvízgyűjtőjére, négy múltbeli időszakra (1980-1989, 1985-1994, 1990-1999, 1995-2004) vizsgáltam, a Nováky-féle klímaindex (Nováky, 1985) segítségével. Ehhez csapadék, hőmérséklet és vízhozam adatokat használtam fel. A meteorológiai adatokat a CarpatClim projekt, a mért vízhozam adatsort pedig a Nyugat-dunántúli Vízügyi Igazgatóság (NYUDUVIZIG) biztosította, melyből számítottam a lefolyást. Az α paraméter előállításához szükséges tényleges párolgás értékeket az egyszerűsített vízmérleg (24. egyenlet) alapján kaptam meg a többéves időszakokra. Majd a csapadék, hőmérséklet és tényleges párolgás adatokkal számítottam az α paramétert (30. egyenlet) az egyes részvízgyűjtőkre és időszakokra. (Tehát részvízgyűjtőnként négy értéket kaptam.) A Nováky-féle klímaindex (CI , dimenzió nélkül; Nováky, 1985) értékeket szintén előállítottam részvízgyűjtőnként és időszakonként:

$$CI = \frac{100T}{P} \quad (34)$$

Végül, a számított α paraméter értékeket megvizsgáltam a klímaindex adatok függvényében. Csak néhány (többletvízhatású) pixel tartozott a β paraméterhez az érintett területen, így ennek érzékenységvizsgálatát nem tudtam elvégezni területi (részvízgyűjtő) szinten.

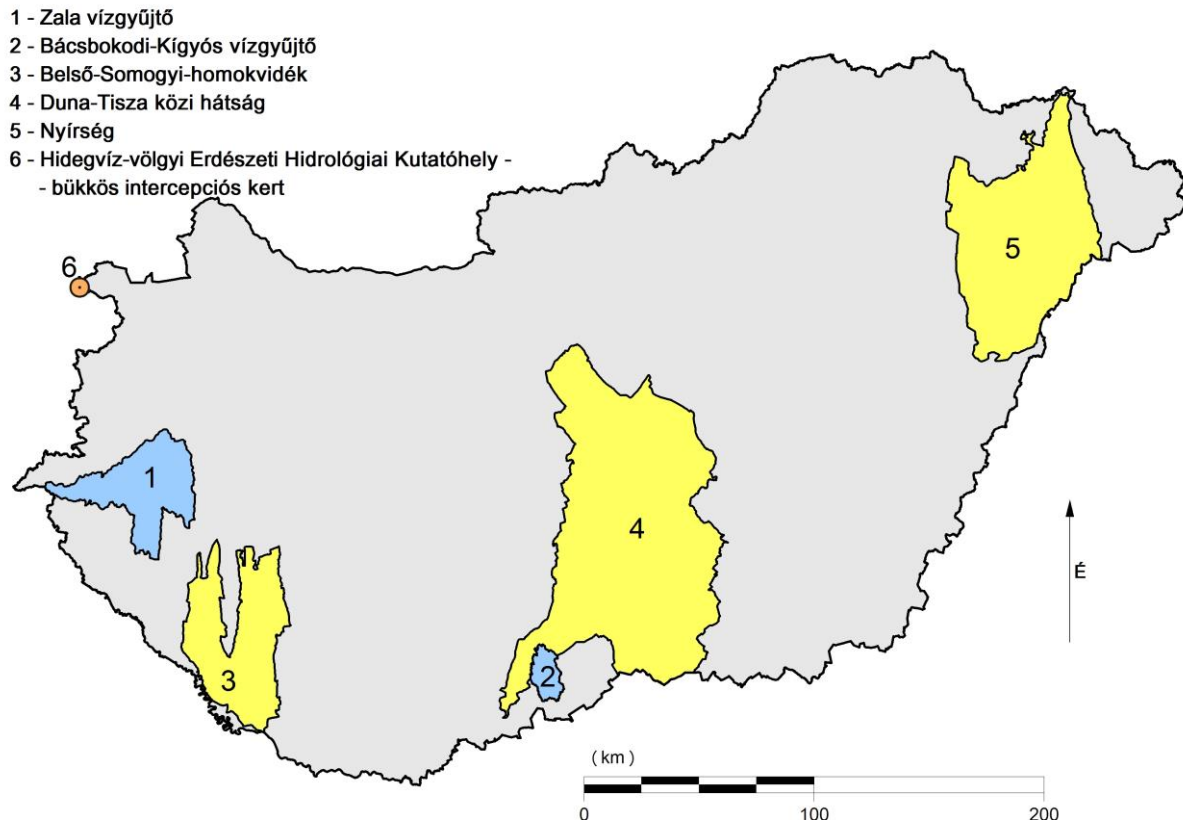
Az előrejelző modell validálását szintén a Zala folyó részvízgyűjtőire végeztem (Csáki et al., 2015a,b), a csapadék, hőmérséklet és vízhozam adatok felhasználásával. Validálási időszaknak a következő tízéves periódusok kerültek kiválasztásra: 1980-1989, 1985-1994, 1990-1999. Ezekre az időszakokra a tényleges párolgást számítottam az egyszerűsített vízmérleg alapján (24. egyenlet), valamint előállítottam a modellel is. Majd a számított és a modellel becsült párolgásértékek összehasonlításával vizsgáltam az eltérést.

4.6.3. A modell alkalmazása - előrevetítés

A tényleges párolgás jövőbeli változásának becsléséhez az α és β paramétertérképek mellett a korábban bemutatott, az ENSEMBLES projekt keretében előállított regionális klímamodellek hőmérséklet és csapadék adatait használtam fel. A lefolyás előrevetítése pedig a csapadék és a párolgás adatok különbségeként lett előállítva. Az előrejelzések jövőre becsült értékei helyett egy referencia-időszakhoz képesti változás értékeinek használata indokolt, így finomítható a modellezés bizonytalansága. Ezért az országos szintű előrejelzés-térképek három jövőbeli (2011-2040, 2041-2070, 2071-2100), valamint egy múltbeli (referencia) időszakra (1981-2010) készültek. A jövőbeli időszakokra készült párolgás- és lefolyástérképekből kivontam a referencia időszak térképét, megkapva regionális klímamodelleként a változást 1 km²-es pixelenként.

4.7. A vizsgált területek bemutatása

Az országos szintű vizsgálatokon felül több kiválasztott terület vízháztartását is elemeztem a 2000-2008-as időszakra. Továbbá, ezekre a területekre előrejelzéseket is készítettem – illetve készítettünk – a 21. századra, a korábban bemutatott modell segítségével (Csáki et al., 2016, 2018b; Szinetár et al., 2018). A kiválasztott területek elhelyezkedését a 16. ábra mutatja.



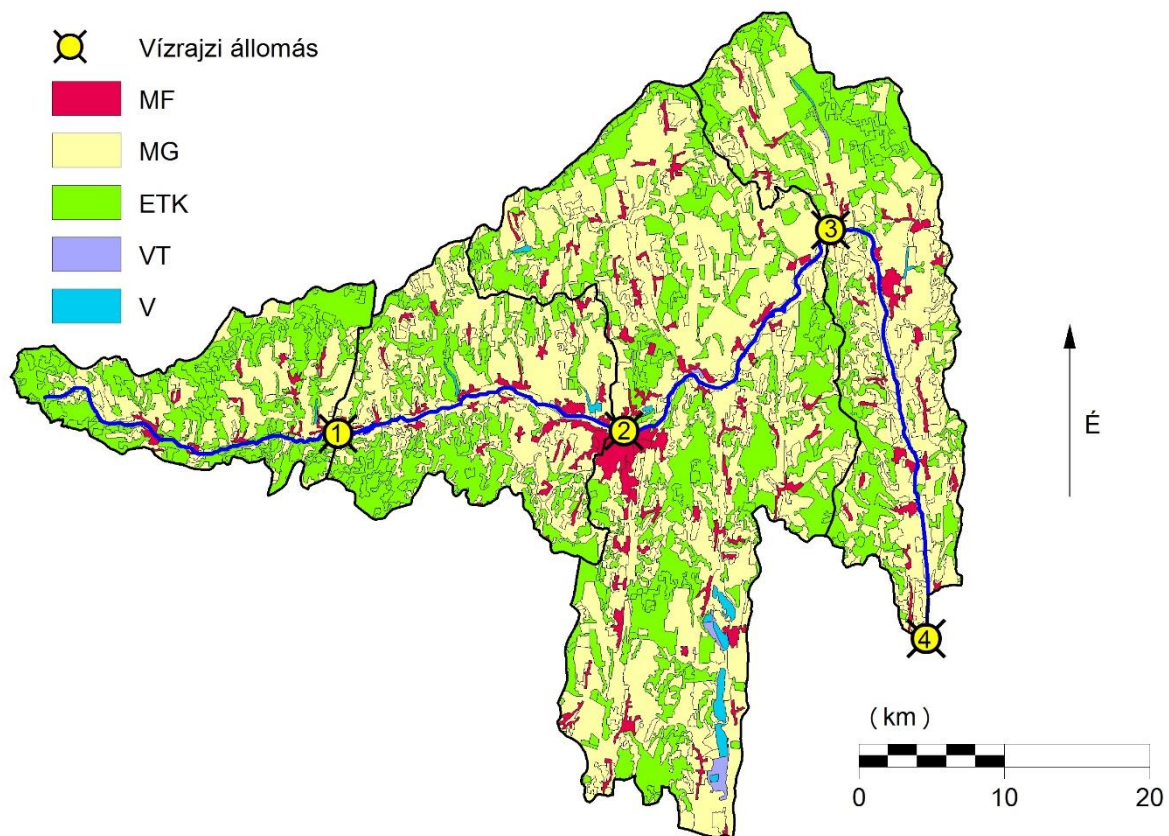
16. ábra: A vizsgált területek (vízgyűjtők [kék]: 1-2, homoktájak [sárga]: 3-5, bükkös intercepciós kert [narancssárga]:6) Magyarországon belüli elhelyezkedése

4.7.1. Zala vízgyűjtő

A Zala vízgyűjtője az ország nyugati részén helyezkedik el. A vízfolyás teljes hossza 125,9 km, a vízgyűjtő teljes területe pedig 2622 km² (NYUDUVIZIG). A vízgyűjtő általam vizsgált része a Zalaapáti vízmérce szelvényig tart, területe 1520,7 km². Tengerszint feletti magassága 100 és 334 m között változik. Éghajlata mérsékelten hűvös, mérsékelten nedves (Dövényi, 2010).

A Zala vízgyűjtője négy, egymásba ágyazott, fentről lefelé növekvő területű vízgyűjtőre lett osztva, melyek a kifolyási szelvények (vízrajzi állomások) után a Zalalövő, Zalaegerszeg, Zalabér és Zalaapáti neveket kapták (17. ábra). A felső részvízgyűjtőn (Zalalövő) az „Erdők és

természetközeli területek” felszínborítás dominál, majd a vízgyűjtőn lefelé haladva egyre nő a „Mezőgazdasági területek” aránya (6. táblázat). A „Vizenyős területek” és a „Vizek” aránya elenyésző a vízgyűjtőn. A Balatonba befolyó összes vízmennyiségnek több mint a fele a Zala folyó vízgyűjtő területéről származik (Virág, 1998), így stratégiai fontosságú ezen utánpótlódás jövőbeli becslése.



17. ábra: A Zala vízgyűjtője a CORINE felszínborítási kategóriák szerint.

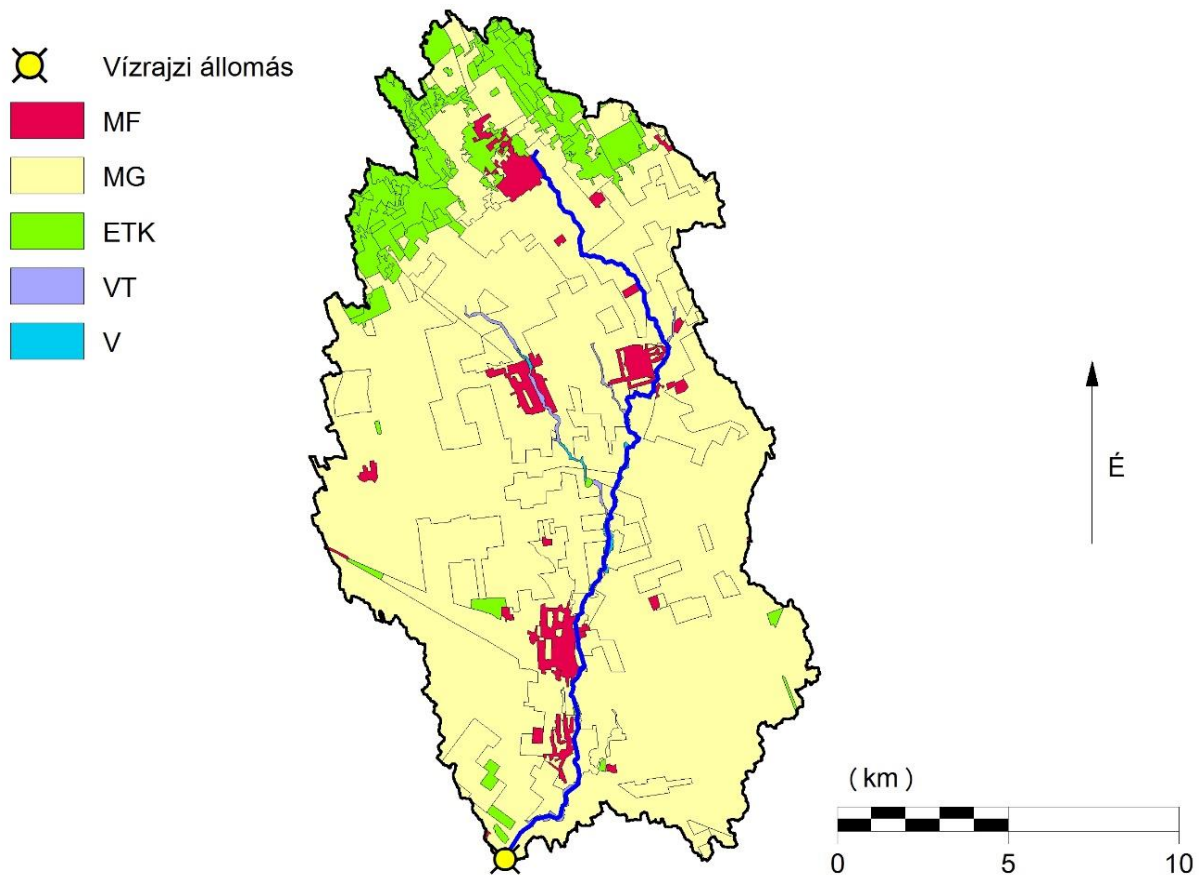
MF: CLC 1. „Mesterséges felszínek”, MG: CLC 2. „Mezőgazdasági területek”, ETK: CLC 3. „Erdők és természetközeli területek”, VT: CLC 4. „Vizenyős területek”, V: CLC 5. „Vizek”. Vízrajzi állomások: 1-Zalaalövő, 2-Zalaegerszeg, 3-Zalabér, 4-Zalaapáti.

6. táblázat: A Zala vízgyűjtőjének az egyes vízrajzi állomásokig tartó területe, valamint a CORINE felszínborítási kategóriák szerinti megoszlása. MF: CLC 1. „Mesterséges felszínek”, MG: CLC 2. „Mezőgazdasági területek”, ETK: CLC 3. „Erdők és természetközeli területek”, VT: CLC 4. „Vizenyős területek”, V: CLC 5. „Vizek”.

Felszínborítási kategória	Részvízgyűjtő (vízrajzi állomás)							
	Zalaalövő		Zalaegerszeg		Zalabér		Zalaapáti	
MF (km ² ; %)	6,2	3,4	21,3	4,7	61,9	5,3	78,0	5,1
MG (km ² ; %)	67,6	36,6	228,3	49,7	654,7	56,1	874,2	57,5
ETK (km ² ; %)	110,5	59,9	207,9	45,3	439,1	37,6	554,9	36,5
VT (km ² ; %)	-	-	-	-	3,8	0,3	4,3	0,3
V (km ² ; %)	0,3	0,1	1,4	0,3	8,6	0,7	9,3	0,6
Terület (km ²)	184,6		458,9		1168,1		1520,7	

4.7.2. Bácsbokodi-Kígyós vízgyűjtő

A Bácsbokodi-Kígyós csatorna vízgyűjtője az Alföld déli részén, a szerb-magyar határ és a Kiskunság között helyezkedik el. A vízfolyás a Tiszába vezeti a vizet a Ferenc-csatornán keresztül. A vízgyűjtő vizsgált része a Bácsborsódi mérőműtárgy szelvényéig tart (18. ábra), területe 235,8 km², a csatorna idáig tartó hossza pedig 30,65 km. A legalacsonyabb pontja 104 méter, a legmagasabb pedig 170 méter tengerszint feletti magasságban fekszik. A terület klimatikus (a meleg, száraz és a mérsékleten száraz éghajlati öv határán fekszik) és talajtani adottságaiból fakadóan (Dövényi, 2010) a domináns területhasználat a mezőgazdaság, mely a terület 85,8%-án található meg (7. táblázat). Ezt követik az „Erdők és természetközeli területek” (9,7%), a „Mesterséges felszínek” (3,6%). „Vizenyős területek” és „Vizek” itt is elenyésző mértékben találhatók.



18. ábra: A Bácsbokodi-Kígyós vízgyűjtője a CORINE felszínborítási kategóriák szerint.
 MF: CLC 1. „Mesterséges felszínek”, MG: CLC 2. „Mezőgazdasági területek”,
 ETK: CLC 3. „Erdők és természetközeli területek”, VT: CLC 4. „Vizenyős területek”, V: CLC 5. „Vizek”.

7. táblázat: A Bácsbokodi-Kígyós csatorna vízgyűjtőjének CORINE felszínborítási kategóriák szerinti megoszlása. MF: CLC 1. „Mesterséges felszínek”, MG: CLC 2. „Mezőgazdasági területek”, ETK: CLC 3. „Erdők és természetközeli területek”, VT: CLC 4. „Vizenyős területek”, V: CLC 5. „Vizek”.

Felszínborítási kategória	Bácsbokodi-Kígyós vgy.	
MF (km ² ; %)	8,4	3,6
MG (km ² ; %)	202,4	85,8
ETK (km ² ; %)	22,9	9,7
VT (km ² ; %)	1,3	0,6
V (km ² ; %)	0,8	0,3
Terület (km ²)	235,8	

4.7.3. Homoktájak

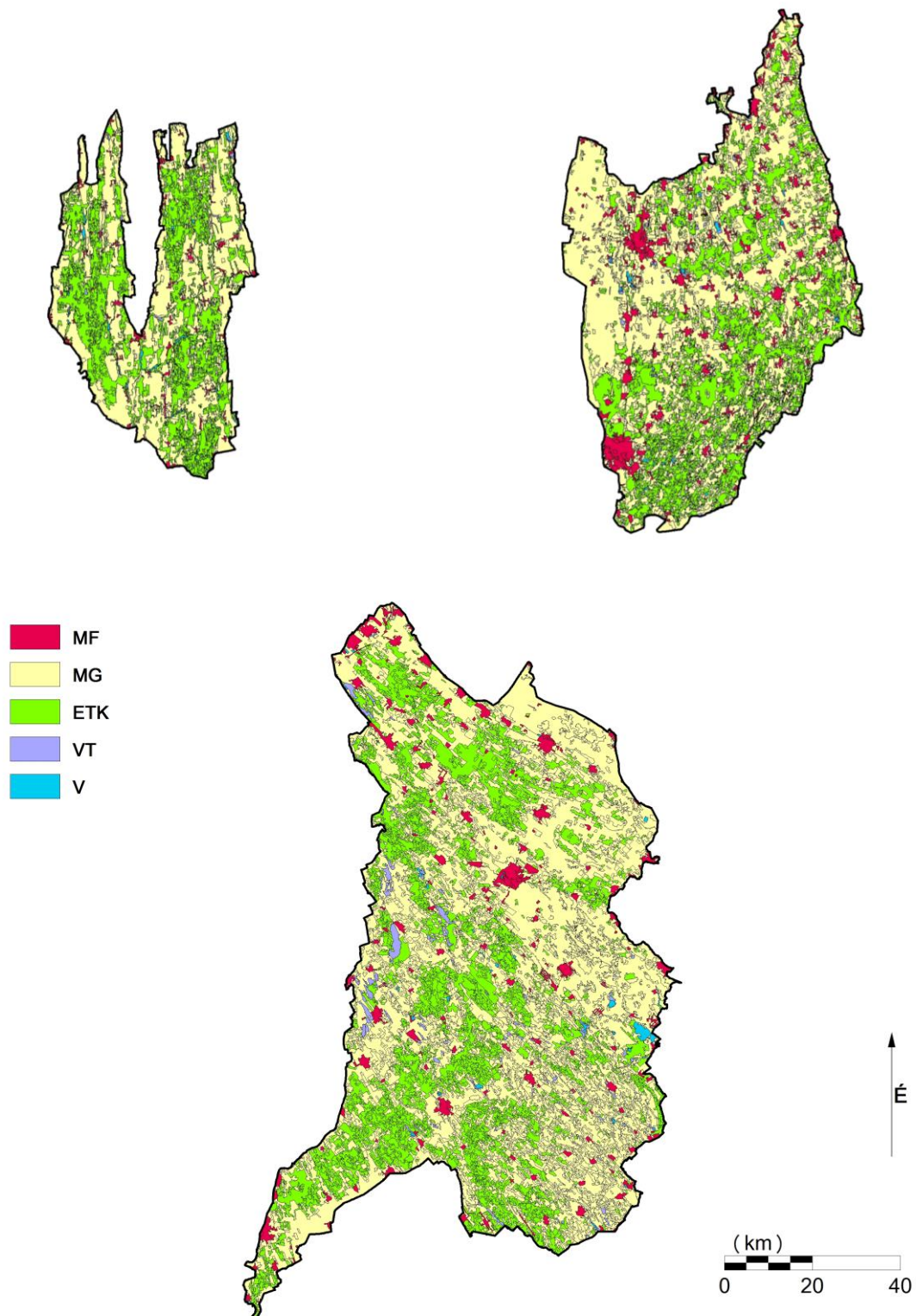
Azokon a területeken, ahol a fizikai talajféleség homok, hosszabb időtávot vizsgálva a felszíni lefolyás mértéke elhanyagolható, helyette nettó utánpótlódásról beszélhetünk. Ennek vizsgálata érdekében az ország erdőtájai közül kiválasztottam azokat, amelyek fizikai talajfélesége nagyrészt homok (4. melléklet): Belső-Somogyi-homokvidék, Duna-Tisza közti hátság, Nyírség.

A Belső-Somogyi-homokvidék az ország délnyugati részén található, területe 2332 km². Tengerszint feletti magassága 102 és 208 m között változik. Éghajlata mérsékelt meleg, mérsékelt nedves.

A Duna-Tisza közti hátság az ország középső-déli részén fekszik. Ez hazánk legnagyobb területi kiterjedéssel rendelkező erdészeti tája (kb. 8283 km²). Átlagos tengerszint feletti magassága 111 méter, legalacsonyabb pontja 78 méter, legmagasabb pedig 228 méter tengerszint feletti magasságban fekszik. Éghajlata meleg/mérsékelt meleg, száraz.

A 4468 km² kiterjedésű Nyírség erdőtáj Magyarország északkeleti részén található. Tengerszint feletti magassága 94 és 180 m közötti. Mérsékelt meleg, mérsékelt száraz/száraz éghajlat jellemzi (Dövényi, 2010).

A vizsgált „homoktájak” CORINE felszínborítási kategóriák szerinti megoszlását mutatja a 19. ábra, az adatokat pedig a 8. táblázat tartalmazza. Mindhárom területen a „Mezőgazdasági területek” aránya dominál, melyet az „Erdők és természetközeli területek” felszínborítás követ. A „Mesterséges felszínek” aránya a Nyírség esetében a legnagyobb (7,3%). A „Vizenyős területek” és a „Vizek” aránya mindegyik területen elenyésző.



19. ábra: A vizsgált erdőtájak (homoktájak) a CORINE felszínborítási kategóriák szerint.
 MF: CLC 1. „Mesterséges felszínek”, MG: CLC 2. „Mezőgazdasági területek”,
 ETK: CLC 3. „Erdők és természetközeli területek”, VT: CLC 4. „Vizenyős területek”, V: CLC 5. „Vizek”.
 Bal felső: Belső-Somogyi-homokvidék, jobb felső: Nyírség, alsó: Duna-Tisza közeli hátság.

8. táblázat: A vizsgált erdőtájak (homoktájak) területének CORINE felszínborítási kategóriák szerinti megoszlása. MF: CLC 1. „Mesterséges felszínek”, MG: CLC 2. „Mezőgazdasági területek”, ETK: CLC 3. „Erdők és természetközeli területek”, VT: CLC 4. „Vizenyős területek”, V: CLC 5. „Vizek”.

Felszínborítási kategória	Erdőtáj					
	Belső-Somogyi-homokvidék		Duna-Tisza közeli hátság		Nyírség	
MF (km ² ; %)	61,5	2,6	374,6	4,5	326,4	7,3
MG (km ² ; %)	1210,6	51,9	5394,0	65,1	2723,7	61,0
ETK (km ² ; %)	1035,3	44,4	2383,0	28,8	1387,6	31,0
VT (km ² ; %)	8,4	0,4	103,0	1,2	18,2	0,4
V (km ² ; %)	16,3	0,7	28,9	0,4	12,3	0,3
Terület (km ²)	2332,2		8283,5		4468,1	

4.7.4. Hidegvíz-völgyi Erdészeti Hidrológiai Kutatóhely - bükkös intercepciós kert

A bemutatott területeken túl meg kell említenem a Soproni-hegységben található Hidegvíz-völgyi Erdészeti Hidrológiai Kutatóhely bükkös kertjét. Az intercepciós kert 510 m-es tengerszintfeletti magasságban, 15%-os lejtésű, K-i kitettségű, többletvízhatástól független területen helyezkedik el. A kertben 2005-ben 46 éves, 100% záródású, 17-18 m átlagmagasságú, egyszintes, mag eredetű bükkös állomány volt, melyben a kocsánytalan tölgy, mint szórt elegy volt jelen (Csáfordi et al., 2012; Zagyvainé, 2012). A kutatás során mindössze az intercepciós kert számított párolgás adatait használtam fel (a leskálázott párolgásértékekkel való összehasonlításhoz), elemzéseket és előrejelzéseket a területre nem készítettem, ezért részletesebb bemutatásától eltekintek.

5. Eredmények és értékelésük

5.1. Különböző felszínborítások vízháztartásának összehasonlítása

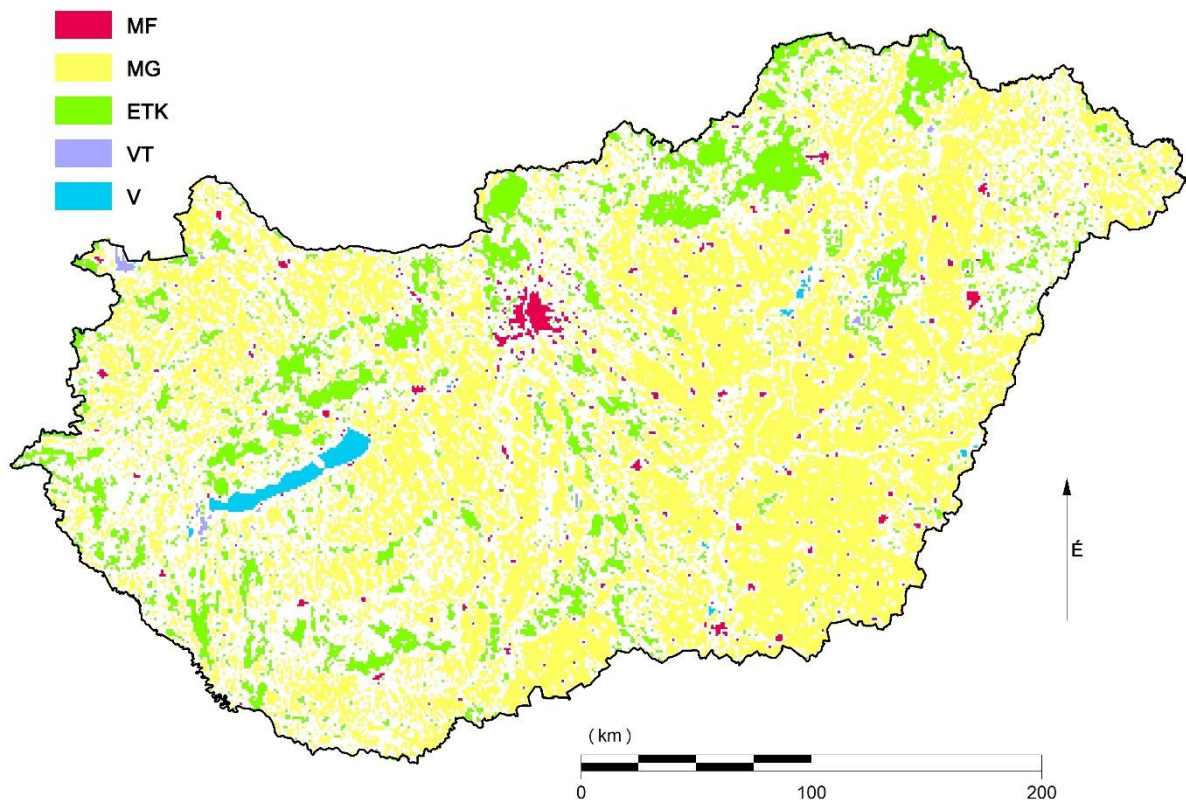
Az elemzések alapjait a 4.1. és 4.2. fejezetekben bemutatott adatok és térképek adják. A vizsgált többéves időszakban (2000-2008) az országban 11,2 °C volt az átlagos évi középhőmérséklet és 586 mm az átlagos éves csapadékösszeg. A legmelegebb területek az Alföld, a Kisalföld, valamint a Dunántúl legdélebbi részei voltak, míg a leghűvösebb az Északi-középhegység volt (12. ábra). Az Alföld és a Kisalföld esetében adódott a legkevesebb éves átlagos csapadékösszeg, a legtöbb pedig a Dunántúl délnyugati részén (13. ábra). Az országos átlagos éves párolgás 526 mm (a csapadékösszeg 90%-a), míg az átlagos éves lefolyás 60 mm (mindössze a csapadékösszeg 10%-a) volt. Alacsonyabb párolgás jellemezte az Alföldet (10. ábra), míg magasabb – a víztestek mellett – az Északi-középhegységet, valamint az ország északkeleti és délnyugati területeit. A Dunántúl déli és középső részein, a Duna-Tisza köze déli részein valamint az Északi-középhegység egyes részein láthatók magasabb értékek a lefolyástérképen (11. ábra). Az Alföld és a Kisalföld egyes területei voltak jellemezhetőek a legalacsonyabb lefolyás értékekkel a vizsgált időszakban.

5.1.1. „Homogén pixelek”

Az egyes felszínborítás típusok vízháztartásának összehasonlításához a raszteres párolgás- és lefolyástérképeket metszettem a vektoros CORINE 2006 adatbázissal. Amint az korábban levezetésre került, a vizsgálat során csak a legalább 90%-ban (0,9 km²) homogén felszínborítással rendelkező területeket vettem figyelembe. Ez országos szinten 50663 db „homogén pixel”-t jelent, ami Magyarország teljes területének kb. 54%-a (20. ábra).

A „homogén pixelek” többéves párolgásának felszínborítási kategóriánkénti eredményeit a 9. táblázat tartalmazza. A legalacsonyabb átlagos éves párolgással a „Mesterséges felszínek” kategória jellemezhető (471 mm), majd a „Mezőgazdasági területek” következik 499 mm-rel. A „Erdők és természetközeli területek” esetében magasabb, 576 mm az átlagos éves párolgás. Ehhez a felszínborítási kategóriához magas szórás érték tartozik (66 mm), ez részben annak köszönhető, hogy ide tartoznak a természetes gyepek és természetközeli rétek, melyek alacsonyabb párolgással jellemezhetőek, mint az erdőterületek. A „Vizenyős területek” kategória átlagos éves párolgása 671 mm, míg a legmagasabb átlagos érték a „Vizek”-hez

tartozik (865 mm), de ez a kategória jellemezhető a legnagyobb szórással is (105 mm). A variációs együttható értéke – amely azt mutatja meg, hogy a szórás hány százaléka az átlagnak – minden felszínborítási kategóriánál alacsony.



20. ábra: A „homogén pixelek” (min. 0,9 km²-en homogén felszínborítással rendelkező területek) országos eloszlása CORINE felszínborítás típusonként. MF: CLC 1. „Mesterséges felszínek”, MG: CLC 2. „Mezőgazdasági területek”, ETK: CLC 3. „Erdők és természetközeli területek”, VT: CLC 4. „Vizenyős területek”, V: CLC 5. „Vizek”.

9. táblázat: Többéves (2000-2008) átlagos párolgás a felszínborítási kategóriák szerint („homogén pixelek”). MF: CLC 1. „Mesterséges felszínek”, MG: CLC 2. „Mezőgazdasági területek”, ETK: CLC 3. „Erdők és természetközeli területek”, VT: CLC 4. „Vizenyős területek”, V: CLC 5. „Vizek”.

Párolgás	Felszínborítási kategória				
	MF	MG	ETK	VT	V
Átlag (mm)	471	499	576	671	865
Medián (mm)	466	494	585	677	929
Szórás (mm)	54	46	66	68	105
Var. eh. (%)*	11	9	11	10	12
Pixelszám (db)	954	39486	9501	118	604

* Variációs együttható

A többéves lefolyás felszínborítási kategóriánkénti eredményei a 10. táblázatban található. Az átlagos éves lefolyás a „Mesterséges felszínek” esetében a legmagasabb (89 mm), ezt követi a „Mezőgazdasági területek” 72 mm-rel. Az „Erdők és természetközeli területek” kategória alacsonyabb átlagos lefolyással jellemezhető (45 mm). Ehhez a kategóriához tartozik a legmagasabb variációs együttható (144%). A „Vizenyős területek” és a „Vizek” esetében azt mutatják a negatív értékek, hogy ezek a területek ilyen mennyiségű többletvizet használnak fel (a csapadékon felül) a párolgásra.

10. táblázat: Többéves (2000-2008) átlagos lefolyás a felszínborítási kategóriák szerint. MF: CLC 1. „Mesterséges felszínek”, MG: CLC 2. „Mezőgazdasági területek”, ETK: CLC 3. „Erdők és természetközeli területek”, VT: CLC 4. „Vizenyős területek”, V: CLC 5. „Vizek”.

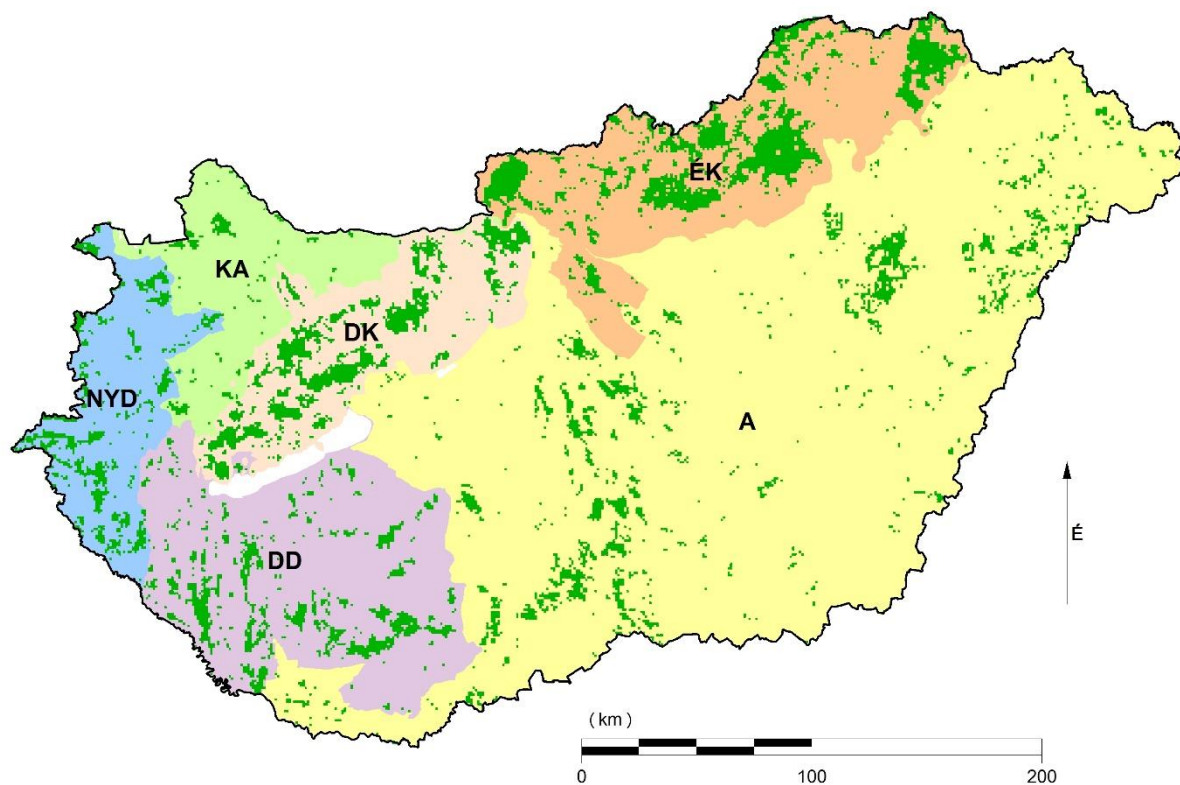
Lefolyás	Felszínborítási kategória				
	MF	MG	ETK	VT	V
Átlag (mm)	89	72	45	-98	-303
Medián (mm)	88	68	44	-95	-346
Szórás (mm)	67	50	65	67	108
Var. eh. (%)*	75	70	144	-69	-36
Pixelszám (db)	954	39486	9501	118	604

* Variációs együttható

5.1.2. „Erdők és természetközeli területek”

Az „Erdők és természetközeli területek” kategória tekintetében 9501 db „homogén pixel” állt rendelkezésre a vizsgálathoz, melyek erdészeti nagytájankénti elhelyezkedését mutatja a 21. ábra.

Az „Erdők és természetközeli területek” többéves párolgásának erdészeti nagytájankénti eredményeit a 11. táblázat tartalmazza. A legalacsonyabb az alföldi erdők átlagos éves párolgása (537 mm), ezt követi a Dunántúli-középhegység (552 mm) és a Dél-Dunántúl (594 mm). A legmagasabb átlagos értékkel a Kisalföld erdőterületei jellemezhetőek (629 mm) – melynek az ártéri erdők magas párolgása lehet az oka –, de itt figyelembe kell venni a többi nagytájhoz képesti alacsonyabb pixelszámot is (215 db). A legnagyobb szórás a Dunántúli-középhegységhez tartozik (75 mm), amit az Alföld követ (67 mm). A variációs együttható értéke minden felszínborítási kategóriánál alacsony.



21. ábra: A CLC 3. „Erdők és természetközeli területek” felszínborítási kategória „homogén pixelei” erdészeti nagytájanként.
A: Nagyalföld, DD: Dél-Dunántúl, DK: Dunántúli-középhegység, ÉK: Északi-középhegység,
KA: Kisalföld, NYD: Nyugat-Dunántúl.

11. táblázat: A CLC 3. „Erdők és természetközeli területek” felszínborítási kategória „homogén pixelei”-nek többéves átlagos párolgása erdészeti nagytájak szerint. A: Nagyalföld, DD: Dél-Dunántúl, DK: Dunántúli-középhegység, ÉK: Északi-középhegység, KA: Kisalföld, NYD: Nyugat-Dunántúl.

Párolgás	Erdészeti nagytáj					
	A	DD	DK	ÉK	KA	NYD
Átlag (mm)	537	594	552	605	629	597
Medián (mm)	531	596	566	612	631	603
Szórás (mm)	67	43	75	54	52	39
Var. eh. (%)*	13	7	14	9	8	7
Pixelszám (db)	2425	1383	1701	2844	215	933

* Variációs együttható

A 12. táblázatban láthatók az „Erdők és természetközeli területek” többéves lefolyásának erdészeti nagytájankénti eredményei. A legmagasabb átlagos éves lefolyással a Dél-Dunántúl erdőterületei jellemezhetők (83 mm), ami részben annak köszönhető, hogy a vizsgált időszakban ez az országrész volt a legcsapadékosabb. Ezt követi a Dunántúli-középhegység (62 mm) és a Nyugat-Dunántúl (45 mm). A Kisalföld erdeire negatív átlagos lefolyásérték

tartozik (–59 mm), ami az ártéri erdők magas párolgásértékeinek köszönhető. A legnagyobb szórással a Dunántúli-középhegység (73 mm), a legmagasabb variációs együtthatóval (195%) pedig az Alföld nagytáj erdőterületei jellemezhetők.

12. táblázat: A CLC 3. „Erdők és természetközeli területek” felszínborítási kategória „homogén pixelei”-nek többéves átlagos lefolyása erdészeti nagytájak szerint. A: Nagyalföld, DD: Dél-Dunántúl, DK: Dunántúli-középhegység, ÉK: Északi-középhegység, KA: Kisalföld, NYD: Nyugat-Dunántúl.

Lefolyás	Erdészeti nagytáj					
	A	DD	DK	ÉK	KA	NYD
Átlag (mm)	32	83	62	36	–59	45
Medián (mm)	36	79	55	34	–57	43
Szórás (mm)	62	59	73	50	59	56
Var. eh. (%)*	195	71	119	142	–100	125
Pixelszám (db)	2425	1383	1701	2844	215	933

* Variációs együttható

A 13. táblázat tartalmazza az „Erdők és természetközeli területek” párolgás eredményeit a többéves MODIS levélfelületi index (LAI) esetében. A kisebb LAI értékekhez ($LAI \leq 2,00$) kisebb párolgás tartozik. A legmagasabb átlagos érték a 2,01-3,00 LAI kategóriához tartozik (599 mm), de a legnagyobb LAI kategória ($3,01 \leq$) a többihez képest alacsony pixel számmal jellemezhető (171 db). A legnagyobb szórás a 0,00-1,00 LAI kategóriához tartozik (67 mm), a variációs együttható az összes kategóriánál alacsony.

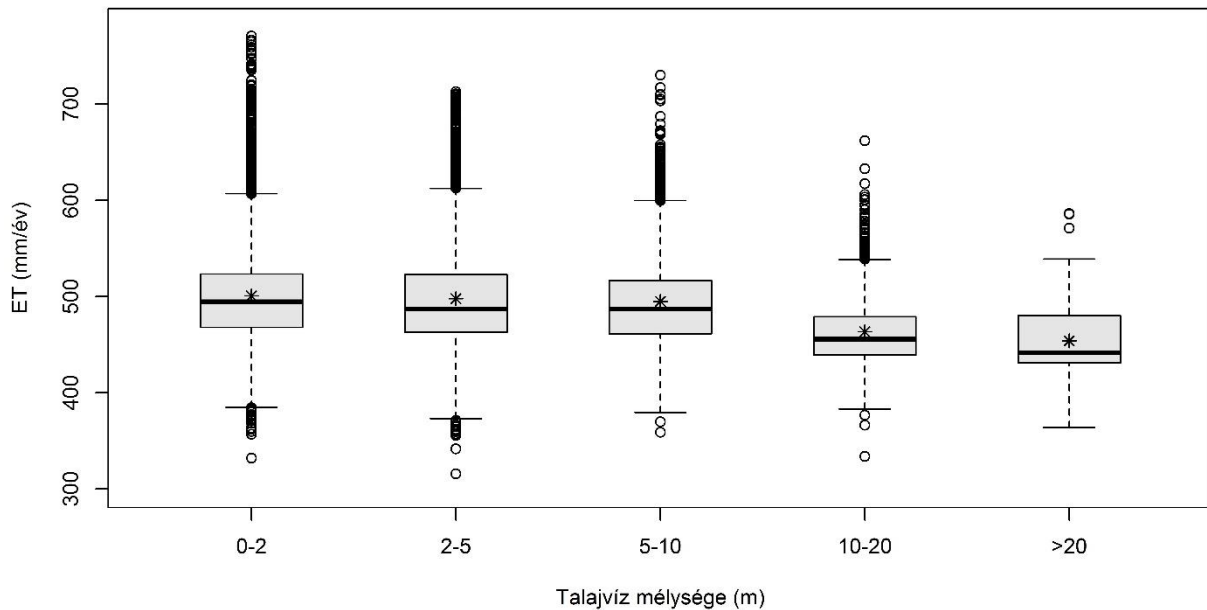
13. táblázat: A CLC 3. „Erdők és természetközeli területek” felszínborítási kategória „homogén pixelei”-nek többéves átlagos párolgása a MODIS levélfelületi index (LAI) függvényében

Párolgás	LAI				
	0,00-1,00	1,01-2,00	2,01-3,00	3,01≤	NA
Átlag (mm)	509	554	599	583	-
Medián (mm)	508	557	603	588	-
Szórás (mm)	67	60	51	59	-
Var. eh. (%)*	13	11	9	10	-
Pixelszám (db)	1519	1426	6282	171	103

* Variációs együttható

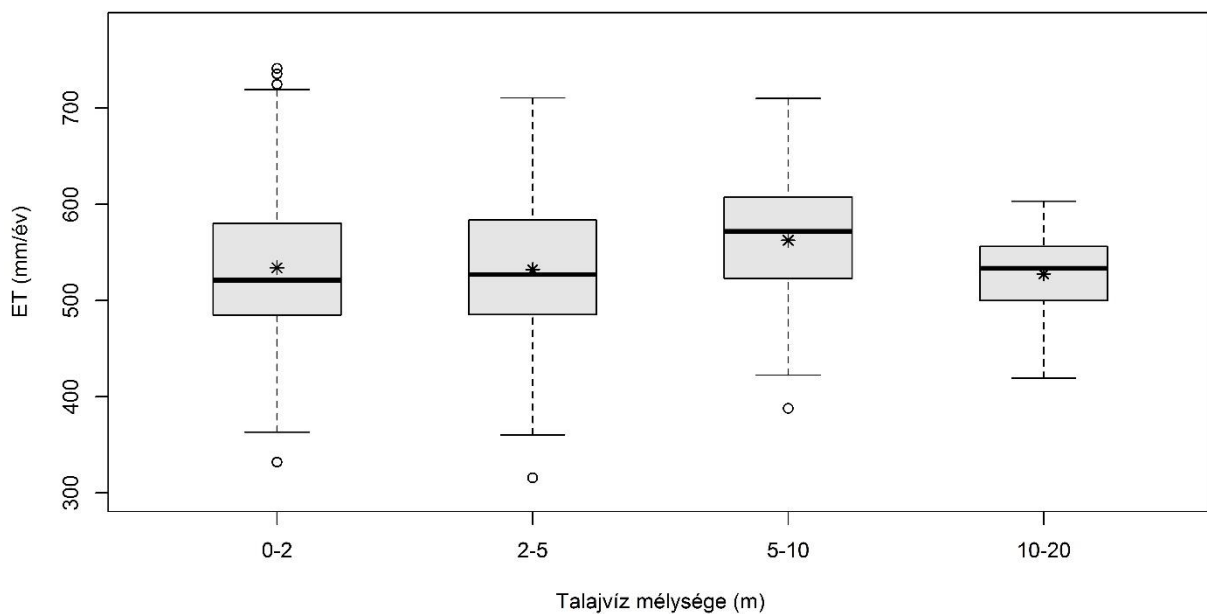
Az Alföld nagytáj esetében az „Erdők és természetközeli területek” többéves párolgását vizsgáltam a talajvízmélység függvényében, és összehasonlítottam a nagytájon található összes „homogén pixel” esetében tapasztalható tendenciával. Ez utóbbi a 22. ábrán, míg az Alföld kizárólag „Erdők és természetközeli területek”-re vonatkozó eredményei a 23. ábrán láthatók. Az Alföld nagytáj összes „homogén pixel”-ére vonatkozó eredmények a várt tendenciát mutatják: az átlagos párolgás csökken a talajvízmélység növekedésével.

A legmagasabb a 0-2 m mélységű kategóriánál (501 mm), a legalacsonyabb pedig a 20 m-nél mélyebb kategóriánál volt (454 mm).



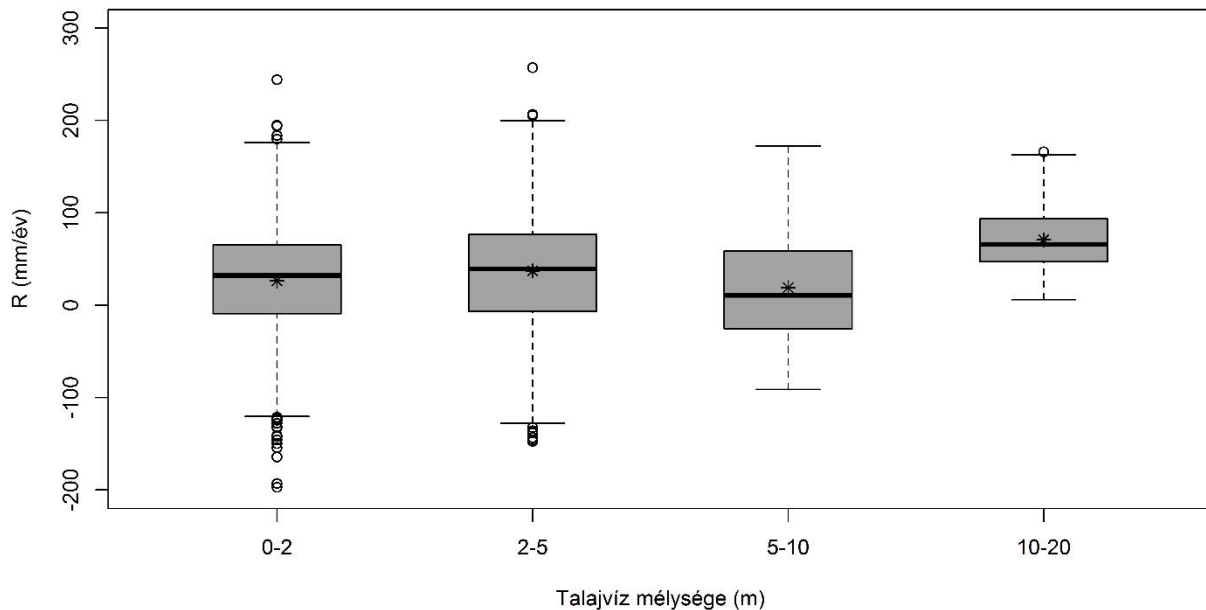
22. ábra: Az Alföld nagytáj összes „homogén pixelének” többéves átlagos párolgása a talajvízmélység függvényében. (Doboz: az eredmények 50%-a. Alsó és felső bajusz: alsó kvartilis, felső kvartilis. Csillag: átlag. Vastag vonal: medián. Karika: kiugró értékek.)

Viszont csak az erdőket vizsgálva az Alföldön (23. ábra), más az eredmény: az 5-10 m-es talajvízmélységű kategória párolgása volt a legmagasabb, átlagosan 562 mm/év. A többi talajvízmélységnél nagyjából 530 mm/év volt az átlagos párolgás, a 20 m-nél mélyebb kategóriához nem tartozott pixel.



23. ábra: Az Alföld nagytáj CLC 3. „Erdők és természetközeli területek” felszínborítási kategóriához tartozó „homogén pixeli”-nek többéves átlagos párolgása (ET) a talajvízmélység függvényében. (Doboz: az eredmények 50%-a. Alsó és felső bajusz: alsó kvartilis, felső kvartilis. Csillag: átlag. Vastag vonal: medián. Karika: kiugró értékek.)

E területek (alföldi „Erdők és természetközeli területek”) lefolyását is megvizsgáltam a talajvízmélység függvényében. A 24. ábrán látható, hogy az 5-10 m-es talajvízmélység kategóriához a magasabb párolgás mellett alacsonyabb lefolyás tartozott (átlagosan 19 mm/év). Ebből arra lehet következtetni, hogy a kategória magas párolgása nem kizárólag a csapadékeloszlás különbségéből adódik, hanem ebben a mélységben még elérheti a fák gyökérzete a talajvizet.



24. ábra: Az Alföld nagytáj CLC 3. „Erdők és természetközeli területek” felszínborítási kategóriához tartozó „homogén pixelei”-nek többéves átlagos lefolyása (R) a talajvízmélység függvényében.
(Doboz: az eredmények 50%-a. Alsó és felső bajusz: alsó kvartilis, felső kvartilis.
Csillag: átlag. Vastag vonal: medián. Karika: kiugró értékek.)

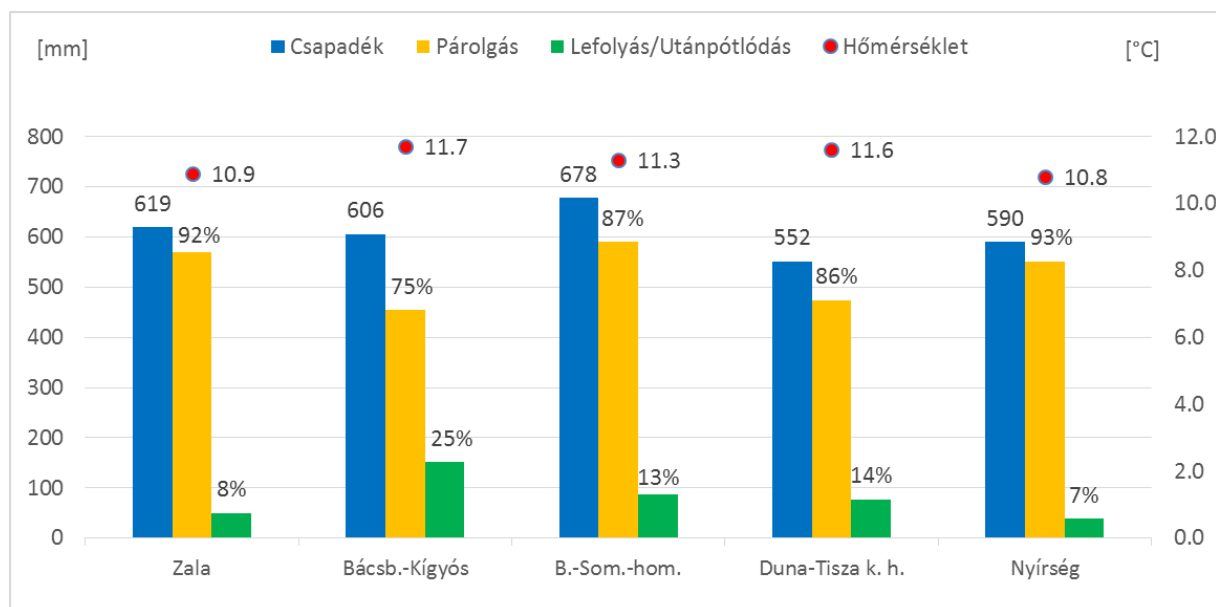
5.1.3. Kiválasztott területek

A vizsgált területek meteorológiai és hidrológiai eredményeit a 2000-2008-as időszakra a 14. táblázat foglalja össze és a 25. ábra mutatja.

A vizsgált időszakban (2000-2008) a legcsapadékosabb terület a Belső-Somogyi-homokvidék volt (678 mm/év), amit a Zala vízgyűjtője (619 mm/év) követett. A legmagasabb átlagos hőmérsékletekkel a Bácsbokodi-Kígyós vízgyűjtője (11,7 °C) és a Duna-Tisza közti hátság (11,6 °C) voltak jellemezhetőek. A területek többségénél a párolgás nagyjából 90%-a, míg a lefolyás (illetve a homoktájak esetén nettó utánpótlódás) nagyjából 10%-a volt a többéves átlagos csapadéknak. A Bácsbokodi-Kígyós vízgyűjtőjén ez az arány 75-25%-ként alakult. A párolgás csapadékhoz viszonyított aránya a legmagasabb a Nyírség (93%, 552 mm/év) és a Zala vízgyűjtő (92%, 569 mm/év) esetében volt.

14. táblázat: A vizsgált területek többéves átlagos hőmérséklete (T), csapadékösszege (P), párolgása (ET), lefolyása/nettó utánpótlódása (R), valamint ez utóbbiak csapadékhoz viszonyított aránya (ET/P és R/P)

Név	T (°C)	P (mm)	ET (mm)	ET/P (%)	R (mm)	R/P (%)
Zala vízgyűjtő (Zalaapáti)	10,9	619	569	92	50	8
Bácsbokodi-Kígyós vízgyűjtő	11,7	606	455	75	151	25
Belső-Somogyi-homokvidék	11,3	678	591	87	87	13
Duna-Tisza közti hátság	11,6	552	475	86	77	14
Nyírség	10,8	590	552	93	39	7

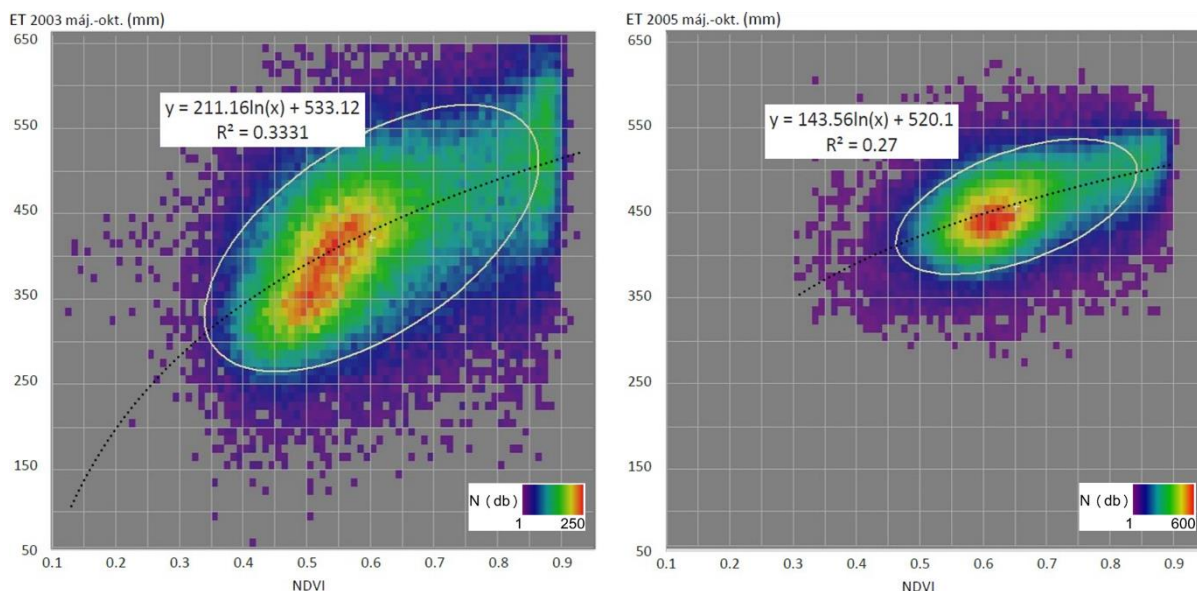


25. ábra: A vizsgált területek (Zala vízgyűjtő, Bácsbokodi-Kígyós vízgyűjtő, Belső-Somogyi-homokvidék, Duna-Tisza közti hátság, Nyírség) meteorológiai és hidrológiai eredményei a 2000-2008-as időszakra. A %-os értékek a párolgás és a lefolyás/nettó utánpótlódás csapadékhoz viszonyított arányát mutatják.

A területek párolgását és lefolyását a CORINE felszínborítás függvényében az 5. melléklet tartalmazza. Minden terület esetében elmondható, hogy a „kevert pixelek” nagy száma mellett a szűrt „homogén pixelek” nagyon kis számot tesznek ki. Az előbbinél az összehasonlítás azért értelmetlen, mert elmosódnak a felszínborítás típusok közötti különbségek. Az utóbbinál pedig több felszínborításhoz vagy nem tartozik „homogén pixel”, vagy nagyon kis számú, így nem tekinthető reprezentatívnak. Mindenesetre a tendencia hasonló az országos szintű vizsgálathoz: a párolgás nő a „Mesterséges felszínek” felől a „Mezőgazdasági területek”, az „Erdők és természetközeli területek”, a „Vizenyős területek” és a „Vizek” felé haladva. A lefolyás (illetve nettó utánpótlódás) pedig ennek a fordítottja.

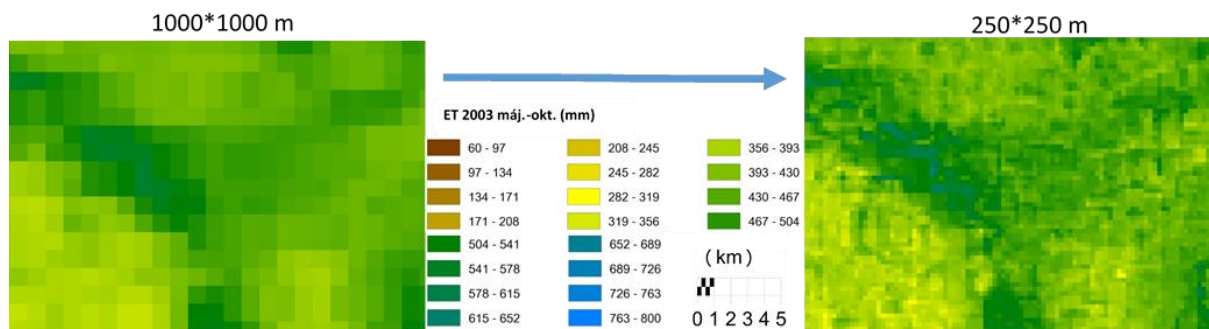
5.2. Párolgástérképek leskálázása

A leskálázás (azaz a térbeli felbontás finomítása) a 4.5.2. fejezetben részletezett módon történt a 2003-as és 2005-ös évek májustól októberig tartó időszakára. A párolgás és az NDVI között a logaritmikus összefüggés bizonyult a relatíve legszorosabbnak mindkét időszakban (26. ábra).



26. ábra: Az NDVI és a párolgás (ET) kapcsolata: szórásiagram és regressziós egyenletek. (Ellipszis: az adatok 86,6%-a.)
Bal: 2003. május-október, jobb: 2005. május-október.

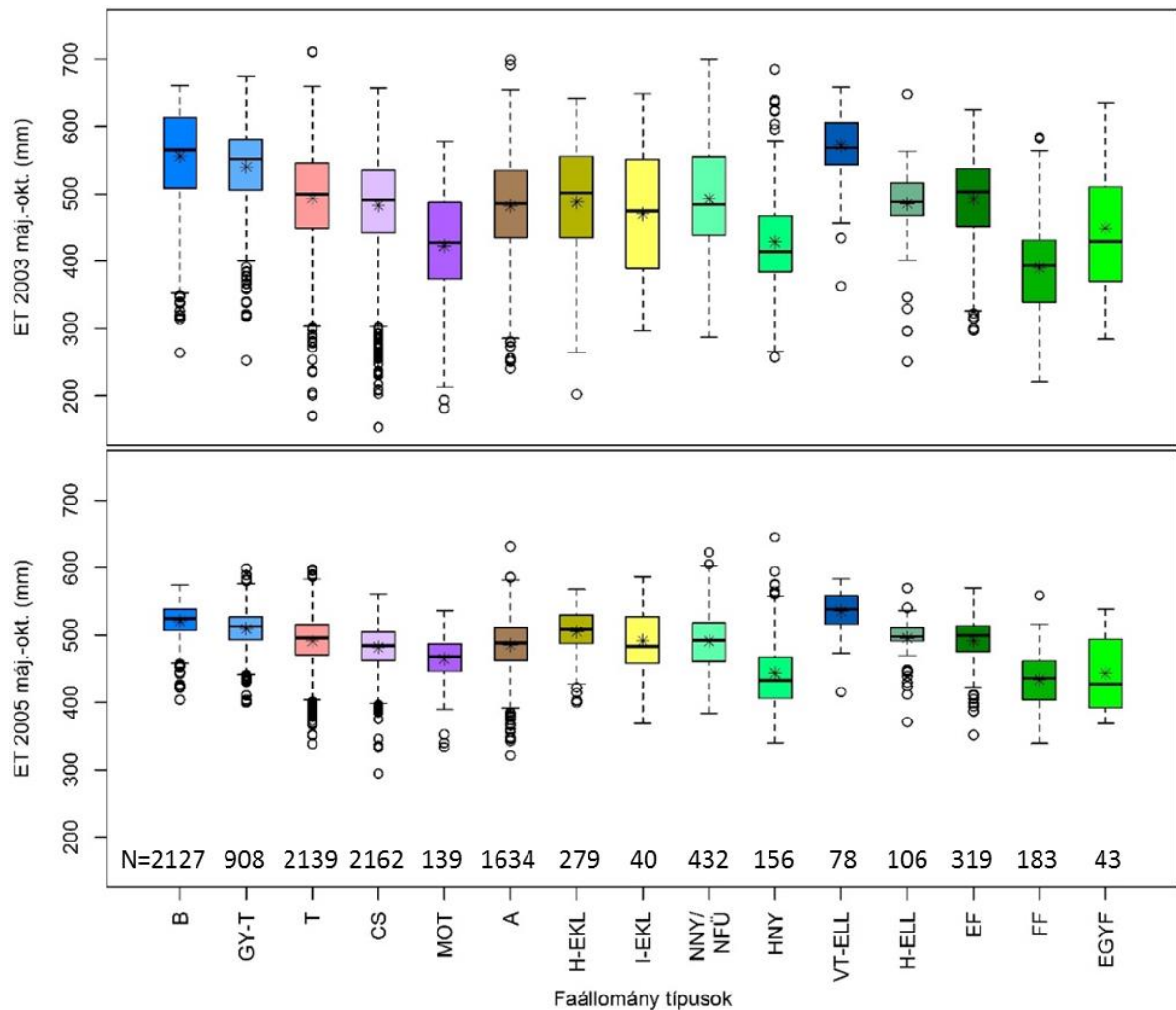
A kapcsolat determinációs együtthatója (R^2) nem volt túl magas egyik esetben sem (0,33 és 0,27), aminek a nagyon szóródó pontfelhő is az oka lehetett. Ám az igen nagy elemszám ($N=86892$ db) miatt az összefüggés szignifikánsnak volt tekinthető, és az NDVI – tulajdonképpen mint súlyozás – a párolgástérképek leskálázáshoz használhatónak bizonyult. A 27. ábrán látható az eredeti 1 km^2 -es felbontású CREMAP, valamint a leskálázással kapott 250×250 m-es felbontású párolgástérkép egy-egy kivágatának összehasonlítása.



27. ábra: Az eredeti 1 km^2 -es felbontású CREMAP (bal oldalon), valamint a leskálázással kapott 250×250 m-es felbontású párolgástérkép (jobb oldalon) egy-egy kivágatának összehasonlítása

5.2.1. Különböző faállomány típusok párolgásának összehasonlítása

A leskálázott párolgástérképek alkalmazását a 15 db faállomány típus összehasonlítására a 4.5.3. fejezetben leírt módon végeztem. Az országos szintű vizsgálat során 10745 db „homogén pixel” állt rendelkezésre, amelyek teljes területe (6,25 ha) egy faállomány típusba tartozott. Az eredmények megjelenítése a 28. ábrán látható, a számszerű értékek pedig a 6. mellékletben találhatók.



28. ábra: Faállomány típusok párolgásának összehasonlítása (2003. május-október és 2005. május-október).
 B: bükkös, GY-T: gyertyános-tölgyes, T: tölgyes, CS: cseres, MOT: molyhos tölgyes, A: akác, H-EKL: hazai egyéb kemény lombos, I-EKL: idegenhonos kemény lombos, NNY/NFÜ: nemes nyáras vagy nemes fűzes, HNY: hazai nyáras, VT-ELL: víztűrő egyéb lágylomb, H-ELL: hazai egyéb lágylomb, EF: erdeifenyves, FF: feketefenyves, EGYF: egyéb fenyves.
 (Doboz: az eredmények 50%-a. Alsó és felső bajusz: alsó kvartilis, felső kvartilis.
 Csillag: átlag. Vastag vonal: medián. Karika: kiugró értékek.)

A két időszak ábráját összehasonlítva szembeötlő, hogy a melegebb és szárazabb évben (2003) nagyobbak voltak a különböző faállomány típusok párolgás értékei között jelentkező különbségek. Az egyes kategóriákon belüli különbségek is ebben az időszakban voltak a

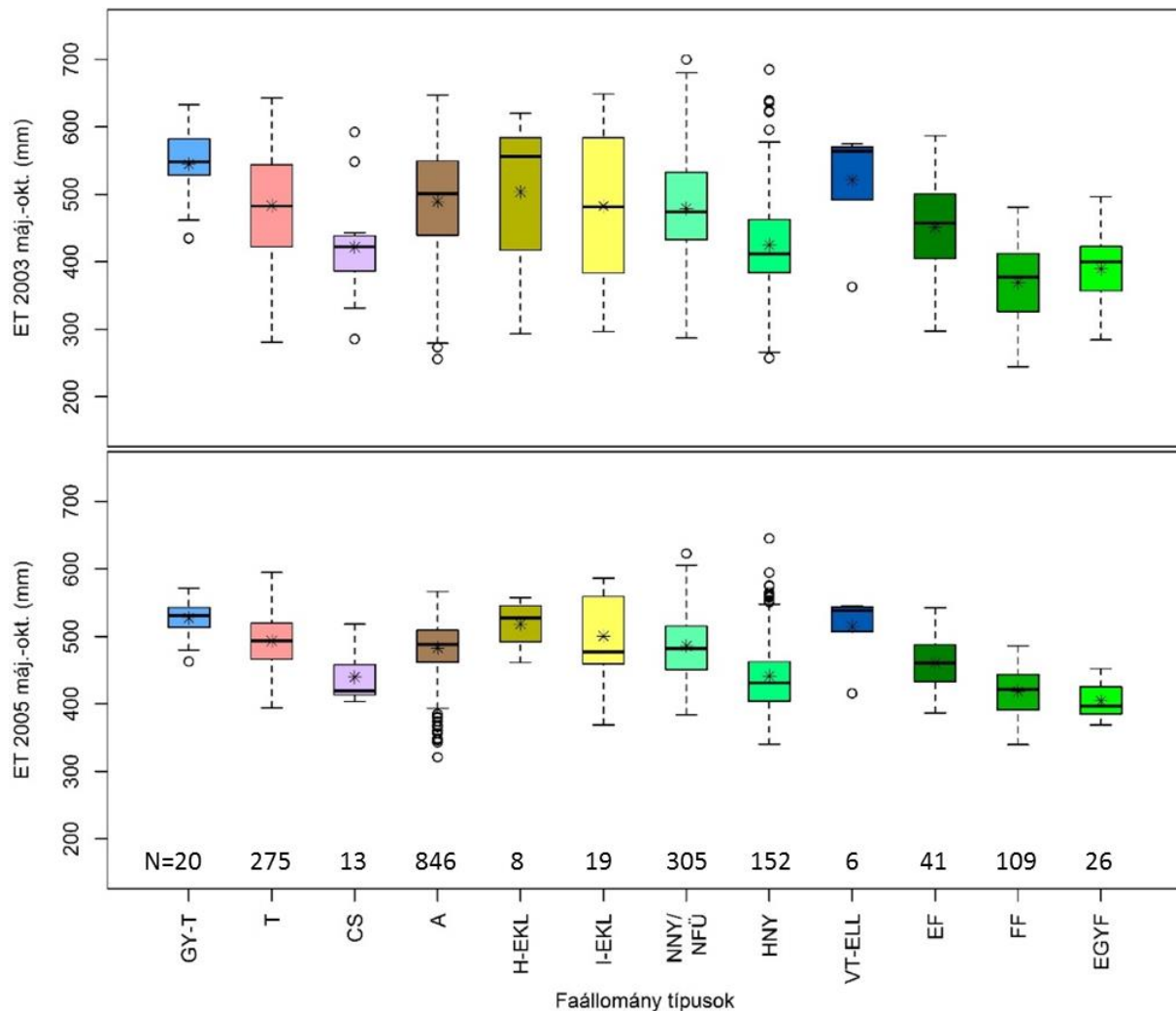
magasabbak, ezt igazolja az ábrákon látható szóródás, (valamint a 6. mellékletben feltüntetett szórás és variációs együttható értékek).

Országos szinten mindkét vizsgált évben a „Vízűrő egyéb lágylomb” kategória átlagos párolgása volt a legmagasabb (571 és 535 mm). (Ide tartoznak a füzesek és az égeresek [3. melléklet].) Ezt követték a „Bükkös” és a „Gyertyános-tölgyes” kategóriák. A legalacsonyabb átlagos párolgással mindkét időszakban a „Feketefenyves” faállomány típus rendelkezett (390 és 434 mm). Szintén alacsony átlagos érték jellemezte a „Molyhos tölgyes”, a „Hazai nyáras” és az „Egyéb fenyves” (lucfenyves, vörösfenyves, stb.) kategóriákat. A „Vízűrő egyéb lágylomb” kategória átlagos párolgása a melegebb és szárazabb 2003-as év vegetációs időszakában magasabb volt, mint a hűvösebb és csapadékosabb 2005-ösben. Szintén az előbbi időszakban volt magasabb az átlagos párolgása a „Bükkös” és a „Gyertyános-tölgyes” kategóriáknak. A „Molyhos tölgyes”, a „Hazai egyéb kemény lombos”, az „Idegenhonos kemény lombos”, a „Hazai nyáras”, a „Hazai egyéb lágylomb” és a „Feketefenyves” kategóriák átlagos párolgása a hűvösebb és csapadékosabb 2005-ös év vegetációs periódusában volt magasabb. A többi kategória („Tölgyes”, „Cseres”, „Akácos”, „Nemes nyáras vagy nemes füzes”, „Erdeifenyves”, „Egyéb fenyves”) értékei hasonlóan alakultak mindkét vizsgált időszakban. A legnagyobb szórással és variációs együtthatóval az első időszakban az „Idegenhonos kemény lombos” (104 mm és 22%), míg a második időszakban a „Hazai nyáras” (56 mm és 13%) faállomány típus rendelkezett.

Ahogy azt már a módszertan leírásánál említettem, a hegy- és dombvidékek kitettségből eredő hőmérséklet- és párolgás-különbségeinek kizárására a faállomány típusok párolgásadatait összevetettem csak az Alföld nagytájra is. Erre a területre összesen 1820 db „homogén pixel” állt rendelkezésre. Az eredményeket a 29. ábra mutatja, a számszerű értékeket pedig a 7. melléklet tartalmazza.

Az Alföldet vizsgálva is elmondható, hogy a melegebb és szárazabb időszakban (2003. május-október) nagyobbak voltak az egyes faállomány típusok párolgás értékei között jelentkező, valamint az egyes kategóriákon belüli (szóródás, szórás, variációs együttható) különbségek is. Mindkét vizsgált évben a „Gyertyános-tölgyes” kategória átlagos párolgása volt a legmagasabb (545 és 527 mm). Ezt követték a „Vízűrő egyéb lágylomb” és a „Hazai egyéb kemény lombos” kategóriák (2003-ban az előbbi, 2005-ben pedig az utóbbihoz tartozott magasabb átlag). Meg kell említeni, hogy mind a három előzőleg említett kategória alacsony

pixelszámmal rendelkezik. A legalacsonyabb átlagos párolgása az első időszakban a „Feketefenyves” faállomány típusnak (369 mm), míg a második időszakban az „Egyéb fenyves” kategóriának (404 mm) volt. Alacsony átlagos érték tartozott még a „Cseres” és a „Hazai nyáras” kategóriákhoz. A melegebb és szárazabb 2003-as év vegetációs időszakában a „Gyertyános-tölgyes” kategória átlagos párolgása magasabb volt, mint a 2005-ösben.



29. ábra: Faállomány típusok párolgásának összehasonlítása (2003. május-október és 2005. május-október) az Alföld nagytájon. GY-T: gyertyános-tölgyes, T: tölgyes, CS: cseres, A: akácos, H-EKL: hazai egyéb kemény lombos, I-EKL: idegenhonos kemény lombos, NNY/NFÜ: nemes nyáras vagy nemes fűzes, HNY: hazai nyáras, VT-ELL: víztűrő egyéb lágylomb, EF: erdefenyves, FF: feketefenyves, EGYF: egyéb fenyves.
(Doboz: az eredmények 50%-a. Alsó és felső bajusz: alsó kvartilis, felső kvartilis.
Csillag: átlag. Vastag vonal: medián. Karika: kiugró értékek.)

A „Feketefenyves” faállomány típus esetében jelentkezett a legnagyobb különbség a két időszak között: az átlagos párolgása 50 mm-rel volt magasabb a hűvösebb és csapadékosabb 2005-ös évben. A „Tölgyes”, „Cseres”, „Hazai egyéb kemény lombos”, „Idegenhonos kemény lombos”, „Hazai nyáras”, „Erdefenyves” és „Egyéb fenyves” kategóriáknál is a 2005-ös évben volt magasabb az átlagos érték. A „Nemes nyáras vagy nemes fűzes” és a „Víztűrő egyéb

lágylomb” kategóriák értékei hasonlóan alakultak mindkét vizsgált időszakban. Az utóbb említett kategória Alföldre eső 6 db pixelje valószínűleg folyamatosan jó vízellátottságú helyeken található. Az „Akác” faállomány típus eredményei az Alföldre hasonló értéket mutattak, mint a teljes országra, és egyik esetben sem mutattak nagy különbséget a szárazabb és a nedvesebb évek között.

5.2.2. A leskálázás értékelése

A Hidegvíz-völgyi Erdészeti Hidrológiai Kutatóhely bükkös kertjének esetében a Penman-Monteith egyenlettel számított napi párolgásértékek összege 555 mm volt a 2005 május és október közötti időszakban. A leskálázott párolgástérkép alapján 519 mm volt az ugyanarra a pontra vonatkozó érték, mely 7%-os eltérést jelent.

A különböző faállomány típusok párolgás értékeit a következő módon vettem össze irodalmi adatokkal.

A Járó (1981) által publikált évi maximális vízfogyasztás értékeit az állományok transzspirációjának feleltettem meg. Emellett Verstraeten et al. (2005) munkájában találtam modellezett transzspiráció értékeit néhány fafajra vonatkozólag. Ezen értékekhez hozzáadtam az éves csapadék (600 mm a két vizsgált év átlaga) százalékában kifejezett – irodalmi adatok (Gribovszki et al., 2019; Zagyvainé, 2012) alapján átlagolt – korona- és avarintercepciót. (Az avarintercepciót átlagosan 7%-nak vettem mindegyik faállomány típusnál.)

Az így becsült párolgás értékeit összehasonlítottam a leskálázással kapott, egyes faállomány típusokra meghatározott tartományokkal (konfidencia intervallum: 95%). A tartományokat a nagyobb szórással rendelkező 2003-as év adatai alapján határoztam meg. A leskálázás a vegetációs időszakra készült, így a nyugalmi időszak párolgását a tartományok nem tartalmazzák. (A Járó-féle vízfogyasztás értékek megállapítása biológiai produkció alapján történt, ezért szintén főként a vegetációs időszakra vonatkoznak. A nyugalmi időszak párolgása a teljes évhez viszonyítva az erdőterületek esetében sem meghatározó, [a Hidegvíz-völgyben kb. 60-80 mm, Herceg, 2017]. Így a nyugalmi időszak párolgásának becslésétől a tartományok meghatározásánál eltekintettem.) Az adatokat a 15. táblázat tartalmazza.

15. táblázat: Fafajok irodalmi adatok (Járó, 1981; Verstraeten et al., 2005) alapján számított párolgása, valamint faállomány típusok párolgási tartománya a leskálázott adatok alapján. Tr.: transzspiráció, I_k : koronaintercepció (Gribovszki et al., 2019), I_A : avarintercepció (Zagyvainé, 2012), ET: párolgás, P%: a csapadék százalékában. Fafajok: B: bükk (*Fagus sylvatica*), KTT: kocsánytalan tölgy (*Quercus petraea*), KST: kocsányos tölgy (*Quercus robur*), CS: csertölgy (*Quercus cerris*), A: fehér akác (*Robinia pseudoacacia*), NNY: nemes nyár (*Populus sp.*), EF: erdeifenyő (*Pinus sylvestris*), FF: feketefenyő (*Pinus nigra*), LF: lucfenyő (*Picea abies*). Faállomány típusok (FATI): B: bükkös, T: tölgyes, CS: cseres, A: akácos, NNY/NFÜ: nemes nyáras vagy nemes füzes, EF: erdeifenyves, FF: feketefenyves, EGYF: egyéb fenyves.

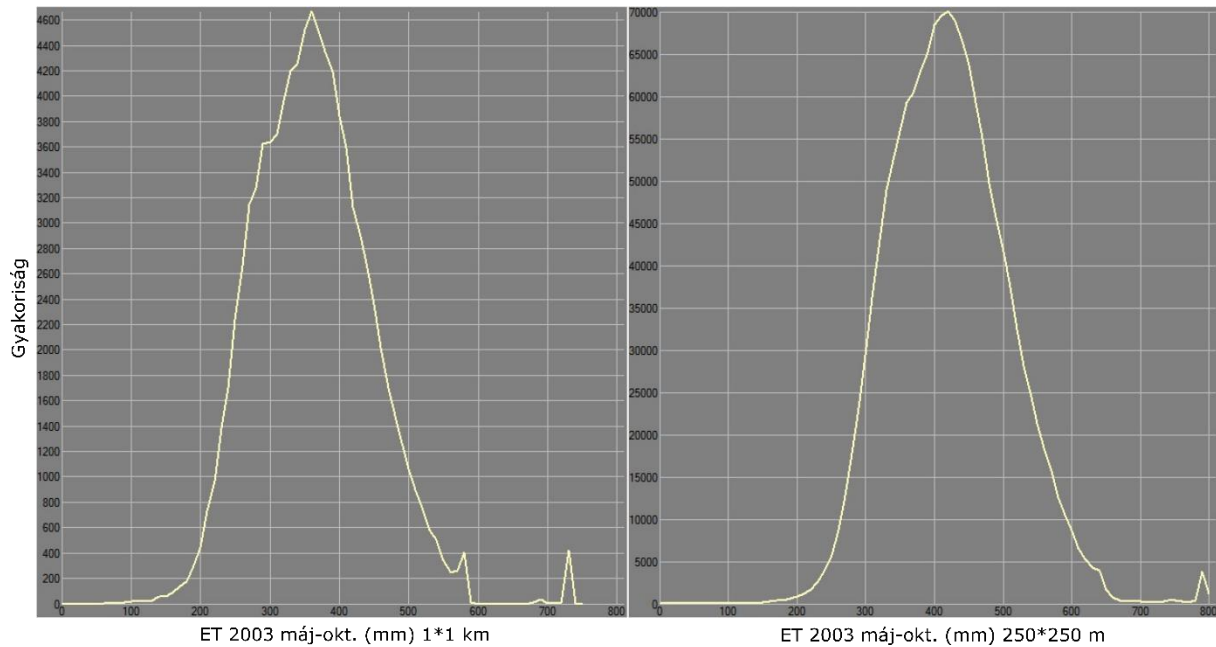
Fafaj	Tr.	I_k		I_A		ET	FATI	ET Tartomány
	(mm)	P%	(mm)	P%	(mm)	(mm)		(mm)
B*	188	35,0	210	7	42	440	B	421–661
B**	358	35,0	210	7	42	610		
KTT*	267	25,0	150	7	42	459	T	352–634
KST*	441	25,0	150	7	42	633		
KST**	317	25,0	150	7	42	509		
CS*	317	27,5	165	7	42	524	CS	340–626
A*	279	30,5	183	7	42	504	A	343–621
NNY*	680	27,0	162	7	42	884	NNY/ NFÜ	322–664
NNY**	407	27,0	162	7	42	611		
EF*	205	36,0	216	7	42	463	EF	372–612
EF**	198	36,0	216	7	42	456		
FF*	185	37,5	225	7	42	452	FF	245–535
LF*	148	39,7	238	7	42	428	EGYF	273–625

* Járó (1981)

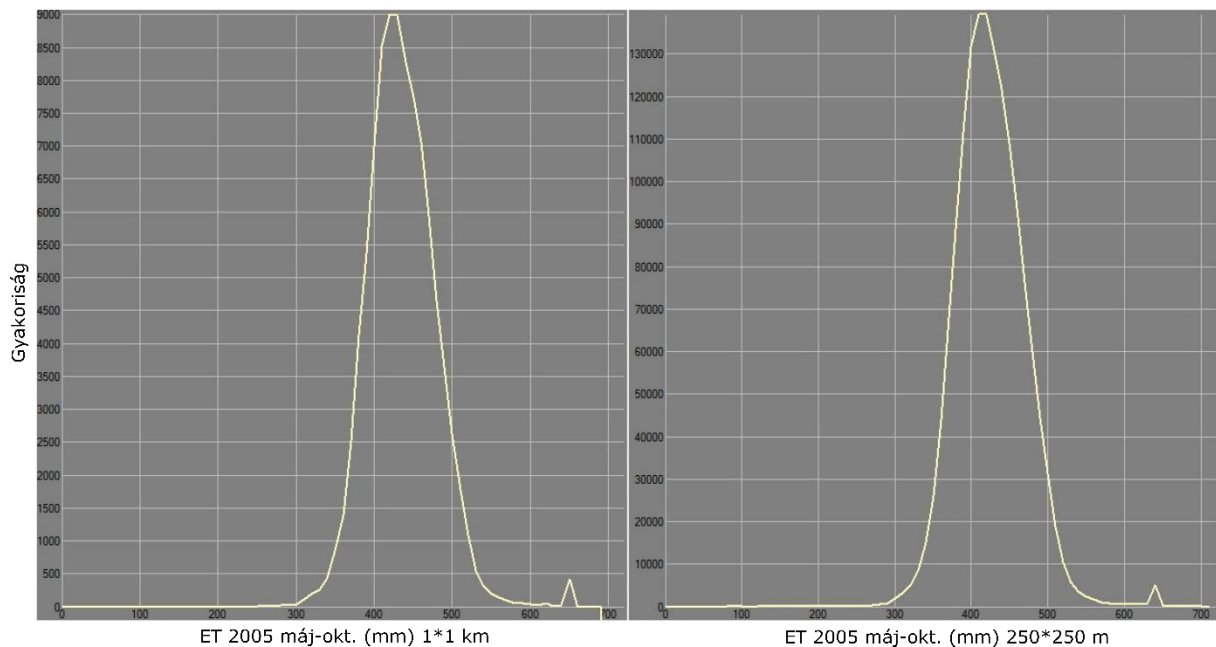
** Verstraeten et al. (2005)

A számított párolgásértékek szinte az összes esetben beleesnek a leskálázott értékek alapján kapott tartományokba. Egyedül a nemes nyárnál van eltérés: a Járó-féle – igen magas – transzspirációs érték alapján számított párolgás magasabb a tartománynál. Viszont a Verstraeten et al. (2005) által publikált transzspirációs érték alapján számított párolgás beleesik a meghatározott tartományba a nemes nyár esetében is. Járó (1981) pontszerű méréseken alapuló adatokat alkalmazott, melyekből számította a vízfogyasztás értékeket Magyarországra. A nemes nyár számított párolgását a „NNY/NFÜ” („Nemes nyáras vagy nemes füzes”) kategória tartományához hasonlítottam, melynek a 432 db pixelje többféle faállomány típust is magába foglal (pl. fenyő elegyes-nemes nyáras, nemes füzes, lásd: 3. melléklet). A Járó-féle nemes nyár transzspirációs érték alapján számított párolgást az eredetivel megegyező termőhelyi és állományi tulajdonságú terület párolgásával lenne célszerű összehasonlítani, viszont az eredeti területről (amelyre a vízfelhasználást megállapították) nem találtam információt.

A 30. ábra mutatja a 2003-as, a 31. ábra pedig a 2005-ös párolgástérképek (eredeti és leskálázott) gyakorisági hisztogramjait. Mindegyik időszak esetében elmondható, hogy a leskálázás során a párolgásértékek eloszlása nem változott meg az eredeti 1 km²-es térképek értékeinek eloszlásához képest.



30. ábra: A párolgásértékek (ET) gyakorisági hisztogramja, 2003. május-október.
Bal: eredeti CREMAP (1*1 km). Jobb: leskálázott térkép (250*250 m).



31. ábra: A párolgásértékek (ET) gyakorisági hisztogramja, 2005. május-október.
Bal: eredeti CREMAP (1*1 km). Jobb: leskálázott térkép (250*250 m).

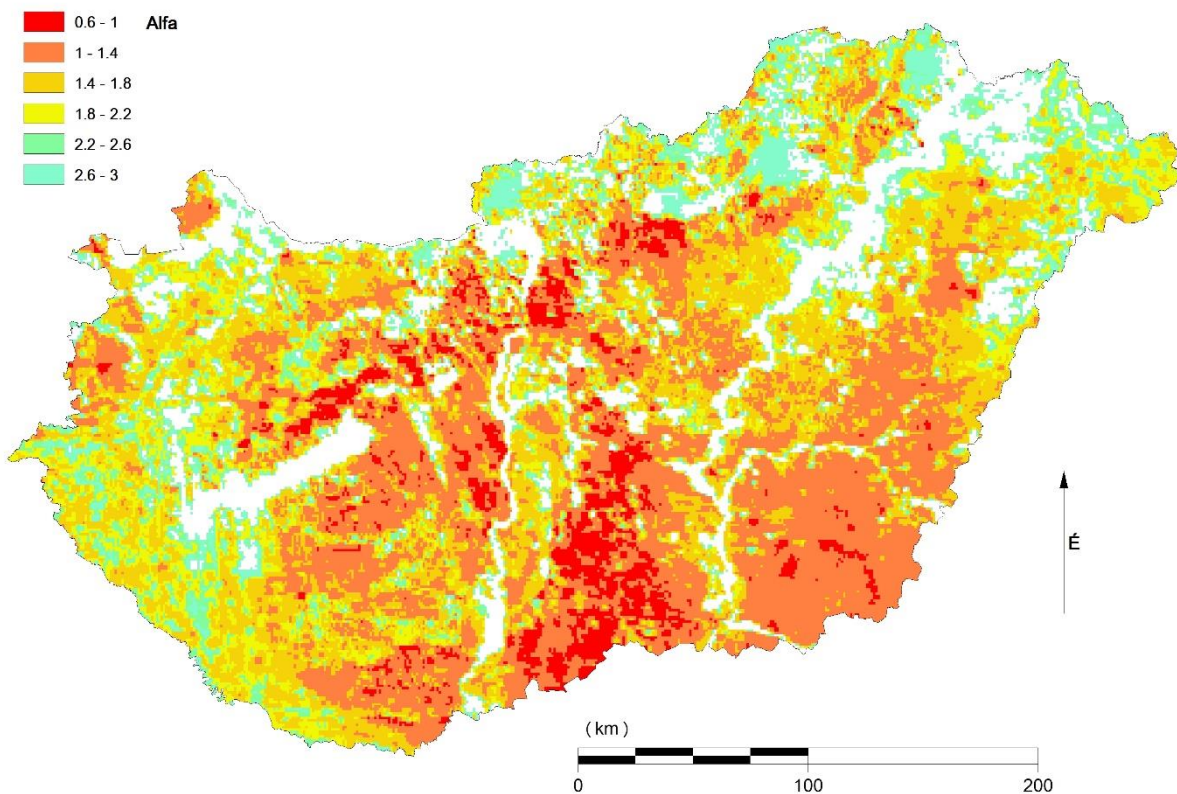
A leskálázott adatok nyilvánvalóan több bizonytalansággal terheltek, mint az eredeti értékek (Hong et al., 2011). A bemutatott módszer bizonytalanságai a következő forrásokból erednek. Először is, az eredeti párolgástérképek (CREMAP) 1 km²-es felbontása miatt elmosódik a pixelen belüli területek különbözősége, tehát az eredeti párolgásérték egy térbeli átlagnak tekinthető (Kovács, 2011). Továbbá, a felhasznált műholdas adatok – a CREMAP-hoz MODIS felszíni hőmérséklet adatokat használtak fel, a leskálázáshoz pedig MODIS NDVI értékeket használtam – szintén terheltek bizonytalanságokkal (Miura et al., 2000; Sun et al., 2004). A két külön évre is meghatározott párolgás-NDVI kapcsolat determinációs együtthatója alacsony (bár az elemszám magas), így a regressziós egyenlet alkalmazásából is erednek bizonytalanságok. A különböző faállomány típusok térbeli elkülönítéséhez használt Országos Erdőállomány Adattár esetében elmondható, hogy az adatbázisban szereplő adatok nem minden esetben fedik a valóságot (Bárdos, 2016). Ahogy arról már volt szó, vizekre és vízenyős területekre a módszer nem használható, az ezekre a helyekre jellemző nagyon alacsony NDVI értékek miatt. A leskálázáshoz használt NDVI helyett valószínűleg szorosabb kapcsolatot adna a párolgással a LAI (levélfelületi index) (Sun et al., 2011), ám ez a paraméter jelenleg csak 500*500 m-es felbontásban érhető el (URL12). A faállomány típusok vízháztartásának összehasonlításához a párolgás helyett jobb lenne a párolgás csapadékhoz viszonyított arányát vizsgálni. Ám, mivel a rendelkezésre álló csapadéktérképek alacsony felbontásúak, az interpolálásuk a 250*250 m-es felbontásra csak még tovább növelné a bizonytalanságot.

Céлом főként a leskálázás módszertanának kidolgozása volt, így a bemutatott faállomány szintű összehasonlításokon túl részletesebb elemzésekbe nem bocsátkoztam. A leskálázott adatok felhasználási területe sokrétű lehet. A különböző erdőállományok vízháztartását – a faállomány típusok mellett, vagy azokkal kombinálva – vizsgálni lehetne például kor, kitétség vagy termőhely szerint is. A finomabb felbontású párolgás adatok segítséget nyújthatnak a vízfelhasználás hatékonysága, a transzspirációs tényező és a biológiai produkció pontosabb becslésében. Az adatokkal lehetőség nyílna különböző mezőgazdasági kultúrák, vagy akár különböző agrárerdészeti területek vízháztartásának összehasonlítására is. A bizonytalanságok figyelembe vételével a bemutatott módszer használható kiindulási alapként térben osztott párolgás adatok leskálázására. A jövőben elérhetővé válhatnak megbízhatóbb és/vagy nagyobb térbeli felbontású adatok, amelyekkel a módszer továbbfejleszhető.

5.3. Előrejelző modell

5.3.1. A modellparaméterek

A Budyko-típusú α paramétert a 4.6.1. fejezetben leírt módon számítottam a 2000-2008-as időszakra vonatkozó átlagos hőmérséklet-, csapadék- és tényleges párolgás-térképekből. A paraméter térképi megjelenítése a 32. ábrán látható, az egyes felszínborítási kategóriákhoz tartozó értékei („homogén pixelek”-re szűrve) pedig a 16. táblázatban található.



32. ábra: Az előállított Budyko-típusú α modellparaméter térképe

A „Mesterséges felszínek”-től (1,29) az α paraméter átlagos értéke növekszik a „Mezőgazdasági területek”-en át (1,50) az „Erdők és természetközeli területek” (2,29) felé haladva. Ez utóbbi kategória jellemezhető a legnagyobb szórással (0,97) és variációs együtthatóval (43%). A „Vizek” és a „Vizenyős területek” kategóriákhoz tartoznak a legmagasabb átlagos értékek (2,52 és 2,44), de mivel ezek kis pixelszámúak (7 és 8 db), kevésbé jellemzőek.

16. táblázat: A különböző felszínborítási kategóriákhoz tartozó Budyko-típusú α modellparaméter értékei. MF: CLC 1. „Mesterséges felszínek”, MG: CLC 2. „Mezőgazdasági területek”, ETK: CLC 3. „Erdők és természetközeli területek”, VT: CLC 4. „Vizenyős területek”, V: CLC 5. „Vizek”.

α értékek	Felszínborítási kategória				
	MF	MG	ETK	VT	V
Átlag	1,29	1,50	2,29	2,44	2,52
Medián	1,19	1,39	2,11	2,24	2,28
Szórás	0,44	0,49	0,97	0,62	0,46
Var. eh. (%)*	34	33	43	25	18
Pixelszám (db)	896	37165	7303	8	7

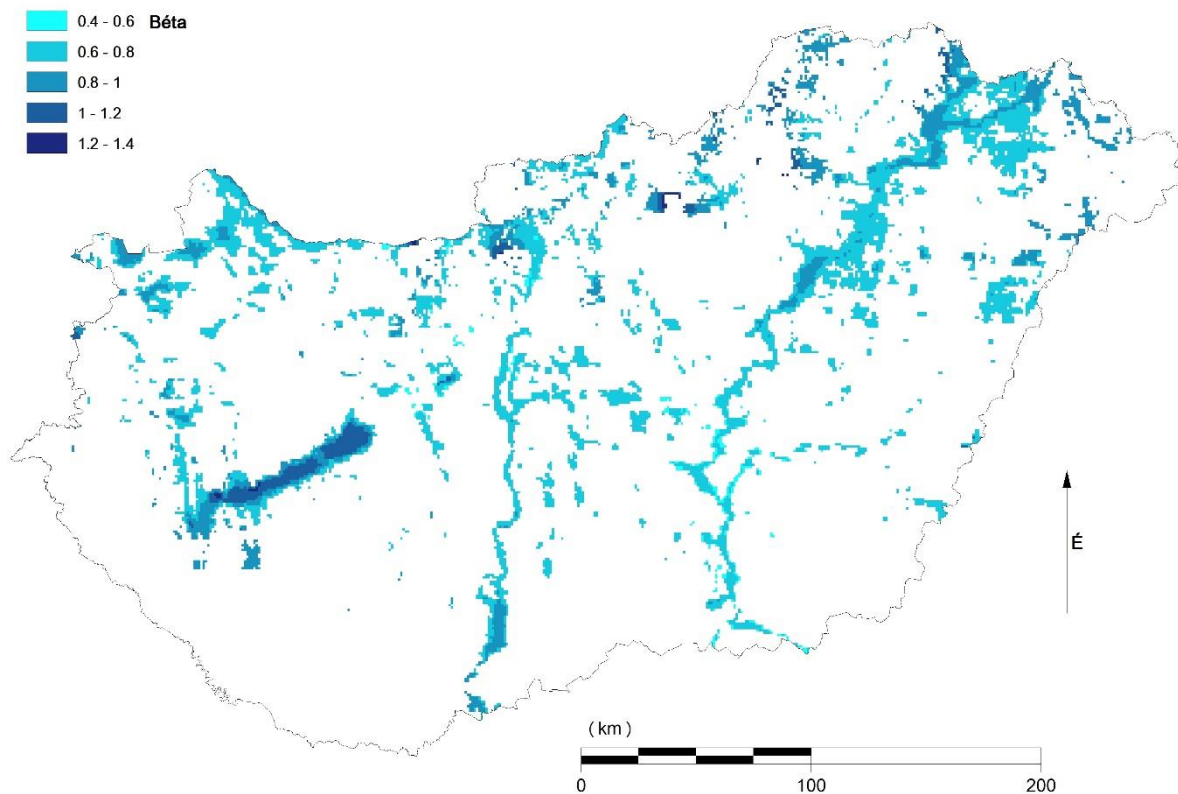
* Variációs együttható

Keve és Nováky (2010) a Bácsbodoki-Kígyós csatorna vízgyűjtőjére tapasztalati úton becsült különböző felszínborítási kategóriákra Budyko-típusú α értékeket (17. táblázat). Az összevethető kategóriák alapján megállapítható, hogy a tendencia hasonló: az α érték növekedik a települési, mesterséges felszínektől a mezőgazdasági területek, továbbá az erdők felé haladva), de az általam számított értékek alacsonyabbak. A vizenyős területekhez és a vizekhez tartozó α -k nem hasonlíthatók össze Keve és Nováky (2010) értékeivel.

17. táblázat: A Bácsbodoki-Kígyós csatorna vízgyűjtőjére tapasztalati úton becsült Budyko-típusú α paraméter értékek (Keve és Nováky 2010)

Leírás	α
Szinte a teljes cella település, csatorna is van	2,3
Több csatorna is van	2,4
Markáns csatorna van a cellában	2,5
Szántó, de van csatorna	2,7
Szántó, de csak a következő cellában van csatorna	2,8
Cella messze esik a lefolyást biztosító csatornáktól, erdő	2,9

Ahogy arról már korábban volt szó, a Budyko-féle α paraméter nem számítható, ha a térképeken az adott pixelhez tartozó párolgásérték (ET_A) magasabb, mint a hozzá tartozó csapadékérték (P). Ez főként vizenyős területek és vizek esetében fordul elő. Ezekre a pixelekre egy másik paraméter, a β lett számítva. A 33. ábrán látható a β paraméter térképe, az egyes felszínborítási kategóriákhoz tartozó értékek („homogén pixelek”-re szűrve) pedig a 18. táblázatban található.



33. ábra: Az előállított β modellparaméter térképe

A β paraméter átlagos értéke kismértékben növekszik a „Mesterséges felszínek”-től (0,69) a „Vizenyős területek”-ig (0,82), majd jelentősebben nő a „Vizek”-nél (1,04). Az „Erdők és természetközeli területek” és a „Vizek” felszínborítási kategóriák jellemezhetők a legnagyobb szórásokkal (0,12 és 0,13) és variációs együtthatókkal (15% és 12%).

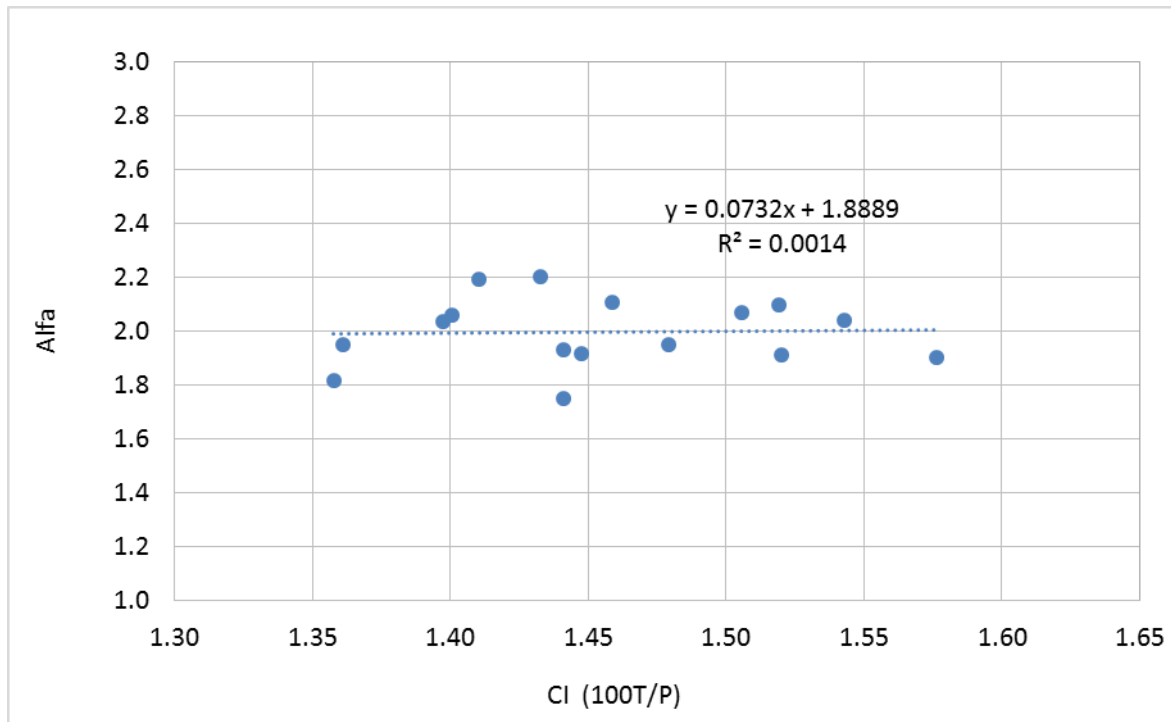
18. táblázat: A különböző felszínborítási kategóriákhoz tartozó β modellparaméter értékei. MF: CLC 1. „Mesterséges felszínek”, MG: CLC 2. „Mezőgazdasági területek”, ETK: CLC 3. „Erdők és természetközeli területek”, VT: CLC 4. „Vizenyős területek”, V: CLC 5. „Vizek”.

β értékek	Felszínborítási kategória				
	MF	MG	ETK	VT	V
Átlag	0,69	0,71	0,81	0,82	1,04
Medián	0,68	0,71	0,80	0,82	1,07
Szórás	0,08	0,07	0,12	0,08	0,13
Var. eh. (%)*	12	10	15	9	12
Pixelszám (db)	58	2321	2198	110	597

* Variációs együttható

Az α paraméter klímaérzékenységet a Nováky-féle klímaindex segítségével vizsgáltam a Zala folyó négy részvízgyűjtőjére. A paraméter értékek a klímaindex függvényében a 34. ábrán láthatók, a számszerű értékeket pedig a 8. melléklet tartalmazza.

Az eredmények alapján az α nem érzékeny a klímatervezőkre. Ebből kifolyólag feltételezhető, hogy a jövőbeli csapadék- és hőmérséklet-változások nem befolyásolják olyan jelentősen a paraméter értékeit, hogy azokat változtatni kellene, így az előrejelzések készítése során használható változatlan (konstans) értékekkel.



34. ábra: Az α paraméter a klímaindex függvényében
CI: Nováky-féle klímaindex (dimenzió nélkül; Nováky, 1985), T: hőmérséklet (°C), P: csapadék (mm/év).

5.3.2. A modell validálása

A validálás a 4.6.2. fejezet alapján történt a Zala részvízgyűjtőre (Csáki et al., 2015a,b). Az eredményeket a 19. táblázat tartalmazza.

Az összes időszakra vonatkozó átlagos eltérés a számított és a becsült párolgás között a négy részvízgyűjtő esetén 16 mm, azaz 2,7%-os volt. A teljes vízgyűjtőre (Zalaapáti) kapott eltérések (0,2%, 0,7% és 2,7%) átlaga mindössze 1,2%. A felső részvízgyűjtő (Zalalövő) esetében nagyobb eltérések adódtak az első két időszakra (7,7% és 8,5%). Ennek oka lehet többek között a területhasználat megváltozása. A természetszerű gazdálkodás (Őrségi Nemzeti Park Igazgatóság) miatt a nagyobb vízfogyasztású felszínborítási formák kiterjedése (pl. erdők), valamint a vizeket visszatartó lápok (35. ábra) száma növekedhetett. Továbbá, a korábbi meliorációs rendszerek nem megfelelő fenntartása a völgyfenekék elvizenyősödéséhez vezethetett. Így ezek már nagy párolgású, kisebb lefolyású területként jelenhettek meg az előrejelző modell felállításakor.

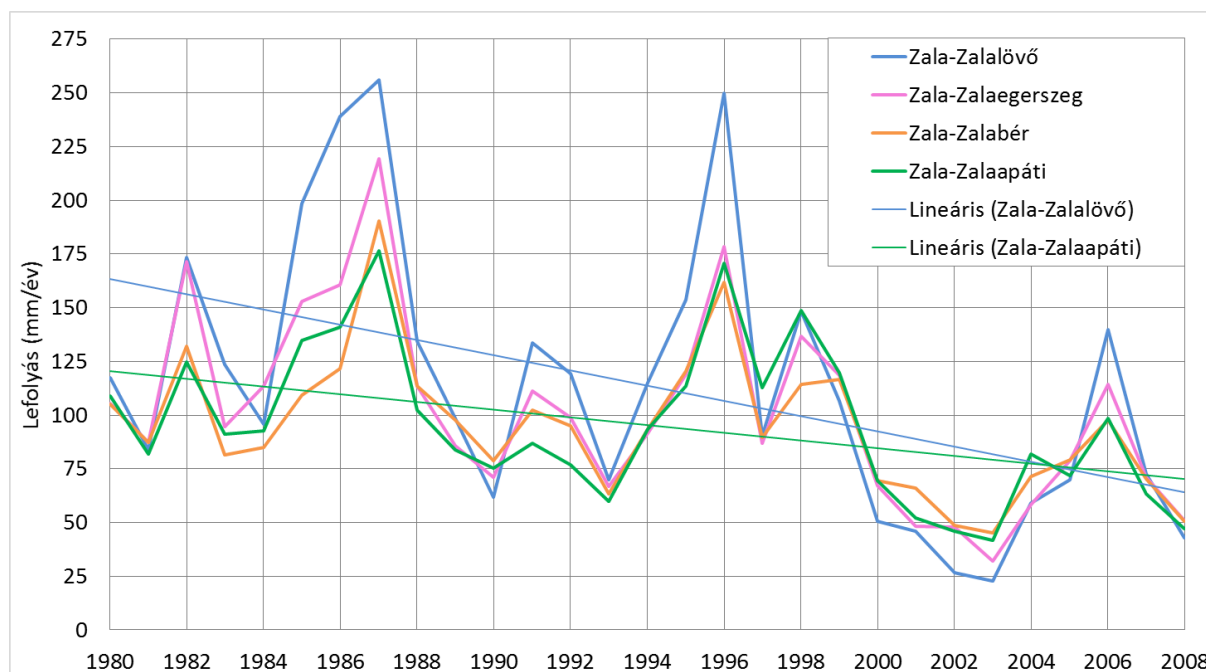
19. táblázat: A párolgásbecslő modell validálásának eredményei a Zala folyó vízgyűjtőjére. A táblázatban P a csapadék (CarpatClim), R a lefolyás a mért vízhozamból átszámolva (NYUDUVIZIG), $ET_{szám}$ a vízmérleg alapján számított párolgás (P-R), ET_{mod} a modellel becsült párolgás, ET_{diff} a számított és a becsült párolgás közötti eltérés abszolút értékben ($ET_{szám} - ET_{mod}$) és százalékosan.

Részvízgyűjtő	Időszak	P	R	$ET_{szám}$	ET_{mod}	ET_{diff}	
		(mm/év)	(mm/év)	(mm/év)	(mm/év)	(mm/év)	(%)
Zalalövő	1980-1989	707	152	555	598	43	7,7
	1985-1994	694	143	552	599	47	8,5
	1990-1999	721	125	596	612	15	2,6
Zalaegerszeg	1980-1989	698	130	567	571	4	0,7
	1985-1994	684	117	567	574	7	1,2
	1990-1999	716	108	608	586	22	3,7
Zalabér	1980-1989	687	112	575	572	3	0,5
	1985-1994	676	107	570	575	6	1,0
	1990-1999	712	104	609	589	20	3,3
Zalaapáti	1980-1989	680	114	566	568	1	0,2
	1985-1994	671	103	568	572	4	0,7
	1990-1999	706	106	600	584	16	2,7
Átlag:						16	2,7



35. ábra: Egy őrségi láp. Az Őrségi Nemzeti Park Igazgatóság területén több, mint negyven láp található, melyek egy része a Zala vízgyűjtőjén fekszik.

Ezt igazolja a Zala mért vízhozamaiból a területre átszámolt lefolyás-adatsor is (36. ábra). Az egyes részvízgyűjtők lefolyás-adatsorát egymással összehasonlítva látható, hogy a teljes vizsgált vízgyűjtőn (Zalaapáti) történt csökkenéshez képest nagyobb mértékű a felső részvízgyűjtőn (Zalalövő) a lefolyás csökkenése.



36. ábra: Az éves átlagos lefolyás változása az 1980-2008-as időszakban a négy részvízgyűjtőn

5.3.3. A modell bizonytalanságai, korlátai és alkalmazásának feltételei

Mint minden modell, a jelen munkában bemutatott is terhelt bizonytalanságokkal. Ezek egyrészt a modellparaméterek előállításához felhasznált adatokból, másrészt a modell tulajdonságaiból fakadnak. A modell használatakor ezekhez hozzáadódnak még az előrejelzésekhez felhasznált adatok bizonytalanságai is.

A modellparaméterek (α és β) előállításához használt – szintén modellezett – párolgás (CREMAP, többéves időtávon a modellhiba 3% alatti [Kovács, 2011]), valamint a mért adatok interpolálásával készült hőmérséklet és csapadék adatok (CarpatClim, Lakatos et al., 2013) is terheltek bizonytalansággal.

Az előrejelző modell figyelmen kívül hagyja a felszínborítás jövőbeli változását, mivel erre vonatkozóan csak feltételezések állnak rendelkezésre (pl. a vizenyős területek kiterjedése csökkenhet, a mesterséges felszíneké pedig növekedhet). A felszínborítás-változást esetleg több forgatókönyv szerinti modellezéssel lehetne figyelembe venni, ám ez is csak növelné az

előrejelzések bizonytalanságát. A modell gyengesége továbbá, hogy mivel többéves átlagok előrejelzésére lett kifejlesztve, a szezonális változásokat nem veszi figyelembe. (Az előrejelzések alapján térségünkben a nyarak szárazabbak és melegebbek [Bartholy et al., 2007; Kis et al., 2017b], a telek csapadékosabbak és enyhébbek lesznek, és ezek a változások befolyásolni fogják a párolgás és a lefolyás jövőbeli alakulását is.)

A párolgás előrevetítéséhez használt hőmérséklet és csapadék adatok bizonytalansága a különböző globális éghajlati modellekből, a kibocsátási forgatókönyvekből, valamint az egyes regionális klímamodellek tulajdonságaiból adódnak (Prein et al., 2011). Meg kell említeni, hogy az általam használt 12 regionális klímamodell adatai egy kibocsátási forgatókönyv (A1B) alapján készültek (van der Linden és Mitchell, 2009). Több forgatókönyv használatával a következő fejezetben bemutatott előrejelzések szórása nagyobb lenne. A hibák az egyes jellemzők szórásnégyzetének függvényében összegződnek (Dingman, 2002). Ezért a jövőbeli lefolyás becslése esetében még nagyobb hiba lehetséges, ugyanis ennek előállításához – a csapadék mellett – a modellezett párolgás felhasználása is szükséges, így annak bizonytalanságával is számolni kell.

Mivel az éghajlat-lefolyás modell fejlesztése során néhány Magyarországra érvényes összefüggés is alkalmazva lett, csak hasonló éghajlati tulajdonságokkal rendelkező helyekre használható. A modellparaméterek (α és β) előállításának feltétele, hogy rendelkezésre álljanak (hosszú távú) térben osztott tényleges párolgás, hőmérséklet és csapadék adatok.

5.4. Előrejelzés

A klímaváltozás hidrológiai hatásainak modellezése a 4.6.3. fejezetben leírt módon készült. A vizsgálat során három jövőbeli időszak (2011-2040, 2041-2070, 2071-2100) párolgásának és lefolyásának változását hasonlítom egy múltbeli (referencia) időszakhoz (1981-2010). Az előrejelzett átlagos változások térképi megjelenítése a 9. és 10. mellékletekben található. Az előrejelzések – 12 regionális klímamodell használatából eredő – bizonytalanságát a vizsgált vízgyűjtők és homoktájak esetén fogom bemutatni.

5.4.1. Magyarország teljes területe

Az előrejelzések átlagait az ország területére a 20. táblázat tartalmazza.

20. táblázat: Az átlagos éves hőmérséklet- (dT), csapadék- (dP), párolgás- (dET) és lefolyás (dR) előrejelzett változása Magyarország teljes területére

Időszak*	dT	dP		dET (mm)		dR (mm)	
	(°C)	(mm)	(%)	(mm)	(%)	(mm)	(%)
2011–2040	0,9	-2	-0,4	12	2,2	-14	-16,2
2041–2070	2,1	10	1,6	30	5,7	-21	-24,3
2071–2100	3,2	-8	-1,3	38	7,2	-46	-54,2

* A referencia időszakhoz (1981–2010) viszonyítva.

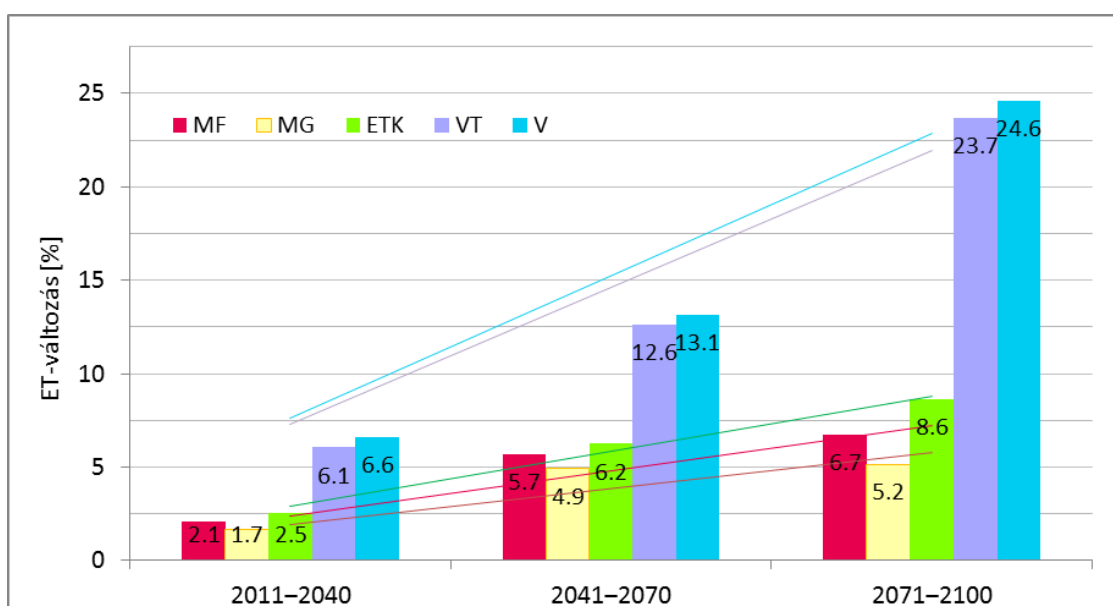
Az átlagos éves hőmérséklet nagyjából 1-1 °C-kal emelkedhet az előrevetített időszakokban. Így a 21. század végére átlagosan 3,2 °C-os emelkedés várható a referencia időszakhoz (1981–2010) viszonyítva. A csapadék a középső időszakban (2041-2070) emelkedhet, majd a század utolsó harmadában (2071-2100) csökkenhet, bár ezek nem jelentenek lényeges mennyiségi változást. A tényleges párolgás az első időszakban kisebb (2,2%), majd a középső időszaktól nagyobb mértékű átlagos növekedést mutat a referencia időszakhoz viszonyítva (5,7%, valamint 7,2%). Az emelkedő hőmérséklet, a kismértékben csökkenő (vagy stagnáló) csapadékmennyiség, valamint az emelkedő párolgás a lefolyás jelentős, több, mint 50%-os átlagos csökkenését eredményezhetik a század végére. Ha összehasonlítjuk a referencia időszakhoz viszonyított 46 mm-es átlagos csökkenést a 2000-2008-as időszak éves lefolyásának átlagával (60 mm), igen drasztikusnak tűnik a változás.

A különböző felszínborítások vízháztartásának jövőbeli alakulásának elemzéséhez a leszűrt „homogén pixelek”-et használtam. A tényleges párolgás átlagos változásának mm-es eredményei a 21. táblázatban található, a %-os változásokat pedig a 37. ábra mutatja.

21. táblázat: A tényleges párolgás (ET) előrejelzett változása (mm/év) és az eredmények szórása a felszínborítási kategóriák szerint („homogén pixelek”). MF: CLC 1. „Mesterséges felszínek”, MG: CLC 2. „Mezőgazdasági területek”, ETK: CLC 3. „Erdők és természetközeli területek”, VT: CLC 4. „Vizenyős területek”, V: CLC 5. „Vizek”.

Párolgásváltozás átlag (szórás, mm)					
Időszak*	Felszínborítási kategória				
	MF	MG	ETK	VT	V
2011–2040	10 (10)	9 (10)	15 (19)	38 (13)	57 (8)
2041–2070	27 (14)	25 (15)	37 (30)	78 (22)	113 (16)
2071–2100	32 (33)	27 (35)	51 (66)	146 (46)	213 (32)
Pixelszám (db)	954	39486	9501	118	604

* A referencia időszakhoz (1981–2010) viszonyítva.



37. ábra: A tényleges párolgás (ET) előrejelzett százalékos változása a referencia időszakhoz (1981-2010) viszonyítva. MF: CLC 1. „Mesterséges felszínek”, MG: CLC 2. „Mezőgazdasági területek”, ETK: CLC 3. „Erdők és természetközeli területek”, VT: CLC 4. „Vizenyős területek”, V: CLC 5. „Vizek”.

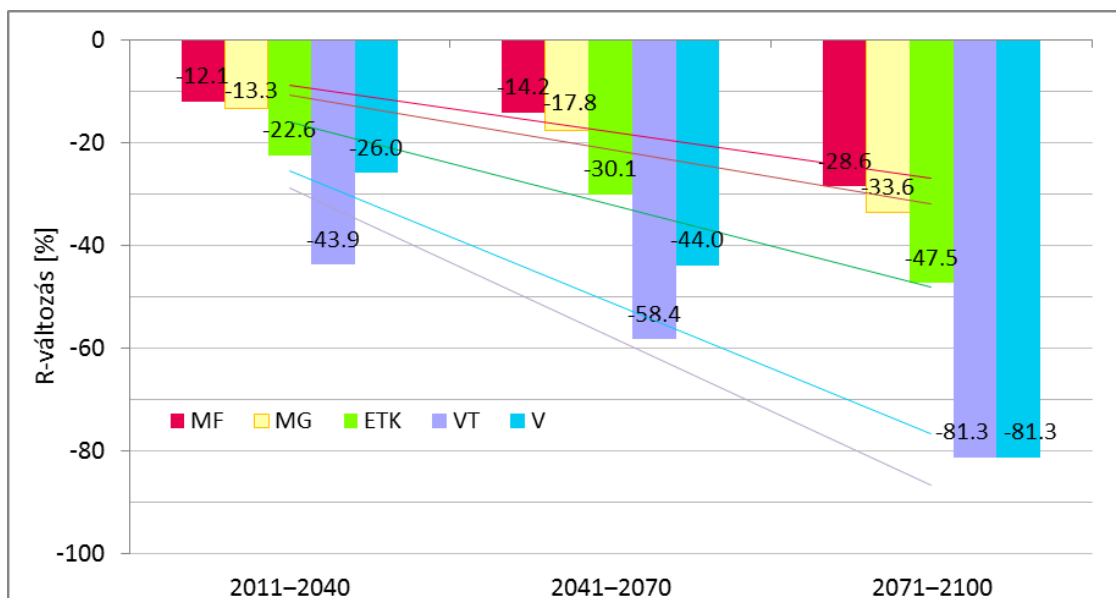
A párolgás mindegyik felszínborítás esetében növekedő tendenciát mutat. Legnagyobb arányú növekedés a „Vizek” és a „Vizenyős területek” esetében várható, melyek párolgása a 21. század utolsó harmadára átlagosan kb. 24-25%-kal (kb. 150-210 mm/évvel) nőhet meg az 1981-2010-es referencia időszakhoz képest. Ezeket követi az „Erdők és természetközeli területek”, a század végére kb. 9%-os növekedéssel. Ez a felszínborítási kategória rendelkezik a legnagyobb szórással: 66 mm (2071–2100-es időszak). A legkisebb arányú növekedés az előrejelzés alapján a „Mezőgazdasági területek” esetében várható, átlagosan kb. 5% a század végére a referencia időszakhoz viszonyítva.

A lefolyás, illetve „Vizek” és „Vizenyős területek” esetén a nettó utánpótlódás előrejelzett átlagos változásának mm-es eredményei a 22. táblázatban találhatóak, a %-os változásokat pedig a 38. ábra mutatja.

22. táblázat: A lefolyás, illetve nettó utánpótlódás előrejelzett változása (mm/év) és az eredmények szórása a felszínborítási kategóriák szerint („homogén pixelek”). MF: CLC 1. „Mesterséges felszínek”, MG: CLC 2. „Mezőgazdasági területek”, ETK: CLC 3. „Erdők és természetközeli területek”, VT: CLC 4. „Vizenyős területek”, V: CLC 5. „Vizek”.

Lefolyásváltozás átlag (szórás, mm)					
Időszak*	Felszínborítási kategória				
	MF	MG	ETK	VT	V
2011–2040	-13 (10)	-11 (11)	-18 (20)	-32 (16)	-53 (8)
2041–2070	-15 (15)	-15 (15)	-28 (30)	-62 (24)	-97 (15)
2071–2100	-36 (33)	-34 (35)	-62 (66)	-146 (47)	-208 (30)
Pixelszám (db)	954	39486	9501	118	604

* A referencia időszakhoz (1981–2010) viszonyítva.



38. ábra: A lefolyás, illetve nettó utánpótlódás (R) előrejelzett százalékos változása a referencia időszakhoz (1981-2010) viszonyítva. MF: CLC 1. „Mesterséges felszínek”, MG: CLC 2. „Mezőgazdasági területek”, ETK: CLC 3. „Erdők és természetközeli területek”, VT: CLC 4. „Vizenyős területek”, V: CLC 5. „Vizek”.

A lefolyás (illetve nettó utánpótlódás) esetében csökkenő tendencia várható az összes felszínborítási kategória esetében. A legnagyobb arányú változás a „Vizek”-nél és a „Vizenyős területek”-nél látható: a csapadékból történő nettó utánpótlódásuk átlagosan kb. 81%-kal csökkenhet a század végére az 1981-2010-es referencia időszakhoz képest. (E területeknél a többletpárolgás fog dominálni az emelkedő átlagos hőmérsékletből kifolyólag.) Jelentős lefolyás csökkenés várható az „Erdők és természetközeli területek” kategória esetében is, átlagosan kb. 30%-os a 2041–2070-es, valamint kb. 48%-os a 2071–2100-as időszakban,

a referencia időszakhoz képest. A „Mesterséges felszínek” és a „Mezőgazdasági területek” lefolyása a középső előrejelzett időszakban átlagosan 15 mm/év, a század utolsó harmadában kb. 34-36 mm/év értékkel csökkenhet. Ez a csökkenés arányosítva a „Mezőgazdasági területek” esetében jelentősebb: átlagosan kb. 18 és 34% az 1981-2010-es referencia időszakhoz képest.

5.4.2. Zala vízgyűjtő

Az előrejelzések átlagait a Zala vízgyűjtőjére a 23. táblázat tartalmazza, a százalékos változást pedig a 39. ábra mutatja. A becslések több regionális klímamodell használatából eredő bizonytalanságát a táblázatban feltüntetett szórás értékek mutatják, valamint az ábrán látható szóródás szemlélteti.

23. táblázat: Átlagos éves hőmérséklet- (dT), csapadék- (dP), párolgás- (dET) és lefolyás-változás (dR) a Zala vízgyűjtő esetében

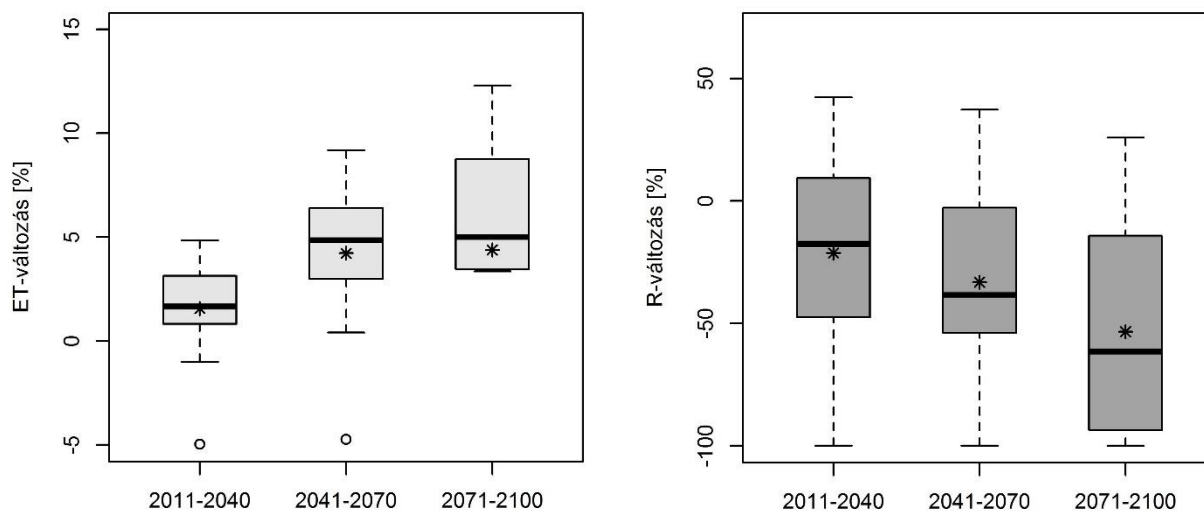
Név	Időszak*	dT (°C)	dP (mm)	dET (szórás) (mm)	dR (szórás) (mm)
Zala vízgyűjtő (Zalaapáti)	2011–2040	0,9	1	10 (14)	-9 (30)
	2041–2070	2,0	10	25 (21)	-16 (26)
	2071–2100	3,2	-9	27 (36)	-36 (35)

* A referencia időszakhoz (1981–2010) viszonyítva.

A Zala vízgyűjtő esetében a hőmérséklet előrejelzés az országos átlaghoz hasonlóan alakul, a század végére átlagosan 3,2 °C lehet az emelkedés a referencia időszakhoz (1981–2010) viszonyítva. A csapadék az első (2011-2040) és a középső időszakban (2041-2070) emelkedhet, majd a század utolsó harmadában (2071-2100) csökkenhet, bár ezek itt sem jelentenek lényeges mennyiségi változást.

A tényleges párolgás a referencia időszakhoz viszonyítva időrendben átlagosan kb. 1,6%, 4,2% és 4,4%-kal nőhet meg. A század végére a maximális változás elérheti akár a 12%-ot az előrejelzések alapján. A 12 regionális klímamoddellel történt becslés eredményeinek szórása és szóródása egyre nő, mivel a modellek bizonytalansága is egyre nagyobb az időben távolodva. A lefolyás tekintetében jelentős, 21,2%, 33,2% és 53,4%-os átlagos csökkenés várható a referencia időszakhoz képest. Mivel a hosszú távú vízmérleg egyenlet nem lehet negatív, a β modellparaméterrel számított pixelek párolgását néhány extrém esetben le kellett szabályoznom, így ezek a területek 100%-os lefolyás csökkenéssel jelennek meg. A β -s területek fokozódó párolgása súlyos következményekhez vezethet, például növelheti a

vizenyős területek, wetlandek (pl.: Kis-Balaton) kiszáradásának kockázatát. Az előrejelzések alapján a Balaton – miközben a párolgása megnövekszik – vízutánpótlása a Zala vízgyűjtőjéről várhatóan csökkenni fog.



39. ábra: A tényleges párolgás (ET) és a lefolyás (R) százalékos változása a referencia időszakhoz (1981–2010) viszonyítva a Zala vízgyűjtőjén. (Doboz: az eredmények 50%-a. Alsó és felső bajusz: alsó kvartilis, felső kvartilis. Csillag: átlag. Vastag vonal: medián. Karika: kiugró értékek.)

5.4.3. Bácsbokodi-Kígyós vízgyűjtő

A Bácsbokodi-Kígyós vízgyűjtőjére az előrejelzések átlagait és a szórásokat a 24. táblázat tartalmazza, a százalékos változást és az előrejelzések szóródását pedig a 40. ábra mutatja.

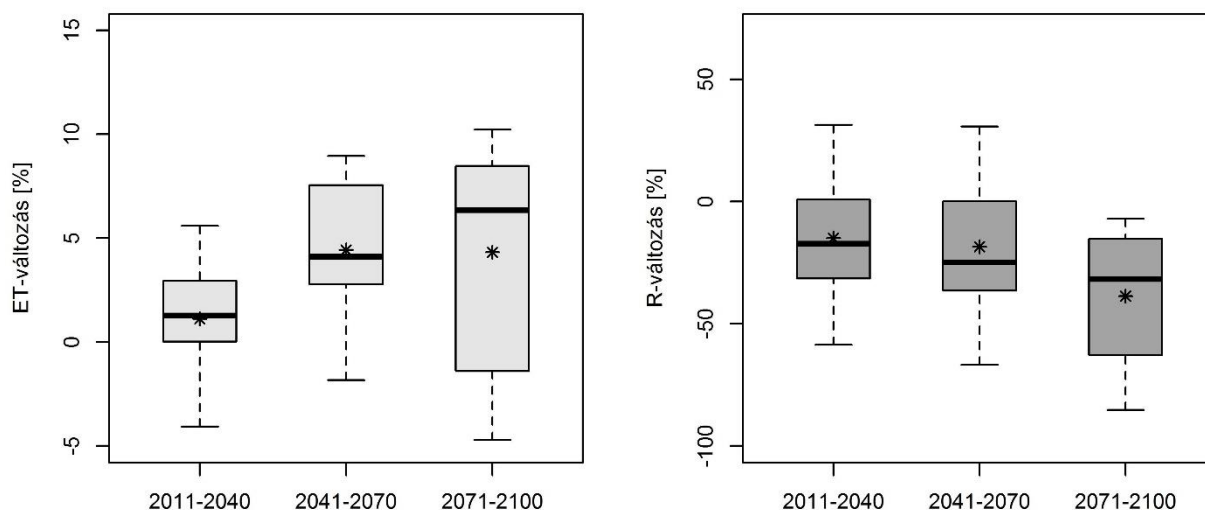
24. táblázat: Átlagos éves hőmérséklet- (dT), csapadék- (dP), párolgás- (dET) és lefolyás-változás (dR) a Bácsbokodi-Kígyós vízgyűjtő esetében

Név	Időszak*	dT (°C)	dP (mm)	dET (szórás) (mm)	dR (szórás) (mm)
Bácsbokodi-Kígyós vízgyűjtő	2011–2040	0,9	-4	5 (12)	-9 (24)
	2041–2070	2,1	5	20 (15)	-15 (23)
	2071–2100	3,3	-12	20 (23)	-32 (24)

* A referencia időszakhoz (1981–2010) viszonyítva.

Az átlagos éves hőmérséklet és az átlagos éves csapadékösszeg előrejelzés a Bácsbokodi-Kígyós esetében hasonló az országos tendenciákhoz. A század végére a hőmérséklet tekintetében átlagosan 3,3 °C emelkedés várható – a referencia időszakhoz (1981–2010) viszonyítva –, míg az éves csapadékösszeg tekintetében itt sem detektálható jelentős változás. A tényleges párolgás átlagosan 1,1%, 4,4%, és 4,3%-kal nőhet meg a jövőbeli időszakokban. Az előrejelzések (párolgás, lefolyás) szóródása az utolsó vizsgált 30 éves periódus esetében a legnagyobb, jelezve a nagyobb bizonytalanságot. A lefolyás esetében itt is jelentős, 15,0%, 18,5%, és 38,7%-os átlagos csökkenés várható a referencia időszakhoz (1981–2010) képest.

A maximális csökkenés elérheti akár a 85,3%-ot a század végére. A csökkenés valószínűleg nem lesz olyan jelentős, mint a Zala esetében (ahol a β -s területek párolgásának erős fokozódása várható). Ám a csökkenő felhasználható vízkészlet korlátozhatja – többek között – a mezőgazdasági tevékenységeket, és különféle alkalmazkodásokra lesz szükség (például öntözés mennyiségének növelése, szárazságtűrőbb növények választása).



40. ábra: A tényleges párolgás (ET) és a lefolyás (R) százalékos változása a referencia időszakhoz (1981-2010) viszonyítva a Bácsbokodi-Kígyós vízgyűjtőjén. (Doboz: az eredmények 50%-a. Alsó és felső bajusz: alsó kvartilis, felső kvartilis. Csillag: átlag. Vastag vonal: medián.)

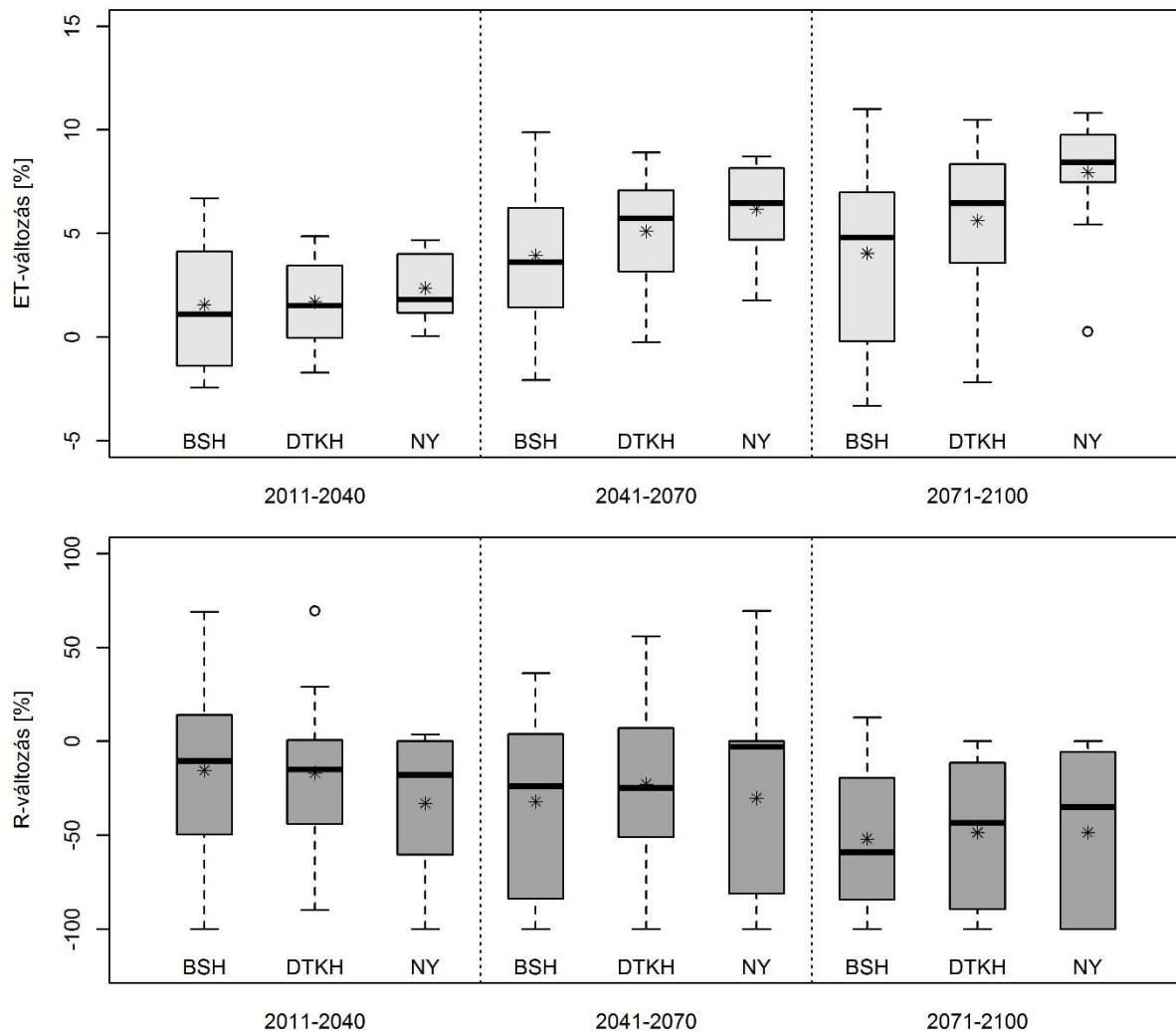
5.4.4. Homoktájak

Az előrejelzések átlagait és a szórásokat a homoktájak (Belső-Somogyi-homokvidék, Duna-Tisza közti hátság, Nyírség) esetében a 25. táblázat tartalmazza, a százalékos változást és az előrejelzések szóródását pedig a 41. ábra mutatja.

25. táblázat: Átlagos éves hőmérséklet- (dT), csapadék- (dP), párolgás- (dET) és nettó utánpótlódás-változás (dR) a homoktájak esetében

Név	Időszak*	dT (°C)	dP (mm)	dET (szórás) (mm)	dR (szórás) (mm)
Belső-Somogyi-homokvidék	2011–2040	0,9	4	9 (17)	-4 (25)
	2041–2070	2,1	5	23 (18)	-16 (20)
	2071–2100	3,3	-10	24 (24)	-27 (21)
Duna-Tisza közti hátság	2011–2040	0,9	-3	8 (10)	-10 (22)
	2041–2070	2,1	8	24 (13)	-15 (23)
	2071–2100	3,2	-8	27 (18)	-29 (25)
Nyírség	2011–2040	0,9	-7	13 (9)	-15 (16)
	2041–2070	2,1	10	35 (11)	-14 (24)
	2071–2100	3,2	-13	45 (15)	-26 (25)

* A referencia időszakhoz (1981–2010) viszonyítva.



41. ábra: A tényleges párolgás (ET, felül) és a nettó utánpótlódás (R, alul) százalékos változása a referencia időszakhoz (1981-2010) viszonyítva a homoktájak esetében.
 BSH: Belső-Somogyi-homokvidék, DTKH: Duna-Tisza közti hátság, NY: Nyírség.
 (Doboz: az eredmények 50%-a. Alsó és felső bajusz: alsó kvartilis, felső kvartilis.
 Csillag: átlag. Vastag vonal: medián. Karika: kiugró értékek.)

Az átlagos éves hőmérséklet és az átlagos éves csapadékösszeg mindegyik homoktáj esetében az országos átlagos változásokhoz hasonlóan alakul. Az előrejelzések alapján a 21. század végére átlagosan 3,2-3,3 °C emelkedés várható a referencia időszakhoz (1981–2010) viszonyítva. A csapadék a középső időszakban (2041-2070) emelkedhet – a Belső-Somogyi-homokvidék esetében az első időszakban is –, majd a század utolsó harmadában csökkenhet. A Nyírség esetében a legnagyobbak a csapadékváltozás különbségek, de itt is meg kell említeni, hogy ezek nem jelentenek lényeges mennyiségi változást. A tényleges párolgás mindhárom területnél fokozatosan nőhet a jövőbeli időszakokban, a század végére átlagosan kb. 4-8%-kal. Az előrejelzések alapján a nettó utánpótlódás jelentősen csökkenhet a homokos területeken. Az átlagos várható csökkenés a század első harmadában kb. 15%-os a Belső-

-Somogyi-homokvidék és a Duna-Tisza közti hátság, valamint 30% a Nyírség esetében. A középső időszakban (2041-2070) a Duna-Tisza közti hátságnál 23%-os, a másik két tájnál kb. 31%-os az előrejelzett változás a referencia időszakhoz viszonyítva. A század utolsó harmadára az átlagos várható csökkenés nagyjából 50%-os mindhárom vizsgált táj esetében, de a Nyírségnél a maximális csökkenés több becslés alapján is elérheti a 100%-ot. Mivel mindhárom területen a mezőgazdasági felszínhasználat dominál, a csökkenő felhasználható vízkészlet miatt indokolt alkalmazkodási stratégiák kidolgozása a jövőre (pl. öntözés a nagyobb folyók vizéből, megfelelő növényválasztás).

5.4.5. Összevetés más előrejelzésekkel

A bemutatott és alkalmazott éghajlat-lefolyás modell Magyarországra lett kifejlesztve. Az ország és a Kárpát-medence kapcsán viszonylag kevés hosszú távú hidrológiai előrejelzés készült ez idáig. Ezért az összevetést kiegészítettem néhány – hasonló éghajlati tulajdonságokkal rendelkező – kelet-közép-európai vizsgálatokkal is.

Nováky (2008) a Balaton kapcsán vizsgálta, hogy az éghajlat előrejelzett változásai milyen hatással lehetnek a tó átlagos évi vízháztartására a 21. század közepéig. A vízgyűjtőkről történő hozzáfolyást (a tó utánpótlódását) Budyko-típusú osztott-paraméterű modellel számolta. A vizsgálat szerint a tó vízmérlegének jelentős romlása várható. A következtetései alátámasztják a Zala vízgyűjtőjére kapott eredményeimet, nevezetesen, hogy a Balaton vízgyűjtőiről történő csökkenő vízutánpótlása lehet, hogy nem lesz elég a tó megnövekedett párolgásának egyensúlyozására.

Keve és Nováky (2010) a Bácsbokodi-Kígyós vízgyűjtőjén vizsgálták a klímaváltozás hatását a Budyko-féle modell osztott paraméterű változatával, több éghajlati forgatókönyv esetén. (Az általuk használt tapasztalati úton becsült modellparaméter összehasonlítása az általam számított paraméter értékekkel az 5.3.1. fejezetben található.) Az eredményeik alapján a 2021-2040-es időszakra a referencia időszakhoz (1977-1998) képest átlagosan 43%-kal csökkenhet az évi átlagos lefolyás a vízgyűjtőn. A vizsgált legpesszimistább éghajlati forgatókönyv esetén a modellezett csökkenés 61%-os. Az általam kapott eredményekkel számszerű összehasonlítás nem lehetséges, ugyanis más a választott referencia időszak, illetve nem teljesen átfedő a jövőbeli időszak sem. Viszont megállapítható, hogy az előrevetített tendencia hasonló, a lefolyás egyértelmű csökkenését mutatja mindkét vizsgálat a Bácsbokodi-Kígyós vízgyűjtőjén.

Korábban említésre került, hogy a DIWA modellt (Szabó, 2007) elsősorban nagyobb időbeli felbontású csapadék-lefolyás modellezésekre fejlesztették ki, de hosszú távú klímahatás becslésekre is alkalmazható, térben osztott módon. Modellezték vele többek között a lefolyás várható változását a Zagyva vízgyűjtőjén (Kis et al., 2015) és a Felső-Tisza vízgyűjtőjén (Kis et al., 2017a,b) is. A Zagyva esetében a 2070–2099 közötti évekre modellezett éves lefolyásokat a referencia időszakkal (1976–2005) összehasonlítva megállapították, hogy jóval kisebb értékek is megjelennek, valamint, hogy a szélsőségesen nagy vízmennyiségek gyakoribbak és intenzívebbek lesznek. A Felső-Tisza vízgyűjtőjére kapott modelleredmények alapján a 21. század utolsó harmadára várhatóan kisebb lesz a napi átlagos lefolyás, az 1971-2000-es referencia időszakhoz viszonyítva. Becsléseik alapján a napi közepes vízhozamok alsó kvartilisénél kisebb értékek előfordulása mintegy 30%-kal fog növekedni.

Herceg et al. (2016, 2018) egy egyszerűsített „Thorntwaite-típusú” vízmérleg modellt fejlesztett ki. Bár a modell nem térben osztott, valamint havi időlépcsőt használ, mégis az általam készített előrejelzésekhez hasonló tendenciákra hívja fel a figyelmet. Két Nyugat-Dunántúli helyszín esetében (egy vegyes felszínborítású parcella és egy erdős terület) vizsgálták vele a tényleges párolgás és a talajnedvesség várható alakulását. Az eredmények alapján – amihez négy klímamodell adatait használták fel –, mindkét terület esetén 11%-kal emelkedhet meg a havi átlagos párolgás a 21. század végére, az 1980-2010-es referencia időszakhoz viszonyítva. Emellett erősen csökkenhet a talajnedvesség minimum értéke (azaz a növények számára elérhető minimum), a vegyes felszínborítású parcella esetén 48%-kal, az erdős terület esetén pedig 32%-kal. A fokozódó párolgási kényszer hatására elpárologtatott nagyobb vízmennyiség a nyári időszakban a csapadékból kevésbé tud majd utánpótlódni, így drasztikusan csökkenhetnek a talajban raktározott vízkészletek. Ezek az eredmények a szárazságstresszes időszakok egyre súlyosabb megjelenését vetítik előre, ami együtt jár az erre érzékeny fafajok potenciális veszélyeztetésével.

Remrová és Císlarová (2010) a csehországi Jizera-hegységben található Uhlířská vízgyűjtőre, lágyszárú borítású területre modellezték a tényleges párolgás és a szárazságstressz alakulását a klímaváltozás függvényében, a 2071-2100-es időszakra. Vizsgálatuk az S1D modellel történt, amihez egyetlen regionális klímamodell korrigált adatait használták fel. Habár a kutatás eredménye, hogy a növényzet nem fog jelentős vízhiánytól szenvedni – ami abból adódik, hogy a terület klímája csapadékosabb és hűvösebb, mint a magyarországi átlag,

és ez a jövőben is várhatóan megmarad – , mégis egyértelmű átlagos párolgás növekedést mutattak ki.

Szwed (2017) a Nagy-lengyelországi vajdaság (Wielkopolska régió) területén, különböző felszínborítások esetében vizsgálta a tényleges párolgás jövőbeli lehetséges változását. Az előrejelzések készítéséhez öt klímamodell hőmérséklet és csapadékadatát használt fel. Az eredmények alapján 2061–2090-re az éves átlagos párolgás kb. 8%-kal nőhet meg a régióban a referencia időszakhoz (1961–1990) viszonyítva. Nyolc felszínborítási kategóriát különít el a vizsgálat, melyből az általam használt kategóriákkal leginkább megegyezőket összevetve megállapítható, hogy a tendencia hasonló: legjobban a vizek esetében várható a párolgás növekedése, amit az erdők, majd a mezőgazdasági területek és a városi területek (mesterséges felszínek) követ. A kutatás megállapítja, hogy a párolgás jövőbeli alakulását az éghajlat változása jobban befolyásolja, mint a felszínborítás esetleges változása. Ezt igazolja Gálos et al. (2012) tanulmánya is, akik Magyarországra vizsgálták, hogy az erdőtelepítés miként mérsékelheti a klímaváltozás hatását. A kutatás kimutatta, hogy a 2071-2100-ig tartó időszakra – REMO regionális klímamoddellel, A1B kibocsátási forgatókönyv alapján – előrejelzett erőteljes szárazodó tendenciát csak az ország növényzettel borított felszíneinek teljes beerdősítésével lehetne számottevően csökkenteni.

A különböző hidrológiai előrejelző (éghajlat-lefolyás, csapadék-lefolyás) modellek eredményeit nehéz összehasonlítani. Az előrejelzések más és más vizsgálati területekre, változatos időlépcsőkre (napi, havi, szezonális, éves, többéves), különböző vizsgálati időszakokra (más referencia- és más jövőbeli időszakok), valamint többféle éghajlati forgatókönyv alapján, különböző regionális klímamoddellek adatainak felhasználásával készültek. Mindenesetre a fent bemutatott kutatások eredményei megegyeznek az általam kapott tendenciákkal: a klímaváltozás hatására a párolgás a jövőben várhatóan növekedni fog, míg a lefolyás csökkenésével kell számolnunk.

6. Összefoglalás és tézisek

Hazánkban az éves párolgás és az éves csapadék aránya 90% körül mozog. Így átlagosan mindössze a csapadék kb. 10%-a fordítódik a lefolyásra (a felszíni és felszínalatti vízkészletek utánpótlódására). Ezen jellemzők számszerűsítésével vizsgálható egy adott terület vízháztartása, hosszabb (többéves) időtávon.

A kutatás legfontosabb alapadatai a 2000-2008-as időszakra készült 1 km²-es térbeli felbontású CREMAP párolgástérképek (Kovács, 2011; Szilágyi és Kovács, 2011). Párolgás, valamint csapadék adatok segítségével a lefolyás is becsülhető többéves időtávra (az egyszerűsített vízháztartási egyenlet alapján). A párolgás és lefolyás adatokkal – az országos szintű elemzéseken túl – több mintaterület vízháztartását is vizsgáltam (Zala vízgyűjtő, Bácsbokodi-Kígyós vízgyűjtő, Belső-Somogyi-homokvidék, Duna-Tisza közti hátság, Nyírség).

Dolgozatomban újszerűen, térben osztott módon, a környezeti változók függvényében végeztem hidrológiai elemzéseket. Öt felszínborítás típust különítettem el (a CORINE Land Cover 2006 vektoros adatbázis alapján), amelyek vízháztartását összehasonlítottam: „Mesterséges felszínek”, „Mezőgazdasági területek”, „Erdők és természetközeli területek”, „Vizenyős területek” és „Vizek”. Az „Erdők és természetközeli területek” kategória további elemzésekre került, vizsgáltam nagytájanként, továbbá a levélfelületi index (LAI), és az Alföld esetében a talajvízmélység függvényében is.

A gyakorlati erdőgazdálkodás számára a jelenleginél nagyobb térbeli felbontású párolgás adatokra van szükség. Ezért kísérletet tettem egy (vegetációs-index alapján történő) párolgástérkép leskálázási módszer kidolgozására is. A kapott nagyobb felbontású (250*250 m) térképekkel összehasonlítottam 15 db faállomány-típus párolgását. A távérzékelés rohamos fejlődésével a jövőben elérhetővé válhatnak olyan még megbízhatóbb és nagyobb térbeli felbontású adatok, amelyekkel a módszer továbbfejleszhető.

A klímaváltozás hidrológiai hatásainak modellezése és elemzése regionális és lokális szinten is fontos feladat. A dolgozatban továbbfejlesztettem a Nováky (1985) által kidolgozott éghajlat-lefolyás modellt, amellyel hosszú távú, térben osztott hidrológiai előrejelzések készítésére nyílik lehetőség. A modellfejlesztés és validálás mellett kitértem a modellel kapott jövőbeli eredmények elemzésére is, országos szinten, valamint a kiválasztott területek példáján is.

Az eredmények alapján a 21. században a klímaváltozás hatására a párolgás arányának növekedése várható. Ez igen drasztikus hatással lehet a vízkészletekre, kevesebb víz áll majd rendelkezésre az igények kielégítésére. Az általam bemutatott vizsgálati eredmények segítséget nyújthatnak különböző szakterületeken (mezőgazdaság, erdőgazdaság, műszaki vízgazdálkodás, stb.) hosszú távú tervek készítésében, alkalmazkodási stratégiák kidolgozásában. Az éghajlat-lefolyás modell szezonális változások becslésére nem alkalmas, valamint nem számol a felszínborítás jövőbeli változásával. Így ezek tekintetében lenne szükséges a továbbfejlesztése.

A dolgozatban ismertetett módszerek (különböző felszínborítások vízháztartásának elemzése, párolgástérképek leskálázása) és az előrejelző modell természetesen közel sem tökéletesek. Használatuk esetén figyelembe kell venni a részletezett korlátokat, megkötéseket és bizonytalanságokat. Reményeim szerint viszont jó kiindulási alapot nyújtanak térben osztott hidrológiai vizsgálatokhoz. A jövőben akár továbbfejleszhetők, amivel még pontosabb elemzések és előrejelzések készülhetnek.

Tézisszerűen megfogalmazva munkám a következőképpen foglalható össze:

1. Kidolgoztam egy módszert különböző felszínborítások vízháztartásának térben osztott módon való vizsgálatára (Csáki et al., 2017a,b).

Az elemzésekhez használt 1 km²-es felbontású raszteres párolgás- és lefolyástérképeket a vektoros CORINE Land Cover 2006 adatbázissal metszettem, öt felszínborítás típus elkülönítésével. Egy párolgás vagy lefolyás pixelhez több felszínborítási kategória is tartozhat. A statisztika során az ilyen „kevert pixelek” értéke beszámításra kerülne több kategóriába is, tompítva ezzel a felszínborítás típusok között jelentkező különbségeket. E probléma kiküszöbölésére a vizsgálat során a „homogén pixelek”-re való szűrést alkalmaztam: csak a legalább 90%-ban (0,9 km²) homogén felszínborítással rendelkező területeket vettem figyelembe. A módszerrel a különböző felszínborítás típusok vízháztartása elemezhető, egymással összehasonlítható.

2. Levezettem egy eljárást, amely alkalmazható térben osztott párolgás adatok nagyobb felbontásra való leskálázására, műholdas méréseken alapuló vegetációs indexek segítségével (Csáki et al., 2018a, 2019).

A kutatásban használt CREMAP 1 km²-es párolgástérképek leskálázáshoz (azaz térbeli felbontásának finomításához) a 250*250 m-es MODIS NDVI (Normalizált Vegetációs Index) lett kiválasztva, mint változó, a regresszió meghatározásához. (Az eljárás más vegetációs indexekkel – LAI, EVI, stb. – való leskálázásra is használható.) A leskálázást bemutattam egy melegebb és szárazabb (2003. május-október), valamint egy hűvösebb és csapadékosabb (2005. május-október) időszak példáján is. A leskálázott adatok segítségével összehasonlítottam különböző faállomány típusok egymáshoz viszonyított párolgását. Az elemzések során alkalmaztam a „homogén pixelek” módszerét, csak azokat a leskálázott párolgás cellákat vettem figyelembe, amelyek teljes területe (250*250 m = 6,25 ha) egy faállomány típusba tartozott.

3. Kidolgoztam egy térinformatikai alapú, hosszú távú hidrológiai előrejelzések készítésére alkalmas éghajlat-lefolyás modellt (Csáki et al., 2014a,b). Mért adatok felhasználásával megvizsgáltam a modell klímaérzékenységét, valamint elvégeztem a validációját (Csáki et al., 2015a,b).

A modell részben a Nováky (1985) által kidolgozott éghajlat-lefolyás számítási módszer továbbfejlesztése. Kétféle paramétert használ, amelyek előállításához azonos térbeli felbontású párolgás, csapadék és hőmérséklet adatokra van szükség. Az úgynevezett α paraméter a Budyko-féle modellre épül, számítása többletvízhatástól független területekre lehetséges. A többletvízhatású pixelekre egy lineáris (a tényleges és a kádpárolgás arányát mutató) β paramétert vezettem be. A két paraméter használható a párolgás és a lefolyás becslésére térben osztott módon, bármely hosszú távú (akár jövőbeli) időszakra. Ehhez a paramétertérképek mellett (térben osztott) hőmérséklet és csapadék adatokra van szükség a modellezett időszakra. Az α paraméter klímaérzékenység-vizsgálatát, valamint a modell validációját a Zala folyó vízgyűjtőjére (négy részvízgyűjtőre bontva) végeztem el, mért csapadék, hőmérséklet és vízhozam adatok felhasználásával. Az eredmények alapján az α nem érzékeny a klímatervezőkre. A β paraméter klímaérzékenység-vizsgálata nem volt elvégezhető, mivel nagyon kevés pixel tartozott a paraméterhez az érintett területen. A validálás során a tényleges párolgást számítottam a mért adatokból az egyszerűsített

vízmérleg alapján, valamint előállítottam a modellel is, majd az értékek összehasonlításával vizsgáltam az eltérést. Megállapítottam, hogy a teljes vizsgált vízgyűjtőre kapott eltérések átlaga mindössze 1,2% volt.

4. A validált modell alkalmazásával hidrológiai előrejelzéseket készítettem a 21. századra, melyeket országos szinten, felszínborítások szerint, valamint több kiválasztott terület esetén is elemeztem (Csáki et al., 2016, 2018b).

Az előrejelzések készítéséhez az α és β paraméterterképek mellett 12 regionális klímamodell hőmérséklet és csapadék adatait használtam fel, melyek A1B kibocsátási forgatókönyv alapján készültek. A vizsgálat során három jövőbeli időszak (2011-2040, 2041-2070, 2071-2100) párolgásának és lefolyásának változását hasonlítottam egy múltbeli (referencia) időszakhoz (1981-2010). Az országos szintű elemzéseknél kitértem a különböző felszínborítás típusok vízháztartásának várható alakulására is. Részletesen vizsgáltam az előrejelzéseket a Zala vízgyűjtő, a Bácsbokodi-Kígyós vízgyűjtő, a Belső-Somogyi-homokvidék, a Duna-Tisza közti hátság és a Nyírség esetében.

Köszönetnyilvánítás

Köszönettel tartozom témavezetőmnek, Gribovszki Zoltánnak, a kutatás alapjainak lefektetéséért, a sok-sok hasznos tanácsáért, ötletért és – ha épp arra volt szükségem – biztatásért.

Hálával tartozom Kalicz Péternek, aki szintén végigkísérte a kutatást a kezdeti lépésektől jelen dolgozat elkészüléséig, és rengeteg segítséget nyújtott benne.

Hálás vagyok Zagyvainé Kiss Katalin Anitának, aki a munkahelyi vita során bírálóként hasznos tanácsaival és javaslataival segítette a kutatást, valamint a nehezebb időszakokban mentesített a terepi munkák alól.

Köszönet illeti a disszertáció bírálóit, Móricz Norbertet és Szilágyi Józsefet, akinek külön köszönöm, hogy rendelkezésemre bocsátotta a CREMAP párolgástérképeket.

Továbbá, hálával tartozom Nováky Bélának az osztott paraméterű éghajlat-lefolyás modellezéshez kötődő irodalmak összegyűjtéséért, és a személyes jó tanácsaiért.

Köszönöm mindazon kollégáimnak, akik a kutatómunkában segítséget nyújtottak: Gálos Borbálának, Brolly Gábor Bélának, Czimber Kornélnak, Király Gézának, Kisfaludi Baláznak és a Geomatikai, Erdőfeltárási és Vízgazdálkodási Intézet további munkatársainak.

Hálás vagyok Szita Renátának és Herceg Andrásnak, akikkel közösen egymást bíztattuk a doktori képzés éve alatt és után is.

Köszönet illeti Gyimóthy Kittit, Bárdos Zsoltot, Alberto Manarte Lopes Peixoto Neto-t, Szinetár Márton Miklóst és Zakota Tamás Zoltánt, akik diplomamunkájuk elkészítése révén, egy-egy téma részletes feldolgozásával támogatták a kutatást.

Végül, de nem utolsósorban hálás vagyok a családomnak, akik mindig mellettem állnak és támogatnak céljaim elérésében.

Munkámat az EFOP-3.6.2-16-2017-00018 („Termeljünk együtt a természettel - az agrárerdészet mint új kitörési lehetőség”) projekt, valamint az Emberi Erőforrások Minisztériuma ÚNKP-17-3-III kódszámú Új Nemzeti Kiválóság Programja támogatta.

Irodalomjegyzék

- Allen, R.G., Pereira, L.S., Howell, T.A., Jensen, M.E., 2011. Evapotranspiration information reporting: I. Factors governing measurement accuracy. *Agricultural Water Management* 98, 899–920. <https://doi.org/10.1016/j.agwat.2010.12.015>
- Allen, R.G., Pereira, L.S., Raes, D., Smith, M., 1998. Crop evapotranspiration-Guidelines for computing crop water requirements. *FAO Irrigation and Drainage Paper* 56., 333.
- Allen, R.G., Tasumi, M., Trezza, R., 2007a. Satellite-Based Energy Balance for Mapping Evapotranspiration with Internalized Calibration (METRIC)—Model. *Journal of Irrigation and Drainage Engineering* 133, 380–394. [https://doi.org/10.1061/\(ASCE\)0733-9437\(2007\)133:4\(380\)](https://doi.org/10.1061/(ASCE)0733-9437(2007)133:4(380))
- Allen, R.G., Tasumi, M., Morse, A., Trezza, R., Wright, J.L., Bastiaanssen, W., Kramber, W., Lorite, I., Robison, C.W., 2007b. Satellite-Based Energy Balance for Mapping Evapotranspiration with Internalized Calibration (METRIC)—Applications. *Journal of Irrigation and Drainage Engineering* 133, 395–406. [https://doi.org/10.1061/\(ASCE\)0733-9437\(2007\)133:4\(395\)](https://doi.org/10.1061/(ASCE)0733-9437(2007)133:4(395))
- Arnold, J.G., Srinivasan, R., Muttiah, R.S., Williams, J.R., 1998. Large area hydrologic modeling and assessment part I: model development. *Journal of the American Water Resources Association* 34, 73–89. <https://doi.org/10.1111/j.1752-1688.1998.tb05961.x>
- Arora, V.K., 2002. The use of the aridity index to assess climate change effect on annual runoff. *Journal of Hydrology* 265, 164–177. [https://doi.org/10.1016/S0022-1694\(02\)00101-4](https://doi.org/10.1016/S0022-1694(02)00101-4)
- Bárdos, Zs., 2016. Az erdők vízháztartásra gyakorolt hatásának értékelése párolgástérképek segítségével a Kiskunságban. Diplomamunka, Nyugat-magyarországi Egyetem, Erdőmérnöki Kar, Sopron.
- Bartholy, J., Bozó, L., Haszpra, L. (Eds.), 2011. Klímaváltozás - 2011: Klímaszcenáriók a Kárpát-medence térségére. MTA és ELTE, Budapest.
- Bartholy, J., Pongrácz, R., Gelybó, G., 2007. Regional climate change expected in Hungary for 2071-2100. *Applied Ecology and Environmental Research* 5, 1–17. https://doi.org/10.15666/aeer/0501_001017
- Bastiaanssen, W.G.M., Menenti, M., Feddes, R.A., Holtslag, A.A.M., 1998a. A remote sensing surface energy balance algorithm for land (SEBAL). 1. Formulation. *Journal of Hydrology* 212, 198–212. [https://doi.org/10.1016/S0022-1694\(98\)00253-4](https://doi.org/10.1016/S0022-1694(98)00253-4)
- Bastiaanssen, W.G.M., Pelgrum, H., Wang, J., Ma, Y., Moreno, J.F., Roerink, G.J., Wal, T. van der, 1998b. A remote sensing surface energy balance algorithm for land (SEBAL) 2. Validation. *Journal of Hydrology* 212, 213-229.
- Bidló, A., Király, A., Mátyás, Cs. (Eds.), 2014. Agrárklíma: az előrevetített klímaváltozás hatáselemzése és az alkalmazkodás lehetőségei az erdészeti- és agrárszektorban. Nyugat-magyarországi Egyetem Kiadó, Sopron, Magyarország.
- Bierkens, M.F.P., Dolman, A.J., Troch, P.A. (Eds.), 2008. *Climate and the Hydrological Cycle*, IAHS Special Publication. International Association of Hydrological Sciences.
- Bouchet, R.J., 1963. Évapotranspiration réelle et potentielle signification climatique. *IAHS Publ.* 62, 134-142.
- Bowen, I.S., 1926. The ratio of heat losses by conduction and by evaporation from any water surface. *Physical Review* 27, 779–787. <https://doi.org/10.1103/PhysRev.27.779>

- Brutsaert, W., 2005. *Hydrology: an introduction*. Cambridge University Press, Cambridge; New York.
- Brutsaert, W., 2015. A generalized complementary principle with physical constraints for land-surface evaporation. *Water Resources Research* 51, 8087–8093. <https://doi.org/10.1002/2015WR017720>
- Brutsaert, W., Stricker, H., 1979. An advection-aridity approach to estimate actual regional evapotranspiration. *Water Resources Research* 15, 443–450. <https://doi.org/10.1029/WR015i002p00443>
- Budyko, M.I., 1974. *Climate and Life*. New York: Academic press.
- Cai, J., Liu, Y., Lei, T., Pereira, L.S., 2007. Estimating reference evapotranspiration with the FAO Penman–Monteith equation using daily weather forecast messages. *Agricultural and Forest Meteorology* 145, 22–35. <https://doi.org/10.1016/j.agrformet.2007.04.012>
- Chen, X., Buchberger, S.G., 2018. Exploring the relationships between warm-season precipitation, potential evaporation, and “apparent” potential evaporation at site scale. *Hydrology and Earth System Sciences* 22, 4535–4545. <https://doi.org/10.5194/hess-22-4535-2018>
- Cleugh, H.A., Leuning, R., Mu, Q., Running, S.W., 2007. Regional evaporation estimates from flux tower and MODIS satellite data. *Remote Sensing of Environment* 106, 285–304. <https://doi.org/10.1016/j.rse.2006.07.007>
- Courault, D., Seguin, B., Olioso, A., 2005. Review on estimation of evapotranspiration from remote sensing data: From empirical to numerical modeling approaches. *Irrigation and Drainage Systems* 19, 223–249. <https://doi.org/10.1007/s10795-005-5186-0>
- Csáfordi, P., Eredics, A., Gribovszki, Z., Kalicz, P., Koppán, A., Kucsara, M., Móricz, N., Rasztovíts, E., Vig, P., 2012. *Hidegvíz Valley Experimental Watershed*. Nyugat-magyarországi Egyetem Kiadó, Sopron, Magyarország.
- Csáki, P., Czímber, K., Király, G., Kalicz, P., Gribovszki, Z., 2018a. Downscaling of the CREMAP actual evapotranspiration map using MODIS NDVI data. Innovative monitoring techniques and modelling approaches for analysing hydrological processes in small basins. 17th Biennial Conference ERB2018, Euromediterranean Network of Experimental and Representative Basins Darmstadt / Germany, September 11-14, 2018, Book of abstracts.
- Csáki, P., Czímber, K., Király, G., Kalicz, P., Zagyvainé Kiss, K.A., Gribovszki, Z., 2019. A CREMAP párolgástérkép leskálázása erdőállományok vízháztartásának vizsgálatához. VII. Kari Tudományos Konferencia, Erdőmérnöki Kar, Sorponi Egyetem, Sopron, Magyarország. Konferenciakötet, megjelenés alatt.
- Csáki, P., Gyimóthy, K., Kalicz, P., Kisfaludi, B., Gribovszki, Z., 2015a. Éghajlat-lefolyás modell kidolgozása a Zala vízgyűjtőjére, in: Bidló, A.; Facskó, F. (Eds.): V. Kari Tudományos Konferencia. Nyugat-magyarországi Egyetem Kiadó, Sopron, Magyarország, pp. 79-83.
- Csáki, P., Gyimóthy, K., Kalicz, P., Kisfaludi, B., Gribovszki, Z., 2015b. Development and validation of a climate-runoff model for the Zala River Basin, in: Gribovszki, Z.; Hlavčová, K.; Kalicz, P.; Kohnová, S.; Carr, G. (Eds.): *HydroCarpath-2015, Catchment Processes in Regional Hydrology : Linking Experiments and Modelling in Carpathian Drainage Basins*. Nyugat-magyarországi Egyetem Kiadó, Sopron, Magyarország.
- Csáki, P., Kalicz, P., Brolly, G.B., Csóka, G., Czímber, K., Gribovszki, Z., 2014a. Hydrological impacts of various land cover types in the context of climate change for Zala County.

- Acta Silvatica et Lignaria Hungarica 10, 117–131. <https://doi.org/10.2478/aslh-2014-0009>
- Csáki, P., Kalicz, P., Csóka, G., Brolly, G.B., Czimber, K., Gribovszki, Z., 2014b. Különböző felszínborítások hidrológiai hatásai a klímaváltozás tükrében Zala megye példáján. Erdészettudományi Közlemények 4., 65-76.
- Csáki, P., Kalicz, P., Gribovszki, Z., 2016. Spatially distributed evapotranspiration and recharge estimation for sand regions of Hungary in the context of climate change. EGU General Assembly Conference Abstracts 18, 17957.
- Csáki, P., Kalicz, P., Peixoto Neto, A.M.L., Czimber, K., Gribovszki, Z., 2017a. Water balance of different land cover types in Hungary, in: Kalicz, P.; Hlavcova, K.; Zagyyvai-Kiss, K.; Kochnova, S.; Slezia, P.; Széles, B.; Gribovszki, Z. (Eds.): HydroCarpath International Conference Catchment Process Regional Hydrology Experiments, Patterns and Predictions : Abstracts of the Conference. Soproni Egyetem Kiadó, Vienna, Ausztria.
- Csáki, P., Peixoto Neto, A.M.L., Zakota, T.Z., Czimber, K., Kalicz, P., Gribovszki, Z., 2017b. Különböző felszínborítású területek vízháztartása 2000–2008 között, különös tekintettel az erdőkre, in: Bidló, A.; Facskó, F. (Eds.): Soproni Egyetem Erdőmérnöki Kar VI. Kari Tudományos Konferencia : a konferencia előadásainak és posztereinek kivonatai. Soproni Egyetem Kiadó, Sopron, Magyarország.
- Csáki, P., Szinetár, M.M., Herceg, A., Kalicz, P., Gribovszki, Z., 2018b. Climate change impacts on the water balance - case studies in Hungarian watersheds. Időjárás 122 (1), 81–99. <https://doi.org/10.28974/idojaras.2018.1.6>
- Dingman, S.L., 2002. Physical hydrology, 2nd ed. Prentice Hall, Upper Saddle River, N.J.
- Dobos, A.C., Rácz, C., Nagy, J., 2014. A referencia párolgás becslő módszereinek érzékenységvizsgálata. Agrártudományi Közlemények 64., 51-56.
- Dolman, A.J., Miralles, D.G., de Jeu, R.A.M., 2014. Fifty years since Monteith's 1965 seminal paper: the emergence of global ecohydrology. Ecohydrology 7, 897–902. <https://doi.org/10.1002/eco.1505>
- Doorenbos, J., Pruitt, W.O., 1977. Guidelines for predicting crop water requirements. FAO Irrigation and Drainage Paper 24.
- Dövényi, Z. (Ed.), 2010. Magyarország kistájainak katasztere, 2., átdolgozott és bővített. ed. MTA Földrajztudományi Kutatóintézet, Budapest.
- Er-Raki, S., Chehbouni, A., Duchemin, B., 2010. Combining satellite remote sensing data with the FAO-56 dual approach for water use mapping in irrigated wheat fields of a semi-arid region. Remote Sensing 2, 375–387. <https://doi.org/10.3390/rs2010375>
- Federer, C.A., Vörösmarty, C., Fekete, B., 2003. Sensitivity of annual evaporation to soil and root properties in two models of contrasting complexity. Journal of Hydrometeorology 4, 1276–1290. [https://doi.org/10.1175/1525-7541\(2003\)004<1276:SOAETS>2.0.CO;2](https://doi.org/10.1175/1525-7541(2003)004<1276:SOAETS>2.0.CO;2)
- Ferguson, B.K., 1996. Estimation of direct runoff in the Thornthwaite water balance. Professional Geographer 48, 263–271. <https://doi.org/10.1111/j.0033-0124.1996.00263.x>
- Fraedrich, K., 2010. A parsimonious stochastic water reservoir: Schreiber's 1904 equation. Journal of Hydrometeorology 11, 575–578. <https://doi.org/10.1175/2009JHM1179.1>
- Führer, E., Marosi, G., Jagodics, A., Juhász, I., 2011. A klímaváltozás egy lehetséges hatása az erdőgazdálkodásban. Erdészettudományi Közlemények 1., 17-28.
- Gálos, B., 2010. Analysis of forest-climate interactions, applying the regional climate model REMO. Doktori (PhD) értekezés, Nyugat-magyarországi Egyetem, Sopron, 122 p.

- Gálos, B., Führer, E., 2018. A klíma erdészeti célú előrevetítése. Erdészettudományi Közlemények 8, 43–55. <https://doi.org/10.17164/EK.2018.003>
- Gálos, B., Führer, E., Czimber, K., Gulyás, K., Bidló, A., Hänsler, A., Jacob, D., Mátyás, C., 2015. Climatic threats determining future adaptive forest management – a case study of Zala County. *Időjárás* 119, 425–441.
- Gálos, B., Mátyás, C., Jacob, D., 2012. Az erdőtelepítés szerepe a klímaváltozás hatásának mérséklésében. Erdészettudományi Közlemények 2, 35–45.
- Gash, J.H.C., Shuttleworth, W.J. (Eds.), 2007. Benchmark papers in hydrology: Evaporation. IAHS Press, Wallingford.
- Gerrits, A.M.J., Savenije, H.H.G., Hoffmann, L., Pfister, L., 2006. Measuring forest floor interception in a beech forest in Luxembourg. *Hydrology and Earth System Sciences Discussions* 3, 2323–2341.
- Gerrits, A.M.J., Savenije, H.H.G., Veling, E.J.M., Pfister, L., 2009. Analytical derivation of the Budyko curve based on rainfall characteristics and a simple evaporation model. *Water Resources Research* 45. <https://doi.org/10.1029/2008WR007308>
- Glenn, E.P., Nagler, P.L., Huete, A.R., 2010. Vegetation index methods for estimating evapotranspiration by remote sensing. *Surveys in Geophysics* 31, 531–555. <https://doi.org/10.1007/s10712-010-9102-2>
- Gorelick, N., Hancher, M., Dixon, M., Ilyushchenko, S., Thau, D., Moore, R., 2017. Google Earth Engine: Planetary-scale geospatial analysis for everyone. *Remote Sensing of Environment, Big Remotely Sensed Data: tools, applications and experiences* 202, 18–27. <https://doi.org/10.1016/j.rse.2017.06.031>
- Gowda, P.H., Chavez, J.L., Colaizzi, P.D., Evett, S.R., Howell, T.A., Tolk, J.A., 2008. ET mapping for agricultural water management: present status and challenges. *Irrigation Science* 26, 223–237. <https://doi.org/10.1007/s00271-007-0088-6>
- Gribovszki, Z., 2009. Evapotranszspiráció számítása a talajvíz napi periódusú változása alapján. Doktori (PhD) értekezés, Budapesti Műszaki és Gazdaságtudományi Egyetem, Budapest, 107 p.
- Gribovszki, Z., Kalicz, P., Kucsara, M., 2014. Víztan. Egyetemi jegyzet. Nyugat-magyarországi Egyetem Kiadó, Sopron.
- Gribovszki, Z., Kalicz, P., Palocz-Andresen, M., Szalay, D., Varga, T., 2019. Hydrological role of Central European forests in changing climate – review. *Időjárás* 123 (4). Közlésre elfogadva.
- Gribovszki, Z., Kalicz, P., Szilágyi, J., Kucsara, M., 2008. Riparian zone evapotranspiration estimation from diurnal groundwater level fluctuations. *Journal of Hydrology* 349, 6–17. <https://doi.org/10.1016/j.jhydrol.2007.10.049>
- Ha, W., Gowda, P.H., Howell, T.A., 2013. A review of downscaling methods for remote sensing-based irrigation management: part I. *Irrigation Science* 31, 831–850. <https://doi.org/10.1007/s00271-012-0331-7>
- Hamon, W.R., 1963. Computation of direct runoff amounts from storm rainfall. *International Association of Scientific Hydrology Publication* 63, 52–62.
- Harbeck, E.G., Nordenson, T.J., Omar, M.H., Uryvaev, V.A., 1966. Measurement and estimation of evaporation and evapotranspiration: report of a working group on Evaporation measurement of the Commission for Instruments and methods of observation. World Meteorological Organization (WMO).

- Helvey, J.D., Patric, J.H., 1965. Canopy and litter interception of rainfall by hardwoods of eastern United States. *Water Resources Research* 1, 193–206.
<https://doi.org/10.1029/WR001i002p00193>
- Herceg, A., 2017. The effect of vegetation on the water balance in context of climate change. Doktori (PhD) értekezés, Soproni Egyetem, Sopron, 154 p.
- Herceg, A., Kalicz, P., Kisfaludi, B., Gribovszki, Z., 2016. A monthly-step water balance model to evaluate the hydrological effects of climate change on a regional scale for irrigation design. *Slovak Journal of Civil Engineering* 24, 27–35.
<https://doi.org/10.1515/sjce-2016-0019>
- Herceg, A., Kalicz, P., Kisfaludi, B., Gribovszki, Z., 2018. Egy Thornthwaite típusú vízmérleg modell az éghajlatváltozás hidrológiai hatásainak elemzéséhez. *Erdészettudományi Közlemények* 8, 73–92. <https://doi.org/10.17164/EK.2018.005>
- Herceg, A., Nolz, R., Kalicz, P., Gribovszki, Z., 2019. Predicting impacts of climate change on evapotranspiration and soil moisture for a site with subhumid climate. *Journal of Hydrology and Hydromechanics* 67, 384–392. <https://doi.org/10.2478/johh-2019-0017>
- Hewlett, J.D., 1982. Principles of forest hydrology, Rev. ed. of: An outline of forest hydrology / John D. Hewlett and Wade L. Nutter. 1969. ed. University of Georgia Press, Athens, Ga.
- Hobbins, M.T., Ramírez, J.A., Brown, T.C., Claessens, L.H.J.M., 2001. The complementary relationship in estimation of regional evapotranspiration: The complementary relationship areal evapotranspiration and advection-aridity models. *Water Resources Research* 37, 1367–1387. <https://doi.org/10.1029/2000WR900358>
- Hong, S.-H., Hendrickx, J.M.H., Borchers, B., 2011. Down-scaling of SEBAL derived evapotranspiration maps from MODIS (250 m) to Landsat (30 m) scales. *International Journal of Remote Sensing* 32, 6457–6477.
<https://doi.org/10.1080/01431161.2010.512929>
- Inkscape Team, 2019. Inkscape: nyílt forráskódú vektorgrafikus képszerkesztő szoftver.
- IPCC, 2007: Summary for Policymakers. In: *Climate Change 2007: The Physical Science Basis. Contribution of Working Group I to the Fourth Assessment Report of the Intergovernmental Panel on Climate Change* [Solomon, S., Qin, D., Manning, M., Chen, Z., Marquis, M., Averyt, K.B., Tignor, M., Miller, H.L. (Eds.)]. Cambridge University Press, Cambridge, United Kingdom and New York, NY, USA. Magyar összefoglaló: http://www.met.hu/doc/IPCC_jelentes/ipcc_jelentes_2007.pdf
- IPCC, 2014: *Climate Change 2014: Synthesis Report. Contribution of Working Groups I, II and III to the Fifth Assessment Report of the Intergovernmental Panel on Climate Change* [Core Writing Team, Pachauri, R.K., Meyer, L.A. (Eds.)]. IPCC, Geneva, Switzerland, pp. 1-31.
- IPCC, 2018: Summary for Policymakers. In: *Global Warming of 1.5°C. An IPCC Special Report on the impacts of global warming of 1.5°C above pre-industrial levels and related global greenhouse gas emission pathways, in the context of strengthening the global response to the threat of climate change, sustainable development, and efforts to eradicate poverty* [Masson-Delmotte, V., Zhai, P., Pörtner, H.-O., Roberts, D., Skea, J., Shukla, P.R., Pirani, A., Moufouma-Okia, W., Péan, C., Pidcock, R., Connors, S., Matthews, J.B.R., Chen, Y., Zhou, X., Gomis, M.I., Lonnoy, E., Maycock, T., Tignor, M., Waterfield, T. (Eds.)]. World Meteorological Organization, Geneva, Switzerland, 32 pp.

- Irmak, S., Haman, D.Z., 2003. Evapotranspiration: potential or reference? IFAS Extension ABE 343.
- Járó, Z., 1981. A hazai erdők vízfogyasztása. Agrártudományi Közlemények 40., 353-356.
- Kalicz, P., 2006. Hidrológiai folyamatok modellezése a Sopron melletti Hidegvíz-völgyben. Doktori (PhD) értekezés, Nyugat-Magyarországi Egyetem, Sopron, 182 p.
- Kalicz, P., Herceg, A., Kisfaludi, B., Csáki, P., Gribovszki, Z., 2017. Erdőállományok koronaintercepciója a változó klímában, in: Bidló, A.; Facskó, F. (Eds.): Soproni Egyetem Erdőmérnöki Kar VI. Kari Tudományos Konferencia : A Konferencia Előadásainak És Posztereinek Kivonatai. Soproni Egyetem Kiadó, Sopron, Magyarország, p. 14.
- Karamouz, M., Nazif, S., Falahi, M., 2012. Hydrology and Hydroclimatology: Principles and Applications. CRC Press, Boca Raton, FL. <https://doi.org/10.1201/b13771>
- Keve, G., Nováky, B., 2010. Klímaváltozás hatásának vizsgálata a Bácsbokodi-Kígyós csatorna vízgyűjtőjén Budyko modell alkalmazásával, in: A Magyar Hidrológiai Társaság XXVIII. Országos Vándorgyűlése (Sopron, 2010. Július 7-9.).
- Kis, A., Pongrácz R., Bartholy J., Szabó J.A., 2017a. A Felső-Tisza vízgyűjtő vizsgálata éghajlati és hidrológiai szimulációk alkalmazásával. Légkör 62., 179-182.
- Kis, A., Pongrácz, R., Bartholy, J., Szabó, J.A., 2017b. Application of RCM results to hydrological analysis. Időjárás 121, 437-452.
- Kis, A., Szabó, J.A., Pongrácz, R., Bartholy, J., 2015. A klímaváltozás extrém lefolyási karakterisztikákra gyakorolt hatásainak elemzése a Zagyva vízgyűjtőn, in: Pongrácz, R.; Mészáros, R.; Kis, A. (Eds.): Egyetemi meteorológiai füzetek, 26. Aktuális kutatások az elte meteorológiai tanszékén. Eötvös Loránd Tudományegyetem, pp. 41–48.
- Kisfaludi, B., Csáki, P., Péterfalvi, J., Primusz, P., 2017. Seasonal comparison of two spatially distributed evapotranspiration mapping methods. EGU General Assembly Conference Abstracts 19, 13497.
- Kisfaludi, B., Csáki, P., Primusz, P., Péterfalvi, J., Gribovszki, Z., 2015. Comparison of CREMAP and MODIS MOD16 evapotranspiration, in: Gribovszk, Z.i; Hlavčová, K.; Kalicz, P.; Kohnová, S.; Carr, G. (Eds.): HydroCarpath-2015, Catchment Processes in Regional Hydrology : Linking Experiments and Modelling in Carpathian Drainage Basins. Nyugat-magyarországi Egyetem Kiadó, Sopron, Magyarország.
- Kjellström, E., Nikulin, G., Hansson, U., Strandberg, G., Ullerstig, A., 2011. 21st century changes in the European climate: uncertainties derived from an ensemble of regional climate model simulations. Tellus, Dynamic Meteorology and Oceanography 63, 24–40. <https://doi.org/10.1111/j.1600-0870.2010.00475.x>
- Kovács, Á., 2011. Tó- és területi párolgás becslésének pontosítása és magyarországi alkalmazásai. Doktori (PhD) értekezés, Budapesti Műszaki és Gazdaságtudományi Egyetem, Budapest, 102 p.
- Kovács, Á., Szilágyi, J., 2009a. Párolgászámítási vizsgálatok hazai nagytavainkon I. Hidrológiai Közlöny 89., 47–50.
- Kovács, Á., Szilágyi, J., 2009b. Párolgászámítási vizsgálatok hazai nagytavainkon II. Hidrológiai Közlöny 89., 51-56.
- Kovács, G., 1983. A tényleges evapotranszspiráció meghatározása. Hidrológiai Közlöny 63., 534–543.
- Kustas, W.P., Norman, J.M., Anderson, M.C., French, A.N., 2003. Estimating subpixel surface temperatures and energy fluxes from the vegetation index–radiometric temperature

- relationship. *Remote Sensing of Environment* 85, 429–440.
[https://doi.org/10.1016/S0034-4257\(03\)00036-1](https://doi.org/10.1016/S0034-4257(03)00036-1)
- Lakatos, M., Szentimrey, T., Bihari, Z., Szalai, S., 2013. Creation of a homogenized climate database for the Carpathian region by applying the MASH procedure and the preliminary analysis of the data. *Időjárás* 117, 143-158.
- Lakatos, M., Szépszó, G., Bihari, Z., Krüzselyi, I., Szabó, P., Bartholy, J., Pongrácz, R., Pieczka, I., Torma, C., 2012. Éghajlati szélsőségek változásai Magyarországon: közelmúlt és jövő. A magyarországi eredmények összefoglalása az IPCC szélsőséges éghajlati események kockázatáról és kezeléséről szóló Tematikus Jelentéséhez kapcsolódóan.
- Lhommel, J.P., 1997. Towards a rational definition of potential evaporation. *Hydrology and Earth System Sciences Discussions*, European Geosciences Union, 1997, 1 (2), 257-264. <https://hal.archives-ouvertes.fr/hal-00304395>
- Liang, X., Lettenmaier, D.P., Wood, E.F., Burges, S.J., 1994. A simple hydrologically based model of land surface water and energy fluxes for general circulation models. *Journal of Geophysical Research* 99, 14415. <https://doi.org/10.1029/94JD00483>
- van der Linden, P., Mitchell, J.F.B. (Eds.), 2009. ENSEMBLES: Climate Change and its Impacts: Summary of research and results from the ENSEMBLES project. Met Office Hadley Centre, FitzRoy Road, Exeter EX1 3PB, UK. 160 pp.
- Mahour, M., Tolpekin, V., Stein, A., Sharifi, A., 2017. A comparison of two downscaling procedures to increase the spatial resolution of mapping actual evapotranspiration. *ISPRS Journal of Photogrammetry and Remote Sensing* 126, 56–67.
<https://doi.org/10.1016/j.isprsjprs.2017.02.004>
- Major, Gy., Nagy, Z., Tóth, Z., 2002. Az energiafogyasztás csökkenésének hatása a felszín sugárzástörvényére Magyarországon, in: Major, Gy., Nagy, Z., Tóth, Z. (Eds.), *Magyarországi Éghajlat-Energetikai Tanulmányok*. Budapesti Közgazdaságtudományi és Államigazgatási Egyetem, pp. 41-50.
- Mátyás, C., Berki, I., Bidló, A., Csóka, G., Czimber, K., Führer, E., Gálos, B., Gribovszki, Z., Illés, G., Hirka, A., Somogyi, Z., 2018. Sustainability of forest cover under climate change on the temperate-continental xeric limits. *Forests* 9, 489.
<https://doi.org/10.3390/f9080489>
- McMahon, T.A., Peel, M.C., Lowe, L., Srikanthan, R., McVicar, T.R., 2012. Estimating actual, potential, reference crop and pan evaporation using standard meteorological data: a pragmatic synthesis. *Hydrology and Earth System Sciences Discussions* 9, 11829–11910. <https://doi.org/10.5194/hessd-9-11829-2012>
- McVicar, T.R., Roderick, M.L., Donohue, R.J., Li, L.T., Van Niel, T.G., Thomas, A., Grieser, J., Jhajharia, D., Himri, Y., Mahowald, N.M., Mescherskaya, A.V., Kruger, A.C., Rehman, S., Dinpashoh, Y., 2012. Global review and synthesis of trends in observed terrestrial near-surface wind speeds: Implications for evaporation. *Journal of Hydrology* 416–417, 182–205. <https://doi.org/10.1016/j.jhydrol.2011.10.024>
- Miura, T., Huete, A.R., Yoshioka, H., 2000. Evaluation of sensor calibration uncertainties on vegetation indices for MODIS. *IEEE Transactions on Geoscience and Remote Sensing* 38, 1399–1409. <https://doi.org/10.1109/36.843034>
- Monteith, J.L., 1965. Evaporation and environment. *Symposia of the society for experimental biology* 19., 205–234.
- Móricz, N., 2011. Egy erdő és parlagterület vízforgalmának összehasonlító vizsgálata. Doktori (PhD) értekezés, Nyugat-Magyarországi Egyetem, Sopron, 100 p.

- Móricz, N., Gálos, B., Gribovszki, Z., 2009. Az erdők intercepciójának mérési és modellezési lehetőségei. *Hidrológiai Közlöny* 39., 35-46.
- Morton, F.I., 1983a. Operational estimates of areal evapotranspiration and their significance to the science and practice of hydrology. *Journal of Hydrology* 66, 1–76. [https://doi.org/10.1016/0022-1694\(83\)90177-4](https://doi.org/10.1016/0022-1694(83)90177-4)
- Morton, F.I., 1983b. Operational estimates of lake evaporation. *Journal of Hydrology* 66, 77–100. [https://doi.org/10.1016/0022-1694\(83\)90178-6](https://doi.org/10.1016/0022-1694(83)90178-6)
- Morton, F.I., Ricard, F., Fogarasi, S., 1985. Operational estimates of areal evapotranspiration and lake evaporation – Program WREVAP. NHRI Paper (National Hydrological Research Institute) 24.
- Mu, Q., Heinsch, F.A., Zhao, M., Running, S.W., 2007. Development of a global evapotranspiration algorithm based on MODIS and global meteorology data. *Remote Sensing of Environment* 111., 519–536. <https://doi.org/10.1016/j.rse.2007.04.015>
- Mu, Q., Zhao, M., Running, S.W., 2011. Improvements to a MODIS global terrestrial evapotranspiration algorithm. *Remote Sensing of Environment* 115, 1781–1800. <https://doi.org/10.1016/j.rse.2011.02.019>
- Németh, E., 1954. *Hidrológia és hidrometria*. Tankönyvkiadó, Budapest.
- Norman, J.M., Kustas, W.P., Humes, K.S., 1995. Source approach for estimating soil and vegetation energy fluxes in observations of directional radiometric surface temperature. *Agricultural and Forest Meteorology* 77, 263–293. [https://doi.org/10.1016/0168-1923\(95\)02265-Y](https://doi.org/10.1016/0168-1923(95)02265-Y)
- Nouri, H., Beecham, S., Kazemi, F., Hassanli, A.M., Anderson, S., 2013. Remote sensing techniques for predicting evapotranspiration. *Hydrol. Earth Syst. Sci. Discuss.* 3897–3925. <https://doi.org/10.5194/hessd-10-3897-2013>
- Nováky, B., 1985. A lefolyás éghajlati adottságai a Zagyva-Tarna-vízrendszerben. *Vízügyi Közlemények* 67., 78-93.
- Nováky, B., 1988. A műszaki-hidrológiai jellemzők térképi bemutatásának módszertani kérdései. *Hidrológiai Közlöny* 68., 193-206.
- Nováky, B., 2002. Mapping of mean annual actual evaporation on the example of Zagyva catchment area. *Időjárás* 106., 227-238.
- Nováky, B., 2008. Climate change impact on water balance of Lake Balaton. *Water Science & Technology* 58, 1865–1869. <https://doi.org/10.2166/wst.2008.563>
- Nováky, B., 2014. Az átlagos évi lefolyás Budyko-típusú empirikus éghajlat-lefolyás összefüggésen alapuló modellezése és a modell alkalmazása. Kézirat.
- Nováky, B., Bálint, G., 2013. Shifts and modification of the hydrological regime under climate change in Hungary, in: Singh, B.R. (Ed.), *Climate Change - Realities, Impacts Over Ice Cap, Sea Level and Risks*. InTech, pp. 163-190. <https://doi.org/10.5772/54768>
- Overgaard, J., Rosbjerg, D., Butts, M.B., 2005. Land-surface modelling in hydrological perspective. *Biogeosciences Discussions, European Geosciences Union* 2, 1815–1848.
- Penman, H.L., 1948. Natural evaporation from open water, bare soil and grass. *Proceedings of the Royal Society of London. Series A. Mathematical and Physical Sciences* 193, 120–145. <https://doi.org/10.1098/rspa.1948.0037>
- Pike, J.G., 1964. The estimation of annual run-off from meteorological data in a tropical climate. *Journal of Hydrology* 2, 116–123. [https://doi.org/10.1016/0022-1694\(64\)90022-8](https://doi.org/10.1016/0022-1694(64)90022-8)

- Pintér, K., 2009. Fátlan természetes vegetáció szénmérlegének meghatározása eddy-kovariancia módszerrel éves skálán. Doktori (PhD) értekezés, Szent István Egyetem, Gödöllő, 86 p.
- Pongrácz, R., Bartholy, J., Kis, A., 2014. Estimation of future precipitation conditions for Hungary with special focus on dry periods. *Időjárás* 118, 305–321.
- Prein, A.F., Gobiet, A., Truhetz, H., 2011. Analysis of uncertainty in large scale climate change projections over Europe. *Meteorologische Zeitschrift* 20, 383–395. <https://doi.org/10.1127/0941-2948/2011/0286>
- Priestley, C.H.B., Taylor, R.J., 1972. On the assessment of surface heat flux and evaporation using large-scale parameters. *Monthly Weather Review* 100., 81–92.
- QGIS Development Team, 2019. QGIS Geographic Information System. Open Source Geospatial Foundation Project.
- R Core Team, 2018. A language and environment for statistical computing. R Foundation for Statistical Computing, Vienna, Austria.
- Rácz, C., Nagy, J., Dobos, A.C., 2013. Comparison of several methods for calculation of reference evapotranspiration. *Acta Silvatica et Lignaria Hungarica* 9, 9–24. <https://doi.org/10.2478/aslh-2013-0001>
- Remrová, M., Císlarová, M., 2010. Analysis of climate change effects on evapotranspiration in the watershed Uhlířská in the Jizera Mountains. *Soil and Water Research* 5, 28–38. <https://doi.org/10.17221/5/2009-SWR>
- Renner, M., Bernhofer, C., 2012. Applying simple water-energy balance frameworks to predict the climate sensitivity of streamflow over the continental United States. *Hydrology and Earth System Sciences* 16, 2531–2546. <https://doi.org/10.5194/hess-16-2531-2012>
- Ritchie, J.T., 1972. Model for predicting evaporation from a row crop with incomplete cover. *Water Resources Research* 8, 1204–1213. <https://doi.org/10.1029/WR008i005p01204>
- Rotárné Szalkai, Á., Homolya, E., Selmeczi, P., 2016. Ivóvízbázisok klíma-sérülékenysége. *Hidrológiai Közlöny* 96., 21–32.
- Rotstajn, L.D., Roderick, M.L., Farquhar, G.D., 2006. A simple pan-evaporation model for analysis of climate simulations: Evaluation over Australia. *Geophysical Research Letters* 33. <https://doi.org/10.1029/2006GL027114>
- Rouse, W.R., Wilson, R.G., 1971. A test of the potential accuracy of the water-budget approach to estimating evapotranspiration. *Agricultural Meteorology* 9, 421–446. [https://doi.org/10.1016/0002-1571\(71\)90037-9](https://doi.org/10.1016/0002-1571(71)90037-9)
- Rutter, A.J., Kershaw, K.A., Robins, P.C., Morton, A.J., 1971. A predictive model of rainfall interception in forests, 1. Derivation of the model from observations in a plantation of Corsican pine. *Agricultural Meteorology* 9, 367–384. [https://doi.org/10.1016/0002-1571\(71\)90034-3](https://doi.org/10.1016/0002-1571(71)90034-3)
- Salvucci, G.D., 1997. Soil and moisture independent estimation of stage-two evaporation from potential evaporation and albedo or surface temperature. *Water Resources Research* 33, 111–122. <https://doi.org/10.1029/96WR02858>
- Savenije, H.H.G., 2004. The importance of interception and why we should delete the term evapotranspiration from our vocabulary. *Hydrological Processes* 18, 1507–1511. <https://doi.org/10.1002/hyp.5563>
- Schmugge, T.J., Kustas, W.P., Ritchie, J.C., Jackson, T.J., Rango, A., 2002. Remote sensing in hydrology. *Advances in Water Resources* 25, 1367–1385.

- Schymanski, S.J., Or, D., 2017. Leaf-scale experiments reveal an important omission in the Penman–Monteith equation. *Hydrology and Earth System Sciences* 21, 685–706. <https://doi.org/10.5194/hess-21-685-2017>
- Shah, N., Nachabe, M., Ross, M., 2007. Extinction depth and evapotranspiration from ground water under selected land covers. *Ground Water* 45, 329–338. <https://doi.org/10.1111/j.1745-6584.2007.00302.x>
- Shen, Q., Cong, Z., Lei, H., 2017. Evaluating the impact of climate and underlying surface change on runoff within the Budyko framework: A study across 224 catchments in China. *Journal of Hydrology* 554, 251–262. <https://doi.org/10.1016/j.jhydrol.2017.09.023>
- Shuttleworth, W.J., 2007. Putting the “vap” into evaporation. *Hydrology and Earth System Sciences* 11, 210–244. <https://doi.org/10.5194/hess-11-210-2007>
- Shuttleworth, W.J., Wallace, J.S., 1985. Evaporation from sparse crops-an energy combination theory. *Quarterly Journal of the Royal Meteorological Society* 111, 839–855. <https://doi.org/10.1002/qj.49711146910>
- Snyder, R.L., 1992. Equation for evaporation pan to evapotranspiration conversions. *Journal of Irrigation and Drainage Engineering* 118, 977–980. [https://doi.org/10.1061/\(ASCE\)0733-9437\(1992\)118:6\(977\)](https://doi.org/10.1061/(ASCE)0733-9437(1992)118:6(977))
- Solomon, S., Rosenlof, K.H., Portmann, R.W., Daniel, J.S., Davis, S.M., Sanford, T.J., Plattner, G.-K., 2010. Contributions of stratospheric water vapor to decadal changes in the rate of global warming. *Science* 327, 1219–1223. <https://doi.org/10.1126/science.1182488>
- Somlyódi, L., Nováky, B., Simonffy, Z., 2010. Éghajlatváltozás, szélsőségek és víz-gazdálkodás. „Klíma-21” Füzetek (Klímaváltozás – Hatások – Válaszok) 61., 15-32.
- Somlyódy, L., 2018. Felszíni vizek minősége. Modellezés és szabályozás. Typotex Kiadó, Budapest.
- Somogyi, Z., 2018. A klímaváltozás miatti fapusztulás tovább gyorsíthatja a klímaváltozást. *Erdészettudományi Közlemények* 8, 211–226. <https://doi.org/10.17164/EK.2018.013>
- Stan, F.I., Neculau, G., Zaharia, L., Ioana-Toroimac, G., 2018. The hydrological budget of lakes. Case studies Fântânele and Izvorul Muntelui Reservoirs (Romania), in: Gastescu, P., Bretcan, P. (Eds.): *Water Resources and Wetlands, 4th International Conference Water Resources and Wetlands, 5-9 September 2018, Tulcea (Romania)*. pp. 56-63.
- Stelczer, K., 2000. *A vízkészlet-gazdálkodás hidrológiai alapjai*. ELTE Eötvös Kiadó, Budapest.
- Stigter, C.J., 1980. Assessment of the quality of generalized wind functions in Penman’s equations. *Journal of Hydrology* 45, 321–331. [https://doi.org/10.1016/0022-1694\(80\)90028-1](https://doi.org/10.1016/0022-1694(80)90028-1)
- Sun, G., Alstad, K., Chen, J., Chen, S., Ford, C.R., Lin, G., Liu, C., Lu, N., McNulty, S.G., Miao, H., Noormets, A., Vose, J.M., Wilske, B., Zeppel, M., Zhang, Y., Zhang, Z., 2011. A general predictive model for estimating monthly ecosystem evapotranspiration. *Ecohydrol.* 4, 245–255. <https://doi.org/10.1002/eco.194>
- Sun, L., Chen, L.F., Liu, Q., Liu, Q.H., Song, A.B., 2004. Analysis on uncertainty in the MODIS retrieved land surface temperature using field measurements and high resolution images. *IEEE International Geoscience and Remote Sensing Symposium (IGARSS 2004)* 3., 2083–2086.

- Szabó, J.A., 2007. Decision supporting hydrological model for river basin flood control, in: Peckham, R.J., Jordan, Gy. (Eds.), *Digital Terrain Modelling: Development and Applications in a Policy Support Environment*. Springer-Verlag, Berlin., pp. 145-182.
- Szalai, S., 2009. Drought tendencies in Hungary and its impacts on the agricultural production. *Cereal Research Communications* 37, 501–504.
- Szilágyi, J., 2007. On the inherent asymmetric nature of the complementary relationship of evaporation. *Geophysical Research Letters* 34.
<https://doi.org/10.1029/2006GL028708>
- Szilágyi, J., 2013a. Recent Updates of the calibration-free evapotranspiration mapping (CREMAP) method, in: Alexandris, S. (Ed.), *Evapotranspiration - An Overview*. InTech.
<https://doi.org/10.5772/52392>
- Szilágyi, J., 2013b. Application of MODIS-based monthly evapotranspiration rates in runoff modeling: a case study in Nebraska, USA. *Open Journal of Modern Hydrology* 03, 172–178. <https://doi.org/10.4236/ojmh.2013.34021>
- Szilágyi, J., 2014. Modis-aided water-balance investigations in the Republican River Basin, USA. *Periodica Polytechnica Civil Engineering* 58, 33-46.
<https://doi.org/10.3311/PPci.2132>
- Szilágyi, J., Józsa, J., 2008a. New findings about the complementary relationship-based evaporation estimation methods. *Journal of Hydrology* 354, 171–186.
<https://doi.org/10.1016/j.jhydrol.2008.03.008>
- Szilágyi, J., Józsa, J., 2008b. Klímaváltozás és a víz körforgása. Magyar Tudomány, A klíma- és környezetváltozások földtudományi összefüggései. 698.
- Szilágyi, J., Józsa, J., 2009a. Complementary relationship of evaporation and the mean annual water-energy balance. *Water Resources Research* 45.
<https://doi.org/10.1029/2009WR008129>
- Szilágyi, J., Józsa, J., 2009b. Estimating spatially distributed monthly evapotranspiration rates by linear transformations of MODIS daytime land surface temperature data. *Hydrol. Earth Syst. Sci.* 13, 629–637.
- Szilágyi, J., Józsa, J., Kovács, Á., 2011. A calibration-free evapotranspiration mapping (CREMAP) technique, in: Labeledzki, L. (Ed.), *Evapotranspiration*. InTech, pp. 257–274.
<https://doi.org/10.5772/14277>
- Szilágyi, J., Kovács, Á., 2010. Complementary-relationship-based evapotranspiration mapping (cremap) technique for Hungary. *Periodica Polytechnica Civil Engineering* 54, 95-100.
<https://doi.org/10.3311/pp.ci.2010-2.04>
- Szilágyi, J., Kovács, Á., 2011. A calibration-free evapotranspiration mapping technique for spatially-distributed regional-scale hydrologic modeling. *Journal of Hydrology and Hydromechanics* 59, 118–130. <https://doi.org/10.2478/v10098-011-0010-z>
- Szilágyi, J., Parlange, M.B., 1999. Defining watershed-scale evaporation using a normalized difference vegetation index. *Journal of the American Water Resources Association* 35, 1245–1255. <https://doi.org/10.1111/j.1752-1688.1999.tb04211.x>
- Szinetár, M.M., Csáki, P., Keve, G., Gribovszki, Z., 2018. Változó klimatikus viszonyok hatásai a vízháztartási mérlegre - Esettanulmány a Bácsbokodi-Kígyós vízgyűjtőjén. *Hidrológiai Közöny* 98., 50-59.
- Szűcs, P., Sallai, F., Zákányi, B., Madarász, T. (Eds.), 2009. *Vízészletvédelem: a vízminőségvédelem aktuális kérdései*. Bíbor Kiadó, Miskolc.

- Szwed, M., 2017. Projections of changes of areal evapotranspiration for different land-use units in the Wielkopolska Region (Poland). *Theoretical and Applied Climatology* 130, 291–304. <https://doi.org/10.1007/s00704-016-1880-0>
- Tan, I., Storelvmo, T., Zelinka, M.D., 2016. Observational constraints on mixed-phase clouds imply higher climate sensitivity. *Science* 352, 224–227. <https://doi.org/10.1126/science.aad5300>
- Teng, J., Chiew, F.H.S., Vaze, J., Marvanek, S., Kirono, D.G.C., 2012. Estimation of climate change impact on mean annual runoff across continental Australia using Budyko and Fu equations and hydrological models. *Journal of Hydrometeorology* 13, 1094–1106. <https://doi.org/10.1175/JHM-D-11-097.1>
- Thornthwaite, C.W., 1948. An approach toward a rational classification of climate. *Geographical Review* 38, 55-94. <https://doi.org/10.2307/210739>
- Thornthwaite, C.W., Mather, J.R., 1957. Instructions and tables for computing potential evapotranspiration and the water balance., Publications in climatology. Drexel Institute of Technology, Centerton, NJ (EUA). Laboratory of Climatology.
- Timár, Á., 2014. Párolgásbecslő módszerek összehasonlító vizsgálata a Fertő tóra. Szakdolgozat. ELTE TTK Földrajz- és Földtudományi Intézet, Budapest.
- Valente, F., David, J.S., Gash, J.H.C., 1997. Modelling interception loss for two sparse eucalypt and pine forests in central Portugal using reformulated Rutter and Gash analytical models. *Journal of Hydrology* 190, 141–162. [https://doi.org/10.1016/S0022-1694\(96\)03066-1](https://doi.org/10.1016/S0022-1694(96)03066-1)
- Vautard, R., Gobiet, A., Sobolowski, S., Kjellström, E., Stegehuis, A., Watkiss, P., Mendlik, T., Landgren, O., Nikulin, G., Teichmann, C., Jacob, D., 2014. The European climate under a 2 °C global warming. *Environmental Research Letters* 9. <https://doi.org/10.1088/1748-9326/9/3/034006>
- Verstraeten, W.W., Muys, B., Feyen, J., Veroustraete, F., Minnaert, M., Meiresonne, L., de Schrijver, A., 2005. Comparative analysis of the actual evapotranspiration of Flemish forest and cropland, using the soil water balance model WAVE. *Hydrology and Earth System Sciences Discussions, European Geosciences Union*, 9 (3), 225-241. <https://hal.archives-ouvertes.fr/hal-00304821>
- Virág, Á., 1998. A Balaton múltja és jelene. Egeri Nyomda, Eger.
- Vörösmarty, C.J., Federer, C.A., Schloss, A.L., 1998. Potential evaporation functions compared on US watersheds: Possible implications for global-scale water balance and terrestrial ecosystem modeling. *Journal of Hydrology* 207, 147–169. [https://doi.org/10.1016/S0022-1694\(98\)00109-7](https://doi.org/10.1016/S0022-1694(98)00109-7)
- Walter, I.A., Allen, R.G., Elliott, R., Jensen, M.E., Itenfisu, D., Mecham, B., Howell, T.A., Snyder, R., Brown, P., Echings, S., Spofford, T., Hattendorf, M., Cuenca, R.H., Wright, J.L., Martin, D., 2001. ASCE's standardized reference evapotranspiration equation, in: *Watershed Management and Operations Management 2000*. American Society of Civil Engineers, Fort Collins, Colorado, United States, pp. 1–11. [https://doi.org/10.1061/40499\(2000\)126](https://doi.org/10.1061/40499(2000)126)
- Wang, A., Diao, Y., Pei, T., Jin, C., Zhu, J., 2007. A semi-theoretical model of canopy rainfall interception for a broad-leaved tree. *Hydrological Processes* 21, 2458–2463. <https://doi.org/10.1002/hyp.6413>
- Westenbroek, S.M., Kelson, V.A., Dripps, W.R., Hunt, R.J., Bradbury, K.R., 2010. SWB - a modified Thornthwaite-Mather soil-water-balance code for estimating groundwater recharge., *Techniques and Methods* 6-A31. US Geological Survey.

- White, W.N., 1932. A method of estimating ground-water supplies based on discharge by plants and evaporation from soil. Results of investigations in Escalante Valley, Utah. US Government Printing Office. <https://doi.org/10.3133/wsp659A>
- Wild, M., Grieser, J., Schär, C., 2008. Combined surface solar brightening and increasing greenhouse effect support recent intensification of the global land-based hydrological cycle. *Geophysical Research Letters* 35. <https://doi.org/10.1029/2008GL034842>
- Yates, D.N., 1997. Climate change impacts on the hydrologic resources of South America: an annual, continental scale assessment. *Climate Research* 9, 147–155. <https://doi.org/10.3354/cr009147>
- Zagyvainé Kiss, K.A., 2012. Az avarintercepció vizsgálata a Soproni-hegységben. Doktori (PhD) értekezés, Nyugat-magyarországi Egyetem, Sopron, 121 p.
- Zagyvainé Kiss, K.A., Kalicz, P., Csáfordi, P., Gribovszki, Z., 2014. Forest litter interception model for a sessile oak forest. *Acta Silvatica et Lignaria Hungarica* 10, 91–101. <https://doi.org/10.2478/aslh-2014-0007>
- Zhang, K., Kimball, J.S., Running, S.W., 2016. A review of remote sensing based actual evapotranspiration estimation. *Wiley Interdisciplinary Reviews: Water* 3, 834–853. <https://doi.org/10.1002/wat2.1168>

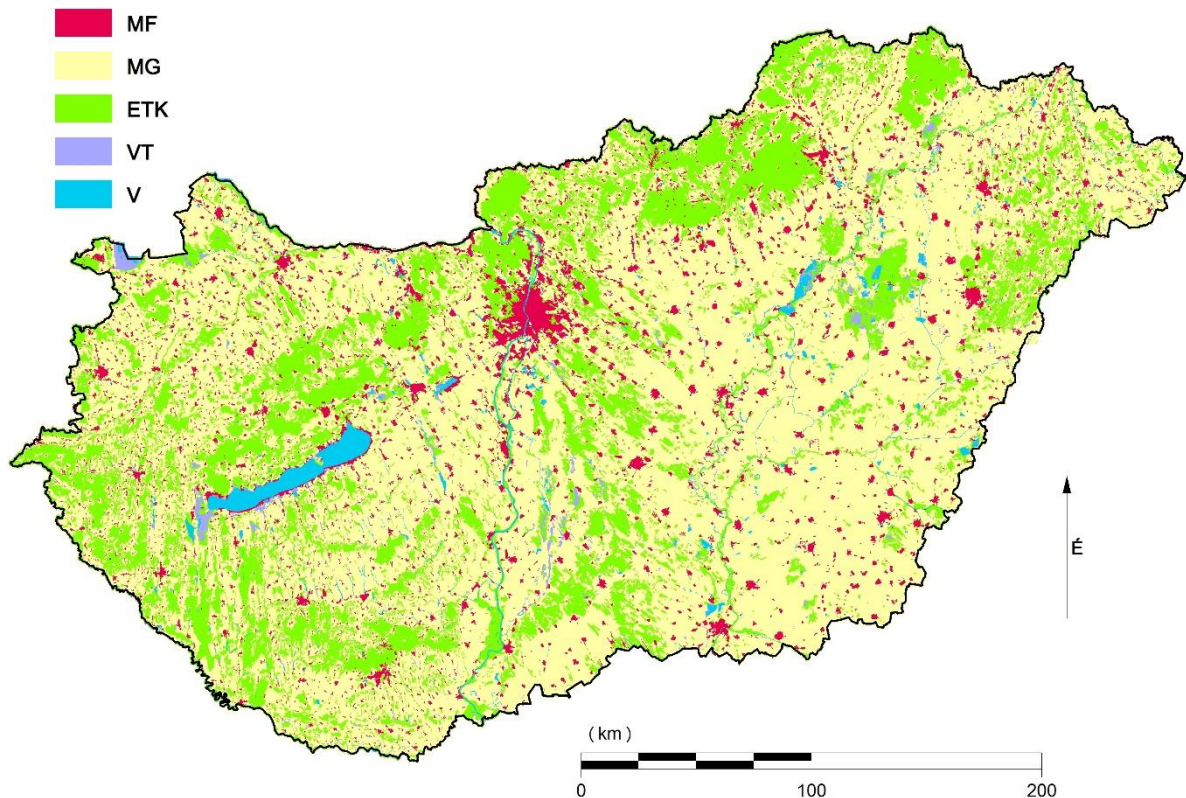
Internetes források

- URL1: Sentinel-2 "Level-2" termékek összefoglaló adatlapja. <https://sentinel.esa.int/web/sentinel/user-guides/sentinel-2-msi/processing-levels/level-2>
Hivatkozás dátuma: 2019. november 5.
- URL2: Sentinel-3 "SLSTR" termékek összefoglaló adatlapja. <https://ladsweb.modaps.eosdis.nasa.gov/missions-and-measurements/slstr/>
Hivatkozás dátuma: 2019. november 5.
- URL3: IPCC Ötödik Értékelő Jelentés - Éghajlatváltozás 2014 Szintézis Jelentés Döntéshozói Összefoglaló, magyar fordítás (nem hivatalos). https://www.met.hu/eghajlat/eghajlatvaltozas/IPCC_jelentes/index.php?id=2260&hir=IPCC_5._ertekelo_jelentes_donteshozoi_osszefoglaloja
Hivatkozás dátuma: 2019. február 20.
- URL4: Központi Statisztikai Hivatal: Légszennyező anyagok és üvegházhatású gázok kibocsátása (1985–). https://www.ksh.hu/docs/hun/xstadat/xstadat_eves/i_ua002a.html
Hivatkozás dátuma: 2019. november 5.
- URL5: Extrém hidrológiai események - Bajomi Bálint interjúja Szöllősi-Nagy Andrással. *Élet és tudomány*. 2016/21. http://www.eletestudomany.hu/extrem_hidrologiai_esemenyek
Hivatkozás dátuma: 2019. február 15.

- URL6: Országos Meteorológiai Szolgálat (Lábó Eszter, Zsebeházi Gabriella, Lakatos Mónika): Az IPCC 1,5 fokos globális hőmérséklet-emelkedést értékelő Tematikus Jelentésének margójára. 2018. október.
https://www.met.hu/ismeret-tar/erdekessegek_tanulmanyok/index.php?id=2334
Hivatkozás dátuma: 2019. február 15.
- URL7: WATCH (WATER and Global CHange) - becsült havi párolgásértékek a Duna vízgyűjtőjére.
<http://www.waterandclimatechange.eu/evaporation/danube-river-basin-evaporation-in-average-year>
Hivatkozás dátuma: 2019. november 5.
- URL8: EURO-CORDEX regionális klímamodell adatok adatlapja.
<https://euro-cordex.net/060378/index.php.en>
Hivatkozás dátuma: 2019. november 5.
- URL9: DigiTerra MAP térinformatikai szoftver adatlapja.
<https://digiterra.hu/termekek/digiterra-map/>
Hivatkozás dátuma: 2019. április 3.
- URL10: CORINE Land Cover (felszínborítás) adatbázisok összefoglaló adatlapja.
<https://land.copernicus.eu/pan-european/corine-land-cover>
Hivatkozás dátuma: 2019. március 2.
- URL11: CORINE Land Cover (felszínborítás) magyar nyelvű nomenklatúrája.
https://www.teir.hu/teir_adatmodszertan_uj/Corine.pdf
Hivatkozás dátuma: 2019. március 2.
- URL12: MODIS levélfelületi index (LAI) adatlap.
<https://modis.gsfc.nasa.gov/data/dataproduct/mod15.php>
Hivatkozás dátuma: 2019. március 2.
- URL13: Magyar Bányászati és Földtani Szolgálat - Magyarország talajvízszint mélység térképe.
https://map.mbfisz.gov.hu/tvz100_251020/
Hivatkozás dátuma: 2019. október 11.
- URL14: Országos Meteorológiai Szolgálat - Normalizált Vegetációs Index (NDVI) ismertető.
https://www.met.hu/ismertetok/NDVI_ismerteto.pdf
Hivatkozás dátuma: 2019. február 25.
- URL15: MODIS vegetációs indexek (NDVI és EVI) adatlapja.
<https://modis.gsfc.nasa.gov/data/dataproduct/mod13.php>
Hivatkozás dátuma: 2019. február 25.

Mellékletek

1. Magyarország CORINE felszínborítási kategóriák szerinti térképe, és a kategóriák területi megoszlása. MF: CLC 1. „Mesterséges felszínek”, MG: CLC 2. „Mezőgazdasági területek”, ETK: CLC 3. „Erdők és természetközeli területek”, VT: CLC 4. „Vizenyős területek”, V: CLC 5. „Vizek”.



Felszínborítási kategória	Magyarország	
	Terület (km ²)	(%)
MF	5593,9	6,0
MG	62215,5	66,9
ETK	22585,6	24,3
VT	859,1	0,9
V	1757,1	1,9
Teljes terület	93011,1	

2. A párolgástérképek leskálzásához használt kvantálás szkriptje.
Czímber Kornél munkája.

```
// Példa: ET_2003_maj_okt_250m_nyers.ers állomány kvantálása (szorzása), hogy az átlag
megegyezzen
// az 1km-es felbontású ET_2003_maj_okt_kivagott_Mo.ers állomány értékeivel
// (C) Czímber Kornél, 2018.03.27. 19:05
```

```
#include <stdio.h>
```

```
float coarse[321*512];
float fine[1284*2048];
```

```
int main(int argc, char *argv[])
{
```

```
    int        i, j, x, y, num;
    float  sum, q, *s, *d;
    FILE    *f;
```

```
    if(argc!=4)
    {
```

```
        puts("Usage: quantileArg source1km source250m output250m");
        puts("Example:          quantileArg          ET_2003_maj_okt_kivagott_Mo
ET_2003_maj_okt_250m_nyers ET_2003_maj_okt_250m_quantile");
        return 0;
    }
```

```
    // raszterek betöltése
```

```
    printf("Loading %s...\n", argv[1]);
    f=fopen(argv[1], "rb"); if(f==0) return 0;
    if(fread(coarse, 4*321*512, 1, f)!=1) return 0;
    fclose(f);
```

```
    printf("Loading %s...\n", argv[2]);
    f=fopen(argv[2], "rb"); if(f==0) return 0;
    if(fread(fine, 4*1284*2048, 1, f)!=1) return 0;
    fclose(f);
```

```

// fine raszter finomítása
puts("Quantile process...");
for(i=0,s=coarse; i<321; i++) // course sorok
{
    for(j=0; j<512; j++,s++) // course oszlopok
    {
        if(*s>0) // értékes cella, negatív érték nem lehet
        {
            num=0; sum=0; // 4x4 cella összege
            for(y=0; y<4; y++) // fine sorok
            {
                d=fine + (i*4+y)*2048 + j*4; // fine cella sorkezdés
                for(x=0; x<4; x++,d++) // fine oszlopok
                {
                    if(*d>0) { num++; sum+=*d; } // nem negatív
                }
            }

            if(num) // cél: cellák átlaga egyezzen meg *s értékével
            {
                q=*s / sum * num; // kvantálási érték, ezzel kell
                beszorozni minden értéket, hogy *s értékét megkapjuk
                for(y=0; y<4; y++) // fine sorok
                {
                    d=fine + (i*4+y)*2048 + j*4; // fine cella sorkezdés
                    for(x=0; x<4; x++,d++) // fine oszlopok
                    {
                        if(*d>0) *d *= q; // értékek kvantálása
                    }
                }
            }
        }
    }
}

// fine raszter kiírása
printf("Saving %s...\n", argv[3]);
f=fopen(argv[3], "wb"); if(f==0) return 0;
if(fwrite(fine, 4*1284*2048, 1, f)!=1) return 0;
fclose(f);
puts("Done");
return 1;
}

```

3. A korábbi 101 db faállomány típus (FATI régi) 15 db típusba való összevonása (FATI új), a 61/2017. XII. 21. FM rendelet („az erdőről, az erdő védelméről és az erdőgazdálkodásról szóló 2009. évi XXXVII. törvény végrehajtásáról”) 9. melléklete alapján.

FATI régi			FATI új		
Ssz.	Név	Rövidítés	Ssz.	Név	Rövidítés
1	Bükkös	B	1	Bükkös	B
2	Kocsánytalan tölgyes-bükkös	B-KTT	1	Bükkös	B
3	Gyertyános-kocsánytalan tölgyes-bükkös	B-GY-KTT	1	Bükkös	B
4	Gyertyános-bükkös	B-GY	1	Bükkös	B
5	Kőrises-bükkös	B-K	1	Bükkös	B
6	Egyéb lomb elegyes-bükkös	B-EL	1	Bükkös	B
7	Fenyő elegyes-bükkös	B-F	1	Bükkös	B
8	Gyertyános-kocsánytalan tölgyes	GY-KTT	2	Gyertyános-tölgyes	GY-T
9	Bükkös-gyertyános-kocsánytalan tölgyes	GY-KTT-B	2	Gyertyános-tölgyes	GY-T
10	Cseres-gyertyános-kocsánytalan tölgyes	GY-KTT-CS	2	Gyertyános-tölgyes	GY-T
11	Egyéb lomb elegyes-gyertyános-kocsánytalan tölgyes	GY-KTT-EL	2	Gyertyános-tölgyes	GY-T
12	Fenyő elegyes-gyertyános-kocsánytalan tölgyes	GY-KTT-F	2	Gyertyános-tölgyes	GY-T
13	Gyertyános-kocsányos tölgyes	GY-KST	2	Gyertyános-tölgyes	GY-T
14	Cseres-gyertyános-kocsányos tölgyes	GY-KST-CS	2	Gyertyános-tölgyes	GY-T
15	Egyéb lomb elegyes-gyertyános-kocsányos tölgyes	GY-KST-EL	2	Gyertyános-tölgyes	GY-T
16	Fenyő elegyes-gyertyános-kocsányos tölgyes	GY-KST-F	2	Gyertyános-tölgyes	GY-T
17	Kocsánytalan tölgyes	KTT	3	Tölgyes	T
18	Cseres-kocsánytalan tölgyes	KTT-CS	3	Tölgyes	T
19	Hársas-kocsánytalan tölgyes	KTT-H	3	Tölgyes	T
20	Molyhos tölgyes-kocsánytalan tölgyes	KTT-MOT	3	Tölgyes	T
21	Cseres-erdeifenyves-kocsánytalan tölgyes	KTT-CS-EF	3	Tölgyes	T
22	Erdeifenyves-kocsánytalan tölgyes	KTT-EF	3	Tölgyes	T
23	Egyéb lomb elegyes-kocsánytalan tölgyes	KTT-EL	3	Tölgyes	T
24	Egyéb fenyő elegyes-kocsánytalan tölgyes	KTT-EGYF	3	Tölgyes	T
25	Kocsányos tölgyes	KST	3	Tölgyes	T
26	Cseres-kocsányos tölgyes	KST-CS	3	Tölgyes	T
27	Hazai nyáras-kocsányos tölgyes	KST-HNY	3	Tölgyes	T

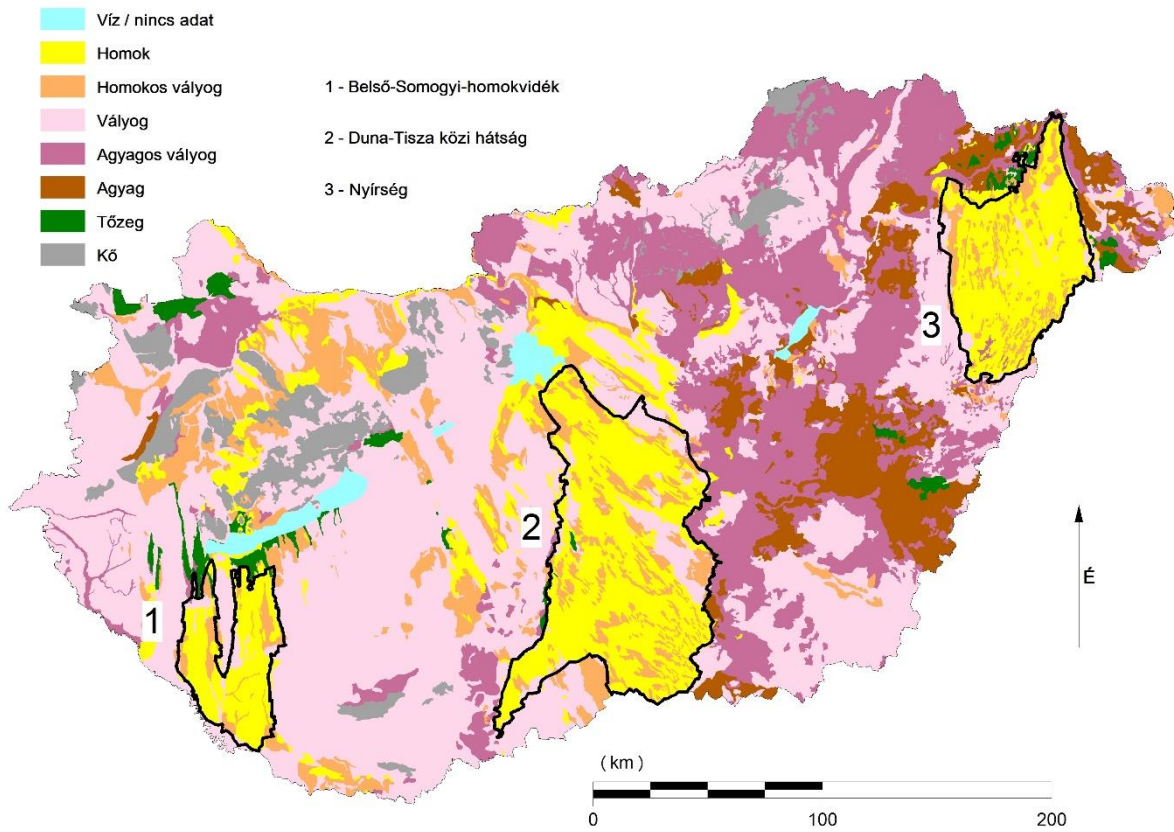
FATI régi			FATI új		
Szsz.	Név	Rövidítés	Szsz.	Név	Rövidítés
28	Mézgás égeres-kocsányos tölgyes	KST-MÉ	3	Tölgyes	T
29	Kórises-kocsányos tölgyes	KST-K	3	Tölgyes	T
30	Egyéb lomb elegyes-kocsányos tölgyes	KST-EL	3	Tölgyes	T
31	Fenyő elegyes-kocsányos tölgyes	KST-F	3	Tölgyes	T
32	Cseres	CS	4	Cseres	CS
33	Kocsánytalan tölgyes-cseres	CS-KTT	4	Cseres	CS
34	Kocsányos tölgyes-cseres	CS-KST	4	Cseres	CS
35	Molyhos tölgyes-cseres	CS-MOT	4	Cseres	CS
36	Egyéb lomb elegyes-cseres	CS-EL	4	Cseres	CS
37	Erdeifenyves-cseres	CS-EF	4	Cseres	CS
38	Feketefenyves-cseres	CS-FF	4	Cseres	CS
39	Egyéb fenyő elegyes-cseres	CS-EGYF	4	Cseres	CS
40	Virágos kórises-molyhos tölgyes	MOT-VK	5	Molyhos tölgyes	MOT
41	Kocsánytalan tölgyes-molyhos tölgyes	MOT-KTT	5	Molyhos tölgyes	MOT
42	Cseres-molyhos tölgyes	MOT-CS	5	Molyhos tölgyes	MOT
43	Egyéb elegyes-molyhos tölgyes	MOT-EL	5	Molyhos tölgyes	MOT
44	Akácós	A	6	Akácós	A
45	Nemes nyáras-akácós	A-NNY	6	Akácós	A
46	Hazai nyáras-akácós	A-HNY	6	Akácós	A
47	Egyéb lomb elegyes-akácós	A-EL	6	Akácós	A
48	Fenyő elegyes-akácós	A-F	6	Akácós	A
49	Gyertyános	GY	7	Hazai egyéb kemény lombos	H-EKL
50	Elegyes-gyertyános	GY-E	7	Hazai egyéb kemény lombos	H-EKL
51	Juharos	J	7	Hazai egyéb kemény lombos	H-EKL
52	Elegyes-juharos	J-E	7	Hazai egyéb kemény lombos	H-EKL
53	Kórises	K	7	Hazai egyéb kemény lombos	H-EKL
54	Tölgyes-kórises	K-T	7	Hazai egyéb kemény lombos	H-EKL
55	Egyéb elegyes-kórises	K-E	7	Hazai egyéb kemény lombos	H-EKL
56	Vörös tölgyes	VT	8	Idegenhonos kemény lombos	I-EKL
57	Fekete diós	FD	8	Idegenhonos kemény lombos	I-EKL
58	Egyéb kemény lombos	EKL	8	Célállománynak nem volt választható	I-EKL
59	Nemes nyáras	NNY	9	Nemes nyáras vagy nemes fűzes	NNY/NFÜ
60	Hazai nyáras-nemes nyáras	NNY-HNY	9	Nemes nyáras vagy nemes fűzes	NNY/NFÜ
61	Akácós-nemes nyáras	NNY-A	9	Nemes nyáras vagy nemes fűzes	NNY/NFÜ
62	Egyéb lomb elegyes-nemes nyáras	NNY-EL	9	Nemes nyáras vagy nemes fűzes	NNY/NFÜ
63	Fenyő elegyes-nemes nyáras	NNY-F	9	Nemes nyáras vagy nemes fűzes	NNY/NFÜ

FATI régi			FATI új		
Ssz.	Név	Rövidítés	Ssz.	Név	Rövidítés
64	Nemes füzes	NFÜ	9	Nemes nyáras vagy nemes füzes	NNY/NFÜ
65	Elegyes-nemes füzes	NFÜ-E	9	Nemes nyáras vagy nemes füzes	NNY/NFÜ
66	Hazai nyáras	HNY	10	Hazai nyáras	HNY
67	Nemes nyáras-hazai nyáras	HNY>NNY	10	Hazai nyáras	HNY
68	Akácós-hazai nyáras	HNY-A	10	Hazai nyáras	HNY
69	Kocsányos tölgyes-hazai nyáras	HNY-KST	10	Hazai nyáras	HNY
70	Egyéb lomb elegyes-hazai nyáras	HNY-EL	10	Hazai nyáras	HNY
71	Borókás-hazai nyáras	HNY-BO	10	Hazai nyáras	HNY
72	Fenyő elegyes-hazai nyáras	HNY-EGYF	10	Hazai nyáras	HNY
73	Füzes	FÜ	11	Víztűrő egyéb lágylomb	VT-ELL
74	Elegyes-füzes	FÜ-E	11	Víztűrő egyéb lágylomb	VT-ELL
75	Mézgás égeres	MÉ	11	Víztűrő egyéb lágylomb	VT-ELL
76	Elegyes-mézgás égeres	MÉ-E	11	Víztűrő egyéb lágylomb	VT-ELL
77	Hársas	H	12	Hazai egyéb lágylomb	H-ELL
78	Elegyes-hársas	H-E	12	Hazai egyéb lágylomb	H-ELL
79	Nyíres	NYI	12	Hazai egyéb lágylomb	H-ELL
80	Elegyes-nyíres	NYI-E	12	Hazai egyéb lágylomb	H-ELL
81	Egyéb lágy lombos	ELL	12	Hazai egyéb lágylomb	H-ELL
82	Erdeifenyves	EF	13	Erdeifenyves	EF
83	Bükkös-erdeifenyves	EF-B	13	Erdeifenyves	EF
84	Gyertyános-kocsánytalan tölgyes-erdeifenyves	EF-GY-KTT	13	Erdeifenyves	EF
85	Tölgyes-erdeifenyves	EF-T	13	Erdeifenyves	EF
86	Cseres-erdeifenyves	EF-CS	13	Erdeifenyves	EF
87	Akácós-erdeifenyves	EF-A	13	Erdeifenyves	EF
88	Egyéb lomb elegyes-erdeifenyves	EF-EL	13	Erdeifenyves	EF
89	Fenyő elegyes-erdeifenyves	EF-F	13	Erdeifenyves	EF
90	Feketefenyves	FF	14	Feketefenyves	FF
91	Cseres-feketefenyves	FF-CS	14	Feketefenyves	FF
92	Molyhos tölgyes-feketefenyves	FF-T	14	Feketefenyves	FF
93	Egyéb lomb elegyes-feketefenyves	FF-EL	14	Feketefenyves	FF
94	Fenyő elegyes-feketefenyves	FF-F	14	Feketefenyves	FF
95	Lucfenyves	LF	15	Egyéb fenyves	EGYF
96	Bükkös-lucfenyves	LF-B	15	Egyéb fenyves	EGYF
97	Egyéb lomb elegyes-lucfenyves	LF-EL	15	Egyéb fenyves	EGYF
98	Fenyő elegyes-lucfenyves	LF-F	15	Egyéb fenyves	EGYF
99	Vörösfenyves	VF	15	Célállománynak nem volt választható	EGYF
100	Egyéb fenyves	EGYF	15	Egyéb fenyves	EGYF
101	Elegyes-egyéb fenyves	EGYF-L	15	Egyéb fenyves	EGYF

4. Magyarország fizikai talajféleség térképe a vizsgált homoktájak jelölésével.

(Adatok forrása: MTA ATK TAKI - AGROTOPO,

<https://www.mta-taki.hu/hu/osztalyok/kornyezetiinformatikai-osztaly/agrotopo>)



5. A vizsgált területek párolgása és lefolyása a CORINE felszínborítás függvényében, „kevert pixelek” és „tisztá pixelek” esetében.

Zala vízgyűjtő		„Kevert pixelek”					„Tiszta pixelek”				
		Felszínborítási kategória					Felszínborítási kategória				
		MF	MG	ETK	VT	V	MF	MG	ETK	VT	V
Párolgás	Átlag (mm)	560	566	573	586	583	474	567	594	-	-
	Szórás (mm)	35	31	32	21	31	17	30	30	-	-
	Minimum (mm)	450	450	454	555	515	450	454	526	-	-
	Maximum (mm)	653	663	673	629	643	491	653	663	-	-
	Pixelszám (db)	277	1366	1075	16	33	4	249	136	-	-
Lefolyás	Átlag (mm)	58	52	49	51	40	151	43	33	-	-
	Szórás (mm)	46	41	41	42	30	17	43	41	-	-
	Minimum (mm)	-71	-83	-94	-40	-16	132	-71	-83	-	-
	Maximum (mm)	172	176	176	103	99	172	169	118	-	-
	Pixelszám (db)	277	1366	1075	16	33	4	249	136	-	-

Bácsbokodi-Kígyós vízgyűjtő		„Kevert pixelek”					„Tiszta pixelek”				
		Felszínborítási kategória					Felszínborítási kategória				
		MF	MG	ETK	VT	V	MF	MG	ETK	VT	V
Párolgás	Átlag (mm)	442	450	488	454	471	452	448	516	-	-
	Szórás (mm)	18	21	46	12	7	-	14	30	-	-
	Minimum (mm)	404	406	410	431	459	-	418	495	-	-
	Maximum (mm)	466	557	569	469	483	-	483	537	-	-
	Pixelszám (db)	26	247	50	15	7	1	161	2	-	-
Lefolyás	Átlag (mm)	165	156	120	151	131	155	158	96	-	-
	Szórás (mm)	19	23	45	15	8	-	18	30	-	-
	Minimum (mm)	131	53	41	128	119	-	119	75	-	-
	Maximum (mm)	204	202	202	176	145	-	195	117	-	-
	Pixelszám (db)	26	247	50	15	7	1	161	2	-	-

Belső-Somogyi-homokvidék		„Kevert pixelek”					„Tiszta pixelek”				
		Felszínborítási kategória					Felszínborítási kategória				
		MF	MG	ETK	VT	V	MF	MG	ETK	VT	V
Párolgás	Átlag (mm)	573	583	598	612	603	-	570	621	-	-
	Szórás (mm)	37	37	38	52	38	-	34	32	-	-
	Minimum (mm)	495	487	494	542	521	-	487	519	-	-
	Maximum (mm)	703	845	698	845	669	-	683	688	-	-
	Pixelszám (db)	248	1895	1712	52	70	-	463	499	-	-
Lefolyás	Átlag (mm)	100	91	81	42	74	-	107	67	-	-
	Szórás (mm)	53	51	49	74	51	-	47	43	-	-
	Minimum (mm)	-102	-224	-102	-224	-51	-	-71	-72	-	-
	Maximum (mm)	198	197	196	133	165	-	197	164	-	-
	Pixelszám (db)	248	1895	1712	52	70	-	463	499	-	-

Duna-Tisza közti hátság		„Kevert pixelek”					„Tiszta pixelek”				
		Felszínborítási kategória					Felszínborítási kategória				
		MF	MG	ETK	VT	V	MF	MG	ETK	VT	V
Párolgás	Átlag (mm)	466	470	486	496	521	456	462	506	592	580
	Szórás (mm)	45	43	54	56	57	39	35	58	37	68
	Minimum (mm)	342	338	316	357	399	386	342	316	543	518
	Maximum (mm)	686	670	686	638	662	602	632	638	635	662
	Pixelszám (db)	808	7117	3890	286	74	70	3274	961	7	5
Lefolyás	Átlag (mm)	88	81	72	58	23	94	83	56	-35	-47
	Szórás (mm)	50	49	58	58	63	39	43	63	36	68
	Minimum (mm)	-97	-128	-120	-89	-128	-10	-99	-89	-76	-128
	Maximum (mm)	231	232	257	199	144	173	231	257	14	15
	Pixelszám (db)	808	7117	3890	286	74	70	3274	961	7	5

Nyírség		„Kevert pixelek”					„Tiszta pixelek”				
		Felszínborítási kategória					Felszínborítási kategória				
		MF	MG	ETK	VT	V	MF	MG	ETK	VT	V
Párolgás	Átlag (mm)	534	550	566	556	581	464	534	588	-	-
	Szórás (mm)	43	37	37	41	41	40	29	35	-	-
	Minimum (mm)	396	420	420	469	516	396	449	460	-	-
	Maximum (mm)	653	660	668	655	653	580	638	655	-	-
	Pixelszám (db)	803	4000	2493	61	41	59	1227	397	-	-
Lefolyás	Átlag (mm)	56	40	25	32	4	121	55	3	-	-
	Szórás (mm)	45	40	40	45	46	39	33	36	-	-
	Minimum (mm)	-78	-83	-78	-58	-71	12	-62	-64	-	-
	Maximum (mm)	185	164	161	123	74	185	158	132	-	-
	Pixelszám (db)	803	4000	2493	61	41	59	1227	397	-	-

6. Faállomány típusok párolgásának összehasonlítása (2003. május-október és 2005. május-október) a leskálázott adatok alapján.

B: bükkös, GY-T: gyertyános-tölgyes, T: tölgyes, CS: cseres, MOT: molyhos tölgyes, A: akácos, H-EKL: hazai egyéb kemény lombos, I-EKL: idegenhonos kemény lombos, NNY/NFÜ: nemes nyáras vagy nemes fűzes, HNY: hazai nyáras, VT-ELL: víztűrő egyéb lágylomb, H-ELL: hazai egyéb lágylomb, EF: erdeifenyves, FF: feketefenyves, EGYF: egyéb fenyves.

Faállomány típusok		B	GY-T	T	CS	MOT	A	H-EKL	I-EKL	NNY/ NFÜ	HNY	VT- ELL	H-ELL	EF	FF	EGYF
Párolgás 2003. máj.-okt.	Átlag (mm)	556	540	493	483	423	482	487	470	493	428	571	485	492	390	449
	Medián (mm)	565	552	499	491	427	485	501	474	484	414	568	488	503	393	429
	Szórás (mm)	69	59	72	73	88	71	88	104	87	80	58	53	61	74	90
	Var. eh. (%)*	12	11	15	15	21	15	18	22	18	19	10	11	12	19	20
Párolgás 2005. máj.-okt.	Átlag (mm)	521	509	491	482	465	485	505	491	491	443	535	496	492	434	443
	Medián (mm)	525	513	496	484	468	488	508	483	492	433	538	498	499	436	428
	Szórás (mm)	23	28	36	33	37	36	31	51	45	56	31	27	32	40	54
	Var. eh. (%)*	4	6	7	7	8	7	6	10	9	13	6	5	6	9	12
Pixelszám (db)		2127	908	2139	2162	139	1634	279	40	432	156	78	106	319	183	43

* Variációs együttható

7. Faállomány típusok párolgásának összehasonlítása (2003. május-október és 2005. május-október) a leskálázott adatok alapján, az Alföld nagytájon.

GY-T: gyertyános-tölgyes, T: tölgyes, CS: cseres, A: akácos, H-EKL: hazai egyéb kemény lombos, I-EKL: idegenhonos kemény lombos, NNY/NFÜ: nemes nyáras vagy nemes fűzes, HNY: hazai nyáras, VT-ELL: víztűrő egyéb lágylomb, EF: erdeifenyves, FF: feketefenyves, EGYF: egyéb fenyves.

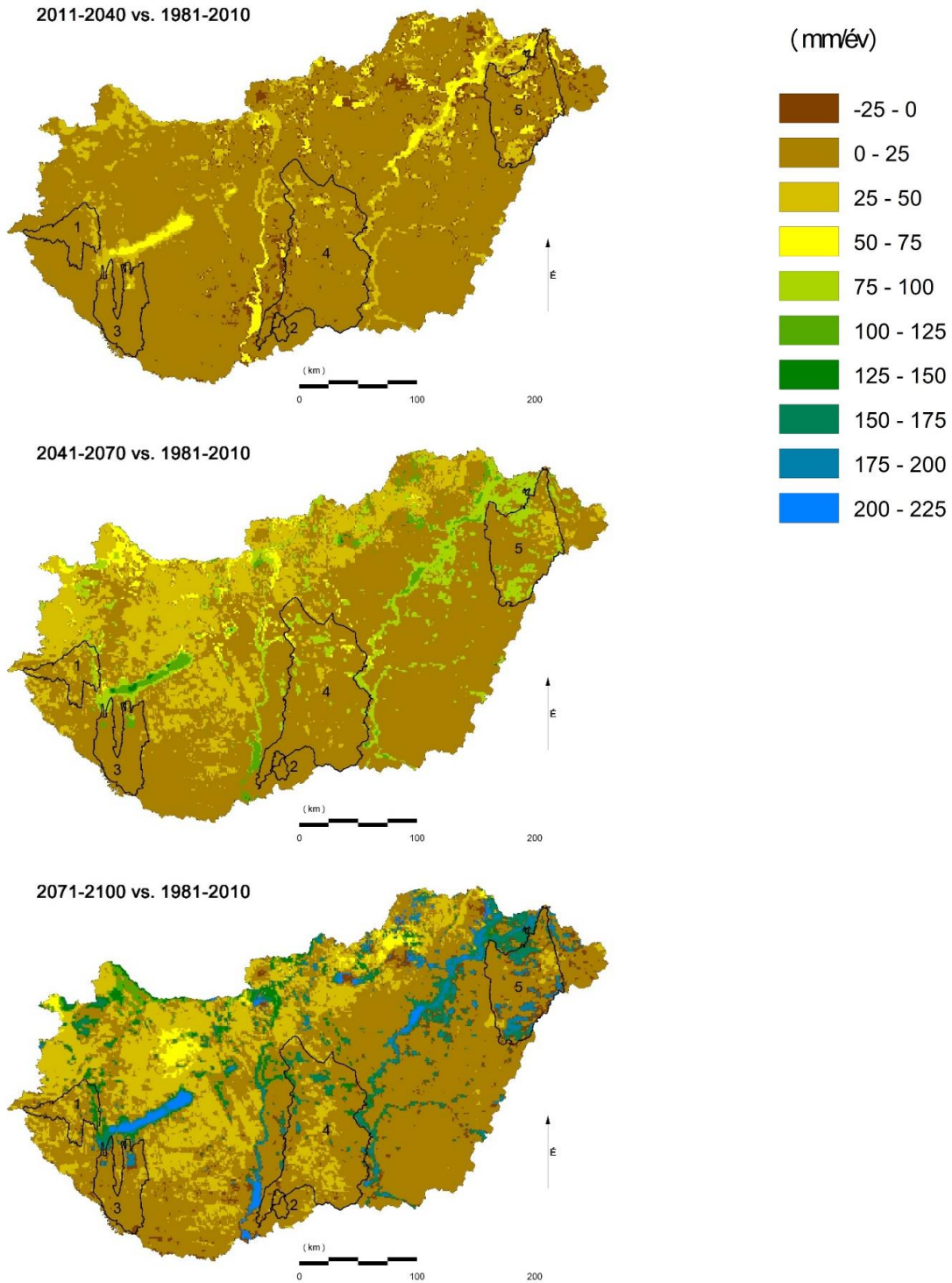
Faállomány típusok		GY-T	T	CS	A	H-EKL	I-EKL	NNY/ NFÜ	HNY	VT- ELL	EF	FF	EGYF
Párolgás 2003. máj.-okt.	Átlag (mm)	545	483	422	489	503	483	479	425	521	451	369	390
	Medián (mm)	548	483	422	501	556	482	474	412	564	457	377	400
	Szórás (mm)	58	77	83	76	132	128	82	79	83	73	54	52
	Var. eh. (%)*	11	16	20	16	26	27	17	19	16	16	15	13
Párolgás 2005. máj.-okt.	Átlag (mm)	527	493	440	483	519	500	486	441	515	461	419	404
	Medián (mm)	531	493	419	488	527	477	482	431	538	460	421	397
	Szórás (mm)	28	39	35	37	37	65	48	55	51	39	34	23
	Var. eh. (%)*	5	8	8	8	7	13	10	12	10	8	8	6
Pixelszám (db)		20	275	13	846	8	19	305	152	6	41	109	26

* Variációs együttható

8. Az α paraméter klímaérzékenységének vizsgálata. P: csapadék, T: hőmérséklet, R: lefolyás, $ET_{szám}$: számított párolgás, $\alpha_{szám}$: számított α paraméter érték, CI: Nováky-féle klímaindex (100T/P; Nováky, 1985).

Részvízgyűjtő	Időszak	P	T	R	$ET_{szám}$	$\alpha_{szám}$	CI
		(mm/év)	(°C)	(mm/év)	(mm/év)	-	-
Zalalövő	1980-1989	707	9.6	152	555	1.82	1.36
	1985-1994	694	10.0	143	552	1.75	1.44
	1990-1999	721	10.1	125	596	2.06	1.40
	1995-2004	684	10.3	95	589	2.07	1.51
Zalaegerszeg	1980-1989	698	9.5	130	567	1.95	1.36
	1985-1994	684	9.9	117	567	1.91	1.45
	1990-1999	716	10.1	108	608	2.19	1.41
	1995-2004	678	10.3	89	589	2.10	1.52
Zalabér	1980-1989	687	9.6	112	575	2.03	1.40
	1985-1994	676	10.0	107	570	1.95	1.48
	1990-1999	712	10.2	104	609	2.20	1.43
	1995-2004	674	10.4	90	584	2.04	1.54
Zalaapáti	1980-1989	680	9.8	114	566	1.93	1.44
	1985-1994	671	10.2	103	568	1.91	1.52
	1990-1999	706	10.3	106	600	2.11	1.46
	1995-2004	666	10.5	96	570	1.90	1.58

9. A előrejelzett átlagos párolgásváltozás térképi megjelenítése, három jövőbeli időszakot (2011-2040, 2041-2070, 2071-2100) egy referencia időszakhoz (1981-2010) viszonyítva. 1: Zala vízgyűjtő, 2: Bácsbokodi-Kígyós vízgyűjtő, 3: Belső-Somogyi-homokvidék, 4: Duna-Tisza közti hátság, 5: Nyírség.



10. A előrejelzett átlagos lefolyásváltozás térképi megjelenítése, három jövőbeli időszakot (2011-2040, 2041-2070, 2071-2100) egy referencia időszakhoz (1981-2010) viszonyítva. 1: Zala vízgyűjtő, 2: Bácsbokodi-Kígyós vízgyűjtő, 3: Belső-Somogyi-homokvidék, 4: Duna-Tisza közti hátság, 5: Nyírség.

