

Nyugat-magyarországi Egyetem

Erdőmérnöki Kar

Geomatikai, Erdőfeltárási és Vízgazdálkodási Intézet

Vízgazdálkodási Intézeti Tanszék

Különböző felszínborítások vízforgalomra gyakorolt hatása Zala megye példáján

Készítette: Csáki Péter

Sopron

2013. december

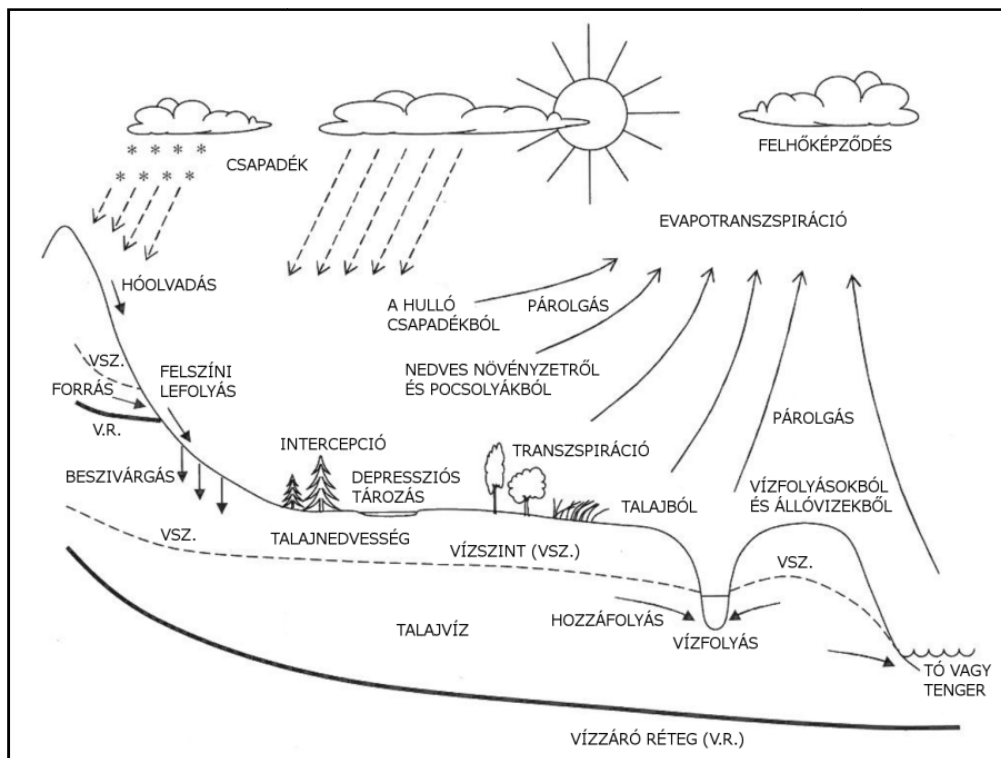
TARTALOMJEGYZÉK

Tartalomjegyzék.....	2
1. Bevezetés.....	4
2. A területi párolgás számítása.....	6
2.1. A komplementáris elmélet.....	7
2.1.1. A potenciális párolgás meghatározása	8
2.1.2. A nedves környezeti párolgás meghatározása.....	8
2.2. Morton evapotranszspiráció becslése	8
2.2.1. A Morton-féle potenciális párolgás meghatározása	9
2.2.2. Az egyensúlyi hőmérséklet meghatározása Morton alapján	9
2.2.3. A Morton-féle nedves környezeti párolgás meghatározása	10
2.2.4. A Morton-féle területi párolgás meghatározása	11
2.2.5. A WREVAP program.....	11
2.3. A CREMAP modell.....	11
2.3.1. A modell jellemzése	11
2.3.2. Az egyensúlyi hőmérséklet meghatározása.....	13
2.3.3. A modell alkalmazása Magyarországra	13
3. Budyko-modell.....	19
4. Zala megye	23
4.1. Általános földrajzi leírás.....	23
4.2. Domborzat, földtan.....	24
4.3. Talajtan	25
4.4. Éghajlat.....	25
4.5. Vízrajz	27
4.6. Vegetáció.....	29
4.7. Népesség, településhálózat	29
4.8. Területhasználat.....	30

5.	Eredmények és értékelés	31
5.1.	A párolgás értékelése többéves időtávon.....	31
5.2.	A párolgás értékelése éves szinten	34
5.3.	A lefolyás értékelése többéves időtávon	37
5.4.	A lefolyás értékelése éves szinten	38
5.5.	Az α és β paraméterek értékelése	41
6.	A párolgás és a lefolyás előrevetítése	45
6.1.	A párolgás jövőbeli alakulásának becslése.....	46
6.2.	A lefolyás jövőbeli alakulásának becslése.....	49
7.	Összefoglalás.....	51
8.	Köszönetnyilvánítás	53
9.	Felhasznált irodalom	54
10.	Internetes hivatkozások	56
11.	Mellékletek.....	I

1. BEVEZETÉS

Azt az átfogó jelenséget, hogy a víz elpárolog, a pára a légkörben mozog, majd újból kicsapódik és a felszínre kerül, hidrológiai ciklusnak vagy hidrológiai körfolyamatnak nevezzük (1. ábra). A Földre hulló csapadék 50-97%-a párolgással és a növények párologtatásával visszajut a légkörbe, 1-20%-a a felszín alatti vízkészleteket, valamint 2-27%-a a folyóvizet táplálja, kb. 20%-a pedig a tengerekbe jut (Szűcs et al., 2009).



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

A vízháztartási egyenleg segítségével meg tudjuk határozni egy adott terület térben és időben változó vízkészletét. A vizsgált időszak elején és végén talált készletek, és a mennyiségcserében részt vett bevételi és kiadási tételek között állapítunk meg összefüggést. A mérleg felállítása leggyakrabban vízgyűjtő területre történik, de lehet bármely területet vizsgálni, akár a Föld egészét is (Stelczer, 2000).

A legpraktikusabb vizsgálati időszak a hidrológiai év. Hazánkban ősz vége felé „víztározó” jellegű hidrológiai jelenség áll elő: olyankor legalacsonyabb a talajvízállás és a folyók vízállása, a hőmérséklet alacsony, a párolgás kisebb mértékű, a fagyos napok miatt csekély a vízmozgás. Az éves hidrológiai vizsgálatok kezdeti időpontjául célszerű ebből az időszakból kijelölni egy napot, mégpedig azt, amelynek átlagos hőmérséklete megegyezik a sokéves átlagos hőmérséklettel. Magyarországon ez a nap október végére esik, és így a hidrológiai év

kezdete november elseje. Tehát a hidrológiai év alatt a november 1-től a következő év október 31-ig tartó időszakot értjük (Németh, 1954).

A vízháztartási mérleg felállítása egy adott területre nem egyszerű feladat. Az egyenletben a csapadék (P), a párolgás (ET) és a lefolyás (R) mellett számolnunk kellene a felszín alatti el- és hozzáfolyással (G_o és G_i), a beszivárgással (I), a mesterséges vízfelhasználással és vízbevezetéssel (U_o és U_i), valamint a talajban tárolt vízkészlet (talajvíz és talajnedvesség) változásával (ΔS) is (Stelczer, 2000):

$$P = ET + R + G_o - G_i + I + U_o - U_i \pm \Delta S \quad (1)$$

ahol mindegyik tag mm-ben értendő a vizsgált időtartamra (pl. mm/év). Amennyiben az egyenlet utóbbi tagjairól nem rendelkezünk pontos információkkal, adatokkal, a számítás során figyelmen kívül hagyjuk őket, így a vízháztartási mérleg a következő alakra egyszerűsödik (Zsuffa, 1996):

$$P = ET + R \quad (2)$$

Hartley (1990, in: Dingman, 2002) 50 éves periódusra vizsgálta New Hampshire (USA) vízmérlegét. Megállapította, hogy a vízháztartási egyenleget több (legalább kettő) egymás utáni hidrológiai évre felírva a vízkészletváltozás elhanyagolásával járó hiba minimalizálódik (5% alá csökken).

A lehulló csapadék nagy része az evapotranszpiráció¹ révén visszakerül a légkörbe, és csak egy kisebb rész jut a felszín alatti és felszíni vízkészletekbe (Hewlett, 1982). Magyarországon az evapotranszpiráció és az elfolyás aránya 90 és 10% körül alakul. Ezért a hidrológiai körfolyamat jobb megismeréséhez elengedhetetlen a párolgás mennyiségének minél pontosabb meghatározása. Emellett az éghajlatváltozás kutatása területén is fontos szerepet tölt be: segítségével megbízhatóbb klimatikus előrejelzéseket lehet készíteni. A párolgás pontosabb ismerete gyakorlati hasznosítási lehetőségekkel is jár, például segítséget nyújthat az öntözési igény megállapításához mezőgazdasági területeken (Kovács, 2011).

¹ Párolgás alatt azt a folyamatot értjük, amely során a víz folyékony halmazállapotból légnemű halmazállapotba megy át.

Evapotranszpirációnak nevezzük a felületekről (a talaj-, a víz-, a hó-, a jég-, a növény-, a tető-, az útfelületről, stb.) történő párolgást (evaporáció) a növényzet párologtatásával (transzspiráció) együtt (MSz-10-2263:1983, in: Stelczer, 2000).

2. A TERÜLETI PÁROLGÁS SZÁMÍTÁSA

Egy nagyobb terület párolgása, valamint a párolgás területi eloszlása közvetlenül nem mérhető (Stelczer, 2000). Viszont a rendelkezésünkre állnak közvetett mérési és számítási módszerek. A közvetett mérési módszerek alatt például azt értjük, ha kádpárolgásmérők, liziméterek, illetve legújabbban eddy-kovariancia rendszerek egyes pontokon, vagy kisebb felületre mért adataiból határozzuk meg a területi párolgást. A számítási módszerek során vagy a vízháztartási mérlegből, vagy matematikai-fizikai összefüggések használatával kapjuk egy terület evapotranszpirációját. A vízháztartási mérleg alkalmazásához szükségünk van hosszú idejű, megbízható adatsorra, a mennyiségek lehető legpontosabb értékének ismeretére.

Azonban az evapotranszspiráció minél pontosabb meghatározásához elengedhetetlen az állandóan változó felszín- és növényzet állapotáról (például talajnedvesség-tartalom, növényborítás, növénytársulás típusa) nagy felbontású, rendszeres, térbelileg homogén adatgyűjtés. A 20. század végéig az ilyen adatok beszerzése csak jelentős idő-, energia- és anyagi ráfordítással voltak elérhetőek (pl. rendszeres terepi bejárás, mérések) (Kovács, 2011). Ám megjelent a gyakorlatban a távérzékelés, mint adatforrás.

A NASA által a Föld Megfigyelő Rendszer (Earth Observing System, EOS) részeként felbocsátott műholdak szenzorjai folyamatosan pásztázzák bolygónk felszínét, részletes, és ugyanakkor nagy területekről homogén, periodikusan ismétlődő adatokat biztosítva. Az archivált felvételek időben visszatekintési lehetőséget is nyújtanak (Verőné, 2012). A Terra (felbocsátás: 1999. december 18.) és az Aqua (felbocsátás: 2002. május 4.) műholdak fel vannak szerelve a MODIS (Moderate Resolution Imaging Spectroradiometer) sugárzásmérő berendezéssel, amellyel egyszerre egy 2330 km széles területre rálátva, 36 különböző hullámhosszon egy-két naponta mérik Földünk minden pontját. A nagy térbeli (250 m, 500 m, 1000 m) és spektrális (36 sáv) felbontásnak köszönhetően részletes adatokat szolgáltatnak a felszínről: a különböző talajtípusokról, a növényborítottságról (lombhullató erdők, örökzöld erdők, füves területek, stb.), a sivatagokról, a városi területekről és így tovább [1].

Mivel a műholdak számos olyan jellemzőről kezdtek el adatot gyűjteni, melyeket eddig nem, vagy csak korlátozott mértékben volt lehetséges mérni, a hidrológiában, ezen belül a párolgásbecslésben is egyre jobban terjednek a távérzékelésen alapuló technikák. Egyike ezeknek a CREMAP kalibráció-mentes területi párolgásmodell (Szilágyi et al., 2011), mely a Terra és az Aqua műholdak MODIS felszíni hőmérséklet-adatait használja fel. A modellel

Kovács (2011) készített Magyarországra párolgástérképeket, melyeket felhasználtam dolgozatomban.

2.1. A komplementáris elmélet

Bouchet (1963) fél évszázaddal ezelőtt dolgozta ki elméletét, mely szerint a területi (aktuális, ET_A) és a potenciális (ET_P) párolgás komplementáris összefüggésben van, az összegük egyenlő a nedves környezeti párolgás (ET_W) kétszeresével:

$$ET_A + ET_P = 2ET_W \quad (3)$$

Vagyis:

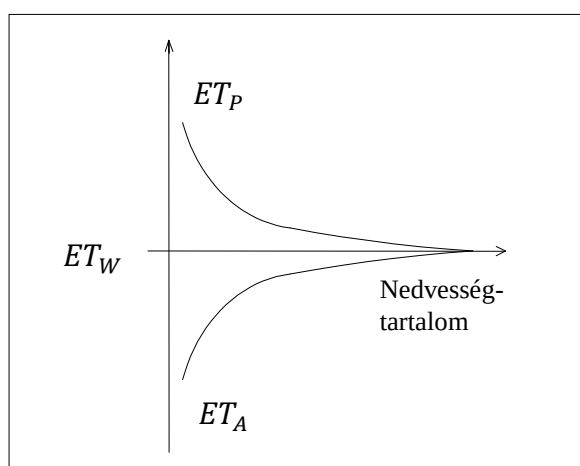
$$ET_A = 2ET_W - ET_P \quad (4)$$

ET_A , ET_P és ET_W mm-ben értendők egy adott időintervallumra vonatkozóan.

A potenciális párolgás akkor jön létre, ha az uralkodó légköri feltételeket nedves felszínre vonatkoztatjuk, tehát csak az elérhető energia korlátozza a párolgást. A nedves környezeti párolgás főként a felszín nettó sugárzásának (Q_n) függvénye. ET_P és ET_W között az a lényeges különbség, hogy az utóbbihoz elegendően nagy méretű (néhány km^2), nedves (folyamatosan jó vízellátottságú) felszín szükséges, amely már befolyásolni tudja a környezeti változókat (Kovács, 2011).

Tehát inverz kapcsolat van a területi és a potenciális párolgás között, ahogy azt a 2. ábrán is láthatjuk:

$$\Delta ET_A = -\Delta ET_P \quad (5)$$



2. ábra: a szimmetrikus komplementáris elmélet elemeinek sematikus ábrája (Kovács, 2011 nyomán).
 ET_A : területi párolgás, ET_W : nedves környezeti párolgás, ET_P : potenciális párolgás.

Meg kell jegyezni, hogy a kapcsolat valójában nem pontosan szimmetrikus (Szilágyi, 2007), de ez Magyarország területére vonatkozóan nem okoz jelentősebb hibát a számításban.

2.1.1. A potenciális párolgás meghatározása

ET_p a Penman-egyenlettel határozható meg (Penman, 1948):

$$ET_p = \frac{\delta}{\delta + \gamma} Q_n + \frac{\gamma}{\delta + \gamma} f(u)(e^* - e) \quad (6)$$

ahol δ a telítési párányomás görbéjének meredeksége (hPa/°C) a levegő hőmérsékletén (T), γ a pszichrometrikus konstans (hPa/°C), $f(u)$ a szélfüggvény (mm/nap/hPa), e^* a telítési párányomás hPa-ban a levegő hőmérsékletén, e pedig az aktuális párányomás szintén hPa-ban. Q_n a képletben mm/nap-ban definiálandó.

A telítési páratartalom a következőképpen kapható meg (T °C-ban értendő):

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

Ezt az egyenletet deriválva kapjuk meg a telítési párányomás görbéjének meredekségét:

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

A szélfüggvény meghatározása nyílt vízfelületre:

$$f(u) = 0,26(1 + 0,54u_2) \quad (9)$$

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

2.1.2. A nedves környezeti párolgás meghatározása

ET_w -t a Priestley-Taylor-egyenlet segítségével lehet becsülni (Priestley és Taylor, 1972):

$$ET_w = c \frac{\delta}{\delta + \gamma} Q_n \quad (10)$$

ahol c (Priestley-Taylor együttható) értéke általában 1,20 és 1,32 között változik.

2.2. Morton evapotranszpiráció becslése

Morton az előzőektől kissé eltérően határozta meg a potenciális és a nedves környezeti párolgást. Bevezetett a felszínre egy egyensúlyi hőmérsékletet (T_p), mely iterálással kapható meg. ET_p és ET_w becslése is ezen az egyensúlyi hőmérsékleten történik. A kapott egyenletek úgy eredményezik a szimmetrikus komplementáris elméletet, hogy szélesebességadatokra nincs szükség a számítás során (Morton, 1983).

2.2.1. A Morton-féle potenciális párolgás meghatározása

Az egyensúlyi hőmérsékleten (T_p) elvégezve az energiaegyensúlyi és a páraszállítási egyenletet, ugyanazt az eredményt kapjuk.

- A Morton-féle potenciális párolgás (ET_p^M) számítása az energiaegyensúly egyenletéből (Morton, 1983):

$$ET_p^M = Q_{nT} - \lambda_p f_T (T_p - T) \quad (11)$$

ahol Q_{nT} a növényzettel borított felszín nettó sugárzása a léghőmérsékleten (W/m^2), λ_p a hőszállítási tényező az egyensúlyi hőmérsékleten (hPa/K), f_T páraszállítási együttható ($W/m^2/hPa$), T_p a potenciális evapotranszspiráció egyensúlyi hőmérséklete ($^{\circ}C$), és T a levegő hőmérséklete ($^{\circ}C$). Az egyenletben ET_p^M -nek W/m^2 a mértékegysége, melyből a víz párolgáshőjének segítségével lehet a párolgást mm-re átszámítani egy időegységre vonatkozóan.

A hőszállítási tényező becslése:

$$\lambda_p = \gamma + \frac{4\varepsilon\sigma(T_p+273)^3}{f_T} \quad (12)$$

ahol ε (-) a felület emisszióképessége és σ a Stefan-Boltzmann konstans ($5,672 \cdot 10^{-8} W/m^2/K^4$).

- A Morton-féle potenciális párolgás (ET_p^M) számítása a páraszállítási egyenletből (Morton, 1983):

$$ET_p^M = f_T (e_p^* - e_D^*) \quad (13)$$

ahol e_p^* a telítési párányomás (hPa) T_p hőmérsékleten, e_D^* a telítési párányomás (hPa) a harmatponti hőmérsékleten (T_D , $^{\circ}C$).

2.2.2. Az egyensúlyi hőmérséklet meghatározása Morton alapján

Az egyensúlyi hőmérséklet (T_p) értéke az iterációs érték (T_p') és a korrekció ($[\Delta T_p]$) összege (Morton, 1983):

$$T_p = T_p' + [\Delta T_p] \quad (14)$$

Ha $\Delta e_p^* = \delta_p' [\Delta T_p]$, akkor a két Morton-féle potenciális párolgás becslő egyenlet (energiaegyensúlyi és páraszállítási) megoldásával megadhatjuk a korrekciót:

$$[\Delta T_p] = \frac{\left[\frac{Q_{nT}}{f_T} + e_D^* - e_p'^* + \lambda (T - T_p') \right]}{\delta_p' + \lambda} \quad (15)$$

ahol e_p^* a telítési párányomás (hPa) T_p' hőmérsékleten, δ_p' a telítési párányomás görbéjének meredeksége (hPa/°C) T_p' hőmérsékleten, valamint $\lambda = \gamma + 4\varepsilon\sigma(T + 273)^3/f_T$.

A fokozatos közelítés (iterálás) során Q_{nT} , f_T , e_p^* és T konstans marad, valamint λ változása annyira minimális, hogy szintén állandónak feltételezhető. A számítási eljárás első lépésében Morton az iterációs hőmérsékletet (T_p') egyenlővé tette a levegő hőmérsékletével (T), e_p^* -t a telítési párányomással (e^*) a levegő hőmérsékletén, továbbá δ_p' -t a telítési párányomás görbéjének meredekségével (δ) ugyanúgy a levegő hőmérsékletén értelmezve. A 15-ös *egyenletben* az előbbi három mennyiség addig változik, amíg a korrekció ($[\Delta T_p]$) értéke kevesebb lesz, mint 0,01 °C.

2.2.3. A Morton-féle nedves környezeti párolgás meghatározása

Morton a nedves környezeti párolgás (ET_W^M) számításához a Priestley-Taylor egyenletet módosította két konstanssal: az egyikkel meg van szorozva az egyenlet, a másik hozzáadott értéként szerepel. Ez a becslés is az egyensúlyi hőmérsékleten (T_p) történik.

A módosított Priestley-Taylor egyenlet a következő (Morton, 1983):

$$ET_W^M = b_1 + \frac{b_2}{1 + \frac{\gamma}{\delta_p}} Q_{nTP} \quad (16)$$

ahol b_1 (W/m²) és b_2 (-) konstans, δ_p a telítési párányomás görbéjének meredeksége (hPa/°C) T_p hőmérsékleten, Q_{nTP} a nettó sugárzás a talaj felszínén (W/m²) T_p hőmérsékleten. A b_1 konstans az advekciós energiát írja le.

A b_1 és b_2 konstansok mellett a páraszállítási tényezőt (f_T) is kalibrálta Morton, melynek becslése a következő (Morton, 1983):

$$f_T = \frac{\sqrt{\frac{p_s}{p}} f_z}{\xi} \quad (17)$$

ahol p_s a légnyomás a tengerszinten (hPa), p a légnyomás (hPa), f_z konstans (W/m²/hPa) és ξ (-) a stabilitási faktor. A négyzetgyökös tag a tengerszint feletti magasság hatását képviseli az egyenletben, ami befolyásolja a párolgást és a páraszállítási tényezőt. A stabilitási faktor a páraszállítási tényező csökkenését veszi figyelembe, amennyiben a párolgó felület hőmérséklete jóval a léghőmérséklet alatt van. Az f_z konstans kísérletezéssel lett levezetve. A páraszállítási tényező értéke itt független a szélről.

A nettó sugárzás becslése az egyensúlyi hőmérsékleten (Q_{nTP}):

$$Q_{nTP} = ET_p^M + \gamma f_T (T_p - T) \quad (18)$$

A b_1 és a b_2 konstansra a következő feltételnek kell teljesülnie:

$$\frac{b_1 \left(1 + \frac{\gamma}{\delta_P}\right)}{Q_{nTP}} + b_2 = 1,32 \quad (19)$$

melyben 1,32 az eredeti Priestley-Taylor egyenlet konstansának Morton által javasolt értéke. Szerinte ezzel az értékkel jól lehet közelíteni a nedves felszín párolgását.

A kalibrált konstansok értékei a következők: $b_1=14 \text{ W/m}^2$, $b_2=1,2$ és $f_z=28,0 \text{ W/m}^2/\text{hPa}$ amennyiben $T \geq 0^\circ\text{C}$. Ha a hőmérséklet 0°C alá süllyed, akkor f_z értékét megszorozzuk a szublimáció és párologtatás látens hőjének arányával, tehát $f_z=28 \cdot 1,15 \text{ W/m}^2/\text{hPa}$.

2.2.4. A Morton-féle területi párolgás meghatározása

A Morton-féle potenciális (ET_P^M) és nedves-környezeti párolgás (ET_W^M) a következőképpen viszonyul egymáshoz (Morton, 1983):

$$\frac{1}{2}ET_P^M \leq ET_W^M \leq ET_P^M \quad (20)$$

A területi párolgás (ET_A^M) számítható a komplementáris elmélettel (Morton, 1983):

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

2.2.5. A WREVAP program

A komplementáris elméleten alapszik Morton párolgásbecslő programja, a WREVAP. 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 figyelembe vételével a Föld bármely pontján képes az evapotranszpiráció becslésére (Morton et al., 1985).

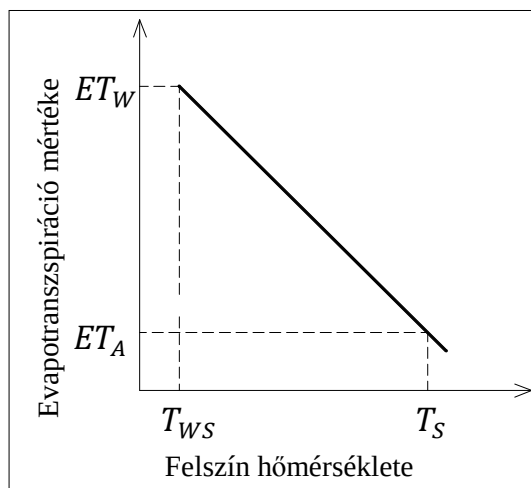
2.3. A CREMAP modell

Szilágyi és Józsa (2009) kifejlesztett egy MODIS adatokon alapuló térben osztott párolgásszámítási módszert. Szilágyi és Kovács (2010) ezt részben módosította, létrehozva az úgynevezett CREMAP (calibration-free evapotranspiration mapping technique) területi párolgásmodellt.

2.3.1. A modell jellemzése

A módszer egy lineáris transzformáción alapul, melyhez két összetartozó pontpár szükséges (3. ábra): a nappali felszíni hőmérsékletek térbeli átlaga (T_S) és a hozzá tartozó területi

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).



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

A nappali felszíni hőmérsékletértékek műholdas méréseken (MODIS-képek) alapulnak, míg a területi 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-képek által kapott 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).

Szilágyi és Józsa (2009) lineáris transzformációjának alapötlete a következő okra vezethető vissza: a levegő vertikális hőmérséklet-gradiense (dT/dz) a felszín közelében lineárisan függ a felszín hőmérsékletétől (T_S). Ugyanígy a szenzibilis hőszállítás (H) is leírható a földfelszín-atmoszféra határfelületen T_S függvényében (térben állandó Q_n feltételezésével), feltéve, ha az aerodinamikus ellenállás (r_a , s/m) változása a MODIS cellák között elhanyagolható (22. egyenlet).

$$H = \frac{\rho_a c_p}{r_a} \frac{dT}{dz} \approx d_1 \frac{dT}{dz} \approx d_2 T_S + d_3 \quad (22)$$

ahol ρ_a a levegő sűrűsége (kg/m^3), c_p a levegő fajlagos hője ($\text{J/kg/}^\circ\text{C}$), valamint d_1 ($\text{J/m}^3/^\circ\text{C}$), d_2 ($\text{W/m}^2/^\circ\text{C}$) és d_3 (W/m^2) konstansok.

Semleges légköri feltételek mellett (egy nap, vagy annál hosszabb időintervallumban) az aerodinamikus ellenállás (r_a) lineárisan függ az érdekesmagasság (z_{0m}) logaritmusától, a z_{0m} változásának hatása jelentősen lecsökken a logaritmus miatt (Szilágyi és Kovács, 2011).

Térben állandó Q_n alatt - amit a komplementáris elmélet megkövetel - a látens hő (LE) T_s lineáris függvénye lesz, mert a talaj hőfluxusa többnyire elhanyagolható egy napnál hosszabb időperiódusra. Tehát a felszín nettó sugárzása egyenlő a szenzibilis hőszállítás és a látens hő összegével:

$$Q_n = H + LE \quad (23)$$

amiből:

$$LE = aT_s + b \quad (24)$$

melyben a és b konstansok a számítási időperiódusra.

2.3.2. Az egyensúlyi hőmérséklet meghatározása

Szilágyi és Józsa (2008) Mortontól eltérő egyensúlyi hőmérsékletet határozott meg. Feltételezésük szerint a szabadon párolgó nedves felület hőmérséklete (T_e) állandó Q_n értéke mellett lényegesen nem változik a környezet kiszáradása során. Ekkor a Bowen-hányados (B_0 , -) a nedves felületre felírva:

$$B_0 = \frac{H}{ET_p} = \frac{Q_n - ET_p}{ET_p} = \gamma \frac{T_s - T}{e_s^* - e} \approx \gamma \frac{T_e - T}{e^*(T_e) - e} \quad (25)$$

ahol H a szenzibilis hő (mm/nap) és e_s^* a telítési párányomás (hPa) felszíni hőmérséklettel számolva. Az ismeretlen egyensúlyi hőmérsékletet (T_e) iteratív módon lehet meghatározni, a többi paraméter ismert (ET_p a Penman-egyenletből (6. egyenlet)).

Az iterált T_e hőmérséklet segítségével megkapható a Priestley-Taylor-egyenlethez (10-es egyenlet) szükséges telítési párányomás görbéjének meredeksége (δ), amit behelyettesítve megkapjuk a nedves környezeti párolgást. Az iterált T_e egyensúlyi hőmérséklet értéke nem minden esetben (pl. mérések pontatlansága miatt) alacsonyabb, mint a levegő hőmérséklete (T). Ha a kettő közül T kisebb, akkor abból célszerű számolni δ -t (Kovács, 2011).

2.3.3. A modell alkalmazása Magyarországra

A CREMAP modellel Kovács (2011) elkészítette Magyarország havi párolgástérképeit a 2000-2008 közötti időszakra (minden év márciusától novemberéig).

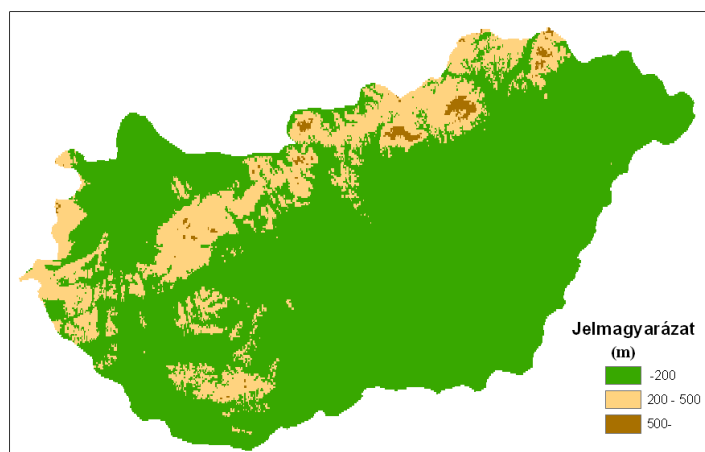
A felhasznált meteorológiai adatok

A nappali felszíni hőmérséklet értékeket Kovács MODIS adatokból gyűjtötte. Térbeli felbontásként a felszíni hőmérsékletadatok esetében rendelkezésre álló legfinomabbat, az 1·1 km-est választotta. A vizsgálat időbeli léptékeként a havi időlépcsőt jelölte ki, mert az eljárás során használandó WREVAP modell havi szinten becsüli a párolgást. Mivel a műholdas adatokat nyolcnapos periódusban lehet letölteni, minden hónapra átlagot számolt a 3-4 db nyolcnapos periódusából, mely az adott hónapra esett. Így megkapta a havi átlagos felszíni hőmérsékleteket 1·1 km-es felbontásban. A speciális problémákból eredő (felhőborítottság, hótakaró, mérési hiba, stb.) adathiányos vagy helytelen adattal rendelkező cellákat a többi meglévő cella átlagolásával pótolta. A Terra műhold által mért felszíni hőmérsékletadatok 2000. március 5-től tölthetők le, így a párolgástérképek ettől a hónaptól készültek. A vizsgálat 2008. novemberig tartott. A térképek a párolgás számára döntő időszakra, minden évben márciustól-novemberig lettek előállítva. (Kovács, 2011)

Kovács az OMSZ-től (Országos Meteorológiai Szolgálat) napi átlagos léghőmérséklet-, relatív páratartalom- és szélesebségadatokat kapott 0,1 fokos (észak-déli irányban kb. 11 km, kelet-nyugati irányban kb. 7 km) felbontásban. Ezekből havi átlagokat számolt. A VITUKI (Környezetvédelmi és Vízgazdálkodási Kutató Intézet Nonprofit Kft.) 21 állomás havi napfénytartamát bocsátotta rendelkezésére, melyekből interpolálással szintén 0,1 fokos felbontású rácshálót készített az ország területére.

Magassági övezetek

Mivel az ország legmélyebb (78 m) és legmagasabb pontja (1015 m) között majdnem 1 km a különbség, számolni kellett a hőmérséklet magasság függvényében való csökkenésével. Ezért Magyarország három magassági zónára lett osztva (Kovács, 2011): 200 méter alatti területek (síkvidék), 200 és 500 méter közötti területek (dombvidék), és 500 méter feletti területek (hegyvidék) (4. ábra). A CREMAP módszer lineáris transzformációja mindhárom övezetre külön-külön végre lett hajtva minden hónapra.



4. ábra: A Kovács által meghatározott magassági zónák (Kovács, 2011).

A lineáris transzformációhoz tartozó elemek meghatározása

Magassági zónánként ki kellett jelölni a nedves pontokat, amelyek átlaghőmérséklete (T_{WS}) lett meghatározva. A 200 méter alatti övezetben Kovács (2011) a Fertő-tóra, a Kis-Balatonra, a Velencei-tóra, a Fehér-tóra eső cellák, valamint a Nyírség leghidegebb pontjainak átlagából számolta a nedves pontok hőmérsékletét. A dombvidéki zónából a 300 és 400 méter közé eső leghidegebb 50 pontot, a hegyvidékből az 550 és 650 méter közé eső leghidegebb 30 pontot választotta ki a nedves pontok hőmérsékletének számításához.

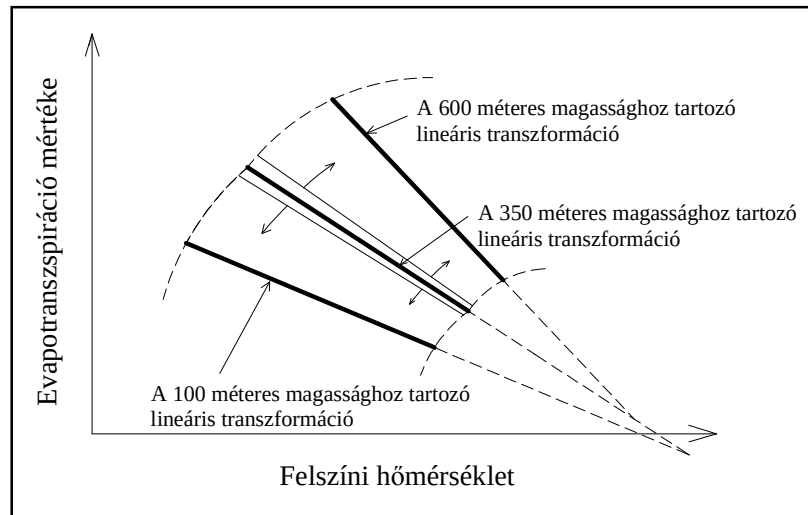
A nedves környezeti párolgás (ET_W) a Priestley-Taylor-egyenlettel (*10-es egyenlet*) lett meghatározva (melyhez a nettó sugárzás Morton WREVAP modelljének eredményei közül lett kinyerve). Azon késő őszi és kora tavaszi hónapok esetében, melyeknél a Priestley-Taylor-egyenlettel meghatározott párolgás értéke kisebb volt a WREVAP program területi- és nedves felszíni párolgásánál is, Kovács (2011) Morton nedves felszíni párolgásértékeit vette figyelembe a Priestley-Taylor-egyenlet eredménye helyett. Ehhez a WREVAP programot a nedves pontok fölött CRWE módban futtatta le.

A lineáris transzformáció másik pontpárjához szükséges területi párolgás (ET_A) Morton WREVAP programjának CRAE moduljával került meghatározásra. A program az ország mindhárom magassági zónájára le lett futtatva. Bemenő adatként meg kellett adni állomásra jellemző paramétereket (szélességi fok, tengerszint feletti magasság, átlagos éves csapadékmennyiség), valamint klimatológiai jellemzőket (relatív páratartalom, léghőmérséklet, napfénytartam).

A területi párolgáshoz tartozó nappali felszíni hőmérséklet (T_S) a hideg pontokon kívüli felszíni hőmérsékletek zónánkénti átlagolásával lett számítva.

Magassági korrekció

Mindhárom magassági zónára külön-külön lett meghatározva egy-egy lineáris transzformáció. Annak érdekében, hogy ki legyen küszöbölve az eltérő magassági zónák közötti ugrás a párolgásértékekben, Szilágyi és Kovács (2010) egy korrekciós egyenletet vezetett be, melynek segítségével a lineáris transzformáció változhat a magasság függvényében (z). A párolgás meghatározása a három alapegyenlet alapján történt. Az alsó zónában a 100 m-es, a középső zónában a 350 m-es, a felső zónában pedig a 600 m-es magasságon lett érvényesnek tekintve a lineáris transzformáció. Az ezekhez tartozó lineáris egyenletek közé (illetve a 100 m-es alá, valamint a 600 m-es fölé) lettek interpolálva az egyes cellákhoz tartozó transzformációs egyenesek, a cellák átlagmagassága alapján (5. ábra).



5. ábra: A magassági korrekció az egyes zónák között (Kovács, 2011).

Két egymás mellett fekvő magassági zóna egyenleteivel (l -alsó, u -felső) az evapotranszpiráció (ET , mm) meghatározása:

$$ET(l) = a_l T_s + b_l \quad (26)$$

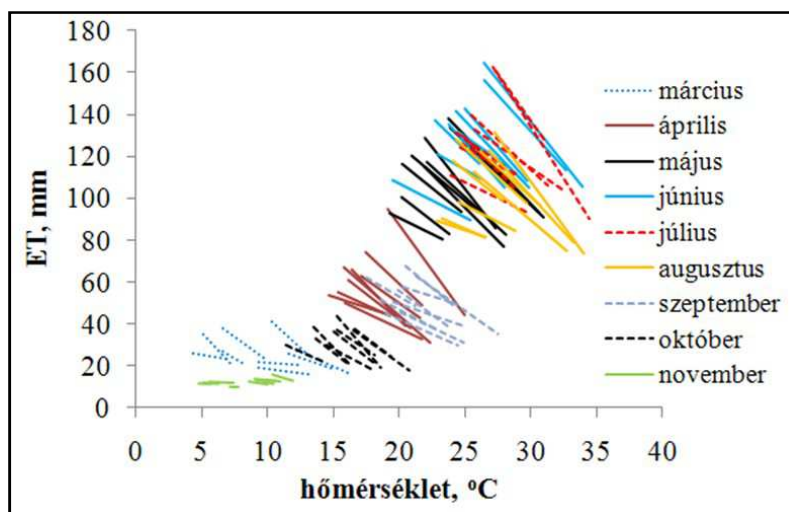
$$ET(u) = a_u T_s + b_u \quad (27)$$

ahol az l index az alsó zóna, az u index a felső zóna egyenletéhez tartozó értékeket jelöli, a és b pedig a transzformációs egyenes paraméterei. Eme két egyenlet magassági súlyozásával megkapható a korrekciós egyenlet:

$$ET(z) = \frac{(z_u - z)[a_l T_s(z) + b_l] + (z - z_l)[a_u T_s(z) + b_u]}{z_u - z_l} \quad (28)$$

ahol az egyes zónákhoz tartozó egyenlet magassága (z_l , vagy z_u) 100 m, 350 m és 600 m.

Az így kapott egyenesekről lett meghatározva mindegyik 1·1 km-es cella havi területi párolgása a felszín hőmérsékletének függvényében. Az alsó zónához tartozó lineáris transzformáció egyenesei a 6. ábrán láthatók.



6. ábra: A havonkénti lineáris transzformáció a 200 m alatti zónában 2000 és 2008 között (Kovács, 2011).

A felszín albedója

Kovács (2011) azoknak a celláknak a területi párolgásértékeit, melyek teljes egészében egy tóra, vagy egy holtágra estek, kicserélte tó párolgás értékekkel. Ezeket egy súlyozásos párolgásbecslő eljárással (Kovács és Szilágyi, 2009a, 2009b), illetve Morton CRLE modelljének futtatásával állította elő. A cserére azért volt szükség, mert a tavak albedója élesen eltérő (sokkal alacsonyabb) a környezetükhöz képest. A lineáris transzformáció 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 kicserélt tó párolgás-értékek kb. 10%-kal lettek nagyobbak a lineáris transzformációval kapott értékeknél.

A CREMAP módszerrel kapott eredmények ellenőrzése

A modell validálását Kovács párolgásmérő állomásokra (eddy-kovariancia állomások: Bugac, Mátra, Hegyhátsál) és vízgyűjtőterületekre (Zagyva, Kapos, Zala, Marcal és a 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 a 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 állomásnál a becslés 3,2%-kal lett több a mérés eredményénél. Éves és többéves időléptékben a hegyhátsági 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).

3. BUDYKO-MODELL

A Budyko-modellt (Budyko, 1974) gyakran használják a területi párolgás becslésére. Egy területen az éghajlattól függően vagy a rendelkezésre álló víz, vagy a rendelkezésre álló energia a párolgást limitáló tényező. A Budyko-görbe két egyensúlyi egyenletre épül, a víz- és az energiamérlegre (Gerrits et al., 2009):

$$\Delta S = P - ET_A - R \quad (29)$$

$$Q_{nT} = L \cdot ET_A + H + G \quad (30)$$

ahol ΔS a vízkészlet időbeli változása (m/év), P a csapadék (m/év), ET_A a területi (aktuális) párolgás (m/év), R a lefolyás (m/év), Q_{nT} a nettó sugárzás (J/m²/év), L a párologtatás látszó hője (J/m³, $L = \rho\lambda$, ρ a víz sűrűsége (kg/m³), λ az egységnyi tömegű víz elpárologtatásához szükséges hőmennyiség (J/kg)), H a szenzibilis hőáram (J/m²/év), és G a nettó talajfelszínre vonatkozó hőáram (talajhőfluxus, J/m²/év).

Többéves léptékben feltételezhetjük (Arora, 2002), hogy a vízkészlet-változás mértéke elhanyagolható ($\Delta S = 0$), és hogy a nettó talajfelszínre vonatkozó hőáram nullához közelít ($G = 0$), tehát:

$$P = ET_A + R \quad (31)$$

$$Q_{nT} = L \cdot ET_A + H \quad (32)$$

Az energiaegyensúly egyenlete elosztva a vízmérleggel:

$$\frac{Q_{nT}}{P} = \frac{L \cdot ET_A}{P} + \frac{H}{P} \quad (33)$$

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

$$ET_0 = \frac{Q_{nT}}{L} \quad (34)$$

A 33. egyenletbe behelyettesítve:

$$\frac{ET_0}{P} = \frac{ET_A}{P} + \frac{(H/L)}{P} \quad (35)$$

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

$$\frac{ET_0}{P} = \frac{ET_A}{P} + \frac{B_r \cdot ET_A}{P} = \phi = \frac{ET_A}{P} (1 + B_r) \quad (36)$$

ahol ϕ az ariditási index.

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

$$\frac{ET_A}{P} = \frac{\phi}{1+f(\phi)} = F(\phi) \quad (37)$$

Tehát az evapotranszspirációs hányados $\left(\frac{ET_A}{P}\right)$ az ariditási index függvénye.

A fenti függvénykapcsolat leírására számos megoldás született, ezek közül a legismertebbek a Schreiber (1904)-, az Ol'dekop (1911)-, a Turc (1954)-, a Pike (1964)-, a Budyko (1974) és a Porporato et al. (2004)-féle egyenletek (Gerrits et al., 2009), melyeket az 1. táblázat foglal össze, és a 7. ábrán látható a megjelenítésük.

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

Egyenlet	Hivatkozás
$\frac{ET_A}{P} = 1 - \exp(-\phi)$	Schreiber (1904)
$\frac{ET_A}{P} = \phi \tanh(1/\phi)$	Ol'dekop (1911)
$\frac{ET_A}{P} = \frac{1}{\sqrt{0.9+(1/\phi)^2}}$	Turc (1954)
$\frac{ET_A}{P} = \frac{1}{\sqrt{1+(1/\phi)^2}}$	Pike (1964)
$\frac{ET_A}{P} = [\phi \tanh(1/\phi)(1 - \exp(-\phi))]^{0.5}$	Budyko (1974)
$\frac{ET_A}{P} = 1 - \frac{\phi \cdot \gamma^{\frac{\gamma}{\phi}-1} \exp(-\gamma)}{\Gamma(\frac{\gamma}{\phi}) - \Gamma(\frac{\gamma}{\phi}, \gamma)}$	Porporato et al. (2004)

A fenti modellek közül az egyik legkorábbit, a Schreiber-félét (1904, in Gerrits et al., 2009) használom, annak egyszerűsége miatt. Ez alapján a területi párolgás becslése (a továbbiakban a párolgás, a csapadék és a lefolyás m/év helyett mm/év-ben értendők):

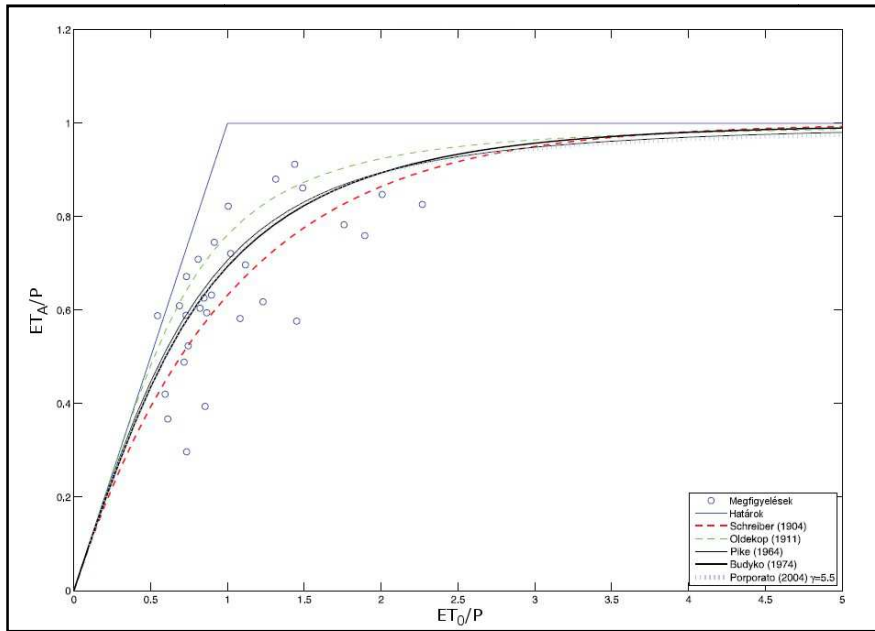
$$ET_A = P(1 - \exp(-\phi)) = P \left(1 - \exp\left(-\frac{ET_0}{P}\right)\right) \quad (38)$$

A lefolyás meghatározása Schreiber alapján a következő (Fraedrich, 2010):

$$R = P \exp\left(-\frac{ET_0}{P}\right) \quad (39)$$

Ebből a potenciális párolgás:

$$ET_0 = -P \left(\ln\left(\frac{R}{P}\right)\right) \quad (40)$$



7. 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 ($ET_0 > P$).

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

$$ET_0 = f(ET_{pan}) = -\alpha ET_{pan} = -\alpha \left(36400 \frac{T}{P} + 104 \right) \quad (41)$$

ahol α kalibrációs paraméter, mely a felszínborítás változékonyságát adja meg (Keve és Nováky, 2010), T pedig az éves középhőmérséklet ($^{\circ}\text{C}$). Esetünkben ez a kádpárolgási összefüggéssel kapott érték – mivel U-típusú kádra vonatkozik – elméletileg kisebb, mint a Penmann (1948) által meghatározott potenciális párolgás (ET_p , 6-os egyenlet). A fentiek ismeretében az α a következőképp számítható:

$$\alpha = -\frac{ET_0}{ET_{pan}} \quad (42)$$

Nováky szerint az éghajlati hatásvizsgálatokra a Budyko-modell osztott paraméterű változata alkalmazható (Nováky, 1985, 1988, 2002). Az előző képlet alapján pixelenként számíthatjuk α -t.

Ennek meghatározása Zala megyére a következőképpen történt: az 1999-2008 időszakra számítottam a potenciális párolgást (40-es egyenlet) és a kádpárolgást (a 41. egyenlet zárójelben lévő része) az aktuális párolgás térképek felbontásának megfelelő pixelekre, és ezek lettek a 42-es egyenletbe behelyettesítve.

A Budyko-féle α paraméter nem használható, ha az ET_A értéke nagyobb, mint a P , ugyanis a 40. egyenlet nem értelmezhető az $\ln$ utáni negatív előjelű R miatt (ezek főként a talajvíz-feláramlási területek és nagyobb víztestek), ezért másfajta összefüggés figyelembe vétele szükséges. Az ilyen „vizenyős” területeken az ET_A értéke általában jó összefüggésbe hozható az adott területre jellemző ET_{pan} értékekkel. Így az ET_A és a ET_{pan} hányadosaként egy másik kalibrációs paraméter, β számítható a következő képlet szerint (McMahon et al., 2012):

$$\beta = \frac{ET_A}{ET_{pan}} \quad (43)$$

A β meghatározása az α paraméterhez hasonlóan történt, a többéves (1999-2008) aktuális párolgás térkép felhasználásával és a kádpárolgás számításával, a 43. egyenlet alapján. A műveletekhez a térben osztott átlagos éves középhőmérséklet (1999-2008) adatok a FORESEE adatbázisból (Dobor et al., 2013, [4]) lettek kinyerve, a térben osztott csapadékadatok pedig a TÁMOP-4.2.2.A-11/1/ KONV-2012-0013 kutatásban rendelkezésre álltak.

A térben osztott paraméterek, a Budyko-féle α és a kádpárolgási adatok alapján arányosító β , értékelhetők a felszínborítás függvényében, és alkalmasak a párolgás és lefolyás jövőbeni becslésére. Ehhez a térben osztott paraméter-értékeken kívül mindössze a klímodellek térben osztott középhőmérséklet- és csapadék-összeg előrejelzéseire van szükség.

A komplementáris elmélet és a Budyko-féle modell kapcsolatba hozható (Szilágyi és Józsa, 2009). A komplementáris összefüggést (4. egyenlet) átalakítva, majd a csapadékkal (P) osztva megkapunk egy, az evapotranszpirációs hányadost $\left(\frac{ET_A}{P}\right)$ az ariditási index (ϕ) és egy c paraméter függvényében leíró modellt:

$$\frac{ET_A}{P} = \left(2 - \frac{ET_P}{ET_W}\right) \cdot \frac{ET_W}{P} = f\left(\frac{ET_W}{P}, c\right) = f(\phi, c) \quad (44)$$

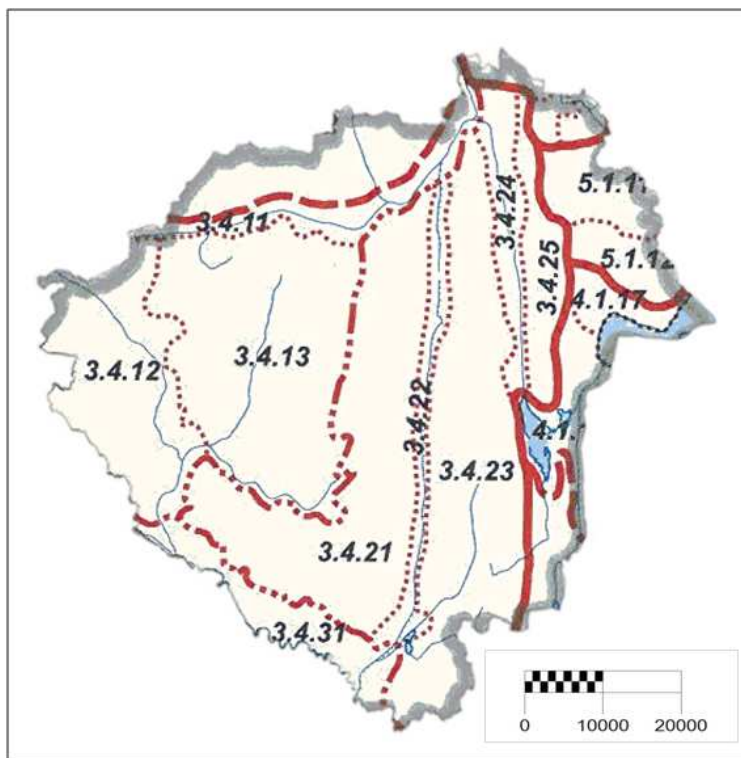
ahol $c = 2 - \frac{ET_P}{ET_W}$ és $\phi = \frac{ET_W}{P}$. A fenti egyenletben a Budyko-féle modellben szereplő ET_0 potenciális párolgást az ET_W nedves környezeti párolgásnak feleltettük meg.

4. ZALA MEGYE

4.1. Általános földrajzi leírás

Zala megye a Dunántúl nyugat-délnyugati részén helyezkedik el; északról Vas, keletről Veszprém, délről Somogy megye, nyugatról pedig Horvátország és Szlovénia határolja. Hazánk egyik legkisebb területű megyéje (3784 km²), az ország területének mindössze 4,07%-át teszi ki [2].

Tájföldrajzi értelemben a megye legnagyobb része a Nyugat-Magyarországi Peremvidék nagytájhoz, ezen belül a Zalai-dombság középtájhoz tartozik. A táji változatosság főként a kistájak szintjén jelenik meg, hiszen Zala megye területén 18 kistáj osztozik (1. Melléklet), melyből 13 szinte teljes területével a megyéhez tartozik (8. ábra) (Dövényi, 2010).



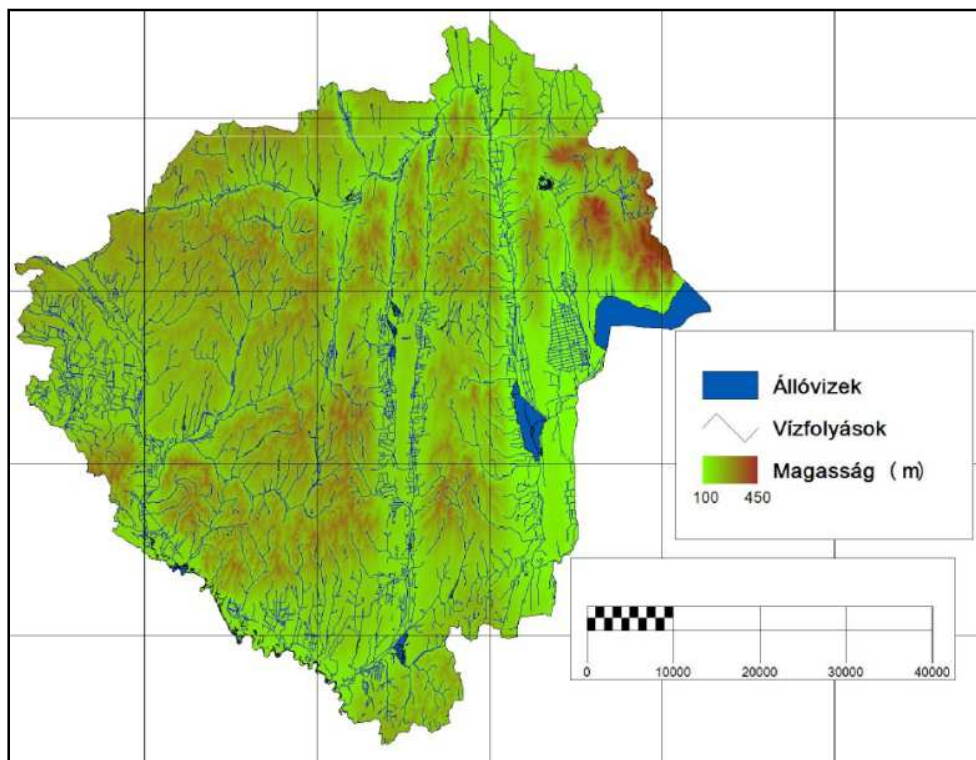
8. ábra: Zala megye jelentősebb kistájai (Dövényi, 2010):

Felső-Zala-völgy (3.4.11), Kerka-vidék (Hetés) (3.4.12), Közép-Zalai-dombság (Göcsej) (3.4.13), Egerszeg–Letenyi-dombság (3.4.21), Principális-völgy (3.4.22), Zalaapáti-hát (3.4.23), Alsó-Zala-völgy (3.4.24), Zalavári-hát (3.4.25), Mura-bal parti sík (3.4.31), Kis-Balaton-medence (4.1.11), Keszthelyi-riviéra (4.1.17), Tátika-csoport (5.1.11), Keszthelyi-fennsík (5.1.12).

4.2. Domborzat, földtan

Zala megye domborzatának fő jellegét a szerkezeti mozgások nyomán kialakult törések mentén feldarabolódott, és különböző mértékben kiemelt elemek határozzák meg. A folyóvizek eróziós és akkumulációs tevékenysége, valamint a löszképződés formálta tovább és alakította ki a felszín mai képét: meridionális völgyhálózattal erősen szabdaltságot adó dombsági felszínek az uralkodóak (9. ábra). A megye átlagos tengerszint feletti magassága 184 m, legmagasabb pontja a 445 m magas Köves-tető, mely a Keszthelyi-hegységben található [3].

Geológiájára a fiatal képződmények felszíni túlsúlya jellemző. Idősebb képződmények a felszínen egyedül a megye keleti térségében, a Keszthelyi-hegység területén, illetve annak északi előterében fordulnak elő (triász dolomit és felsőpannoniai bazalt). A Zalai-dombság keleti részén a barna löszök az uralkodóak, emellett felsőpannon üledékek terjedtek el a Zalaapáti-hát déli felében. A Göcsejben a barna löszök mellett megjelenik a felsőpannon korú agyag és homok. A megye vízfolyásainak völgyeiben fiatal - holocén - folyóvízi üledékek találhatók (Dövényi, 2010).



9. ábra: Zala megye domborzata és vízrajza

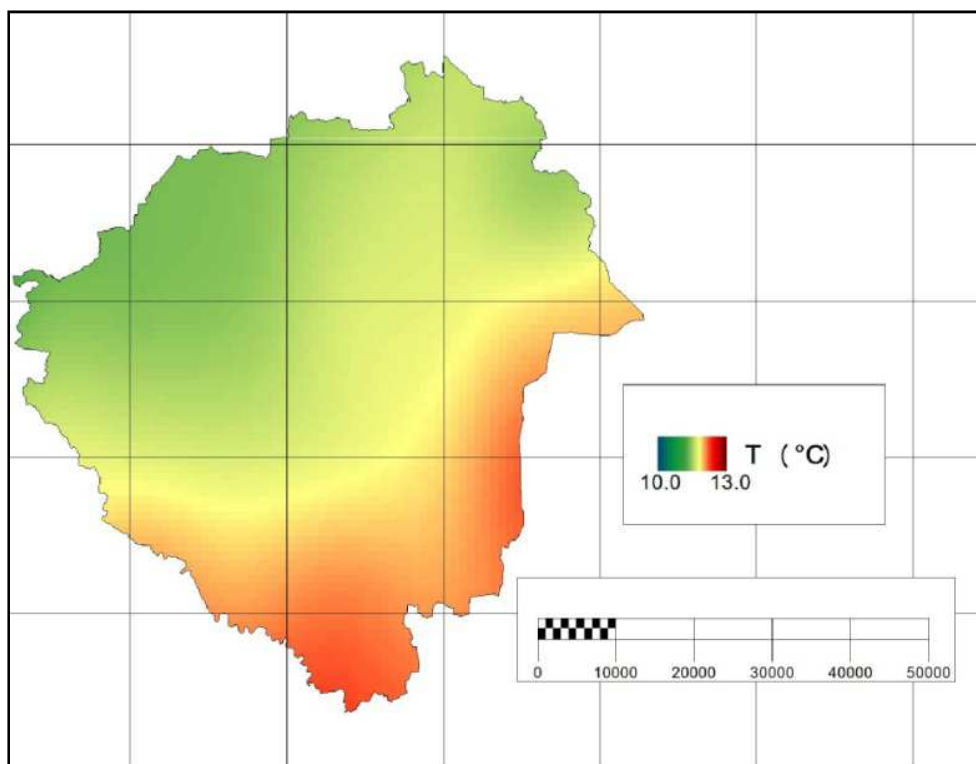
4.3. Talajtan

Zala megyére a változatos talajtípusok elterjedése a jellemző. A talajadottságok elsősorban az erdőgazdálkodásnak kedveznek, a mezőgazdaság szempontjából jó minőségű, termékeny talajok elsősorban az ÉK-i tájakon fordulnak elő [3].

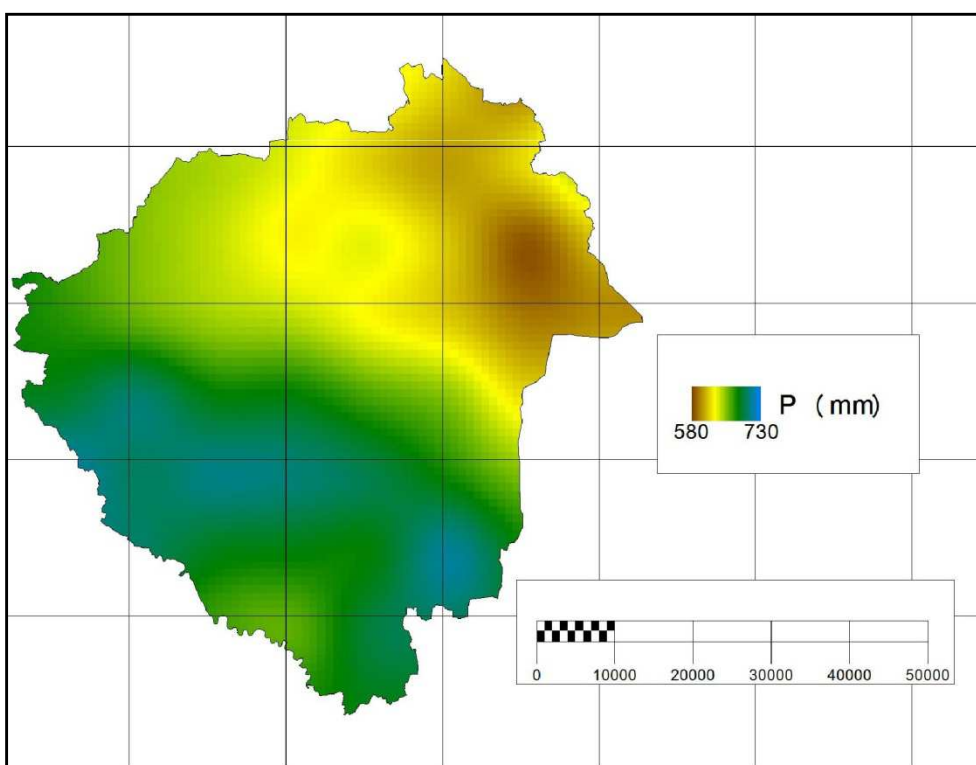
A megye délnyugati térségében (Kerka-vidék és Mura-sík) uralkodó talajtípus a szélsőséges vízgazdálkodású, savanyú pszeudoglejes barna erdőtalaj. Ez a gyakori a Közép-Zalai-dombság és az Egerszeg-Letenyei-dombság déli vidékén is. A Mura, a Kerka és a Zala folyóvölgyére a fiatal réti öntéstalajok a jellemzőek. A megye középső térségét (Göcsej, Principális-völgy, Zalaapáti-hát) az agyagbemosódásos barna erdőtalajok uralják, és ez a talajtípus jellemzi az északi részeket is. A legjobb talajadottságokkal a Zala É-D-i irányú völgyétől keletre elhelyezkedő tájak rendelkeznek, itt jó termőképességű, kedvező vízgazdálkodású, vályog mechanikai összetételű Ramann-féle barna erdőtalajok, csernozjom barna erdőtalajok, valamint mozaikosan megjelenő réti talajok a jellemzőek. A meredekebb domboldalakon az erózió során kialakult földes kopárok jobbára csak szőlőművelésre használhatók, ezek főként a Keszthelyi-hegység lejtőin gyakoriak, de megjelennek a Zalát kísérő dombháton is. A Keszthelyi-hegység legjellemzőbb talajtípusa a mészkövön képződött rendzina. A Kis-Balaton térségében a mezőgazdasági termelés szempontból gyenge lápos réti talajok az uralkodóak, néhol agyagbemosódásos barna erdőtalajok és barnaföldek is megjelennek (Dövényi, 2010).

4.4. Éghajlat

Az éghajlati viszonyok a megyén belül nem teljesen egységesek. Az ÉNy-i részén az atlanti hatások erősebben érvényre jutnak, éghajlata ennek megfelelően kiegyenlítettebb: kevésbé szélsőséges mind a hőmérséklet éves menete, mind a csapadékviszonyok tekintetében; ritkábbak a kemény téli fagyok és az erős nyári felmelegedések. D-i, K-i és DK-i irányba haladva egyre inkább a szubmediterrán hatások érvényesülnek, mely főként a nyári hőösszeg növekedésében jelentkezik. Zala megyét az országos átlagnál magasabb téli, és alacsonyabb nyári középhőmérséklet jellemzi. Az éves középhőmérséklet átlagosan 11,6 °C volt 1999 és 2008 között (10. ábra, [4]). A hőmérséklet változása ÉNy-DK-i irányban növekedő tendenciát mutat. Az évi napsütéses órák száma 1900-1950, a Balaton mellett 2000 óra feletti.



10. ábra: Éves középhőmérséklet Zala megyében 1999 és 2008 között.



11. ábra: Átlagos éves csapadékösszeg Zala megyében 1999 és 2008 között.

A megye esőben és hóban gazdag terület, ahol az átlagosnál magasabb az évi csapadékösszeg, a nyugati részekre jellemző 800 mm feletti érték kelet felé 700 mm alá csökken (Dövényi, 2010). A 1999 és 2008 közötti időintervallumban nyugaton nagyjából 700 mm, keleten pedig 600 mm volt az átlagos évi csapadékösszeg (11. ábra, a csapadékadatok a TÁMOP-4.2.2.A-11/1/ KONV-2012-0013 kutatásban rendelkezésre álltak). A vizsgált időszakot tekintve a csapadék ÉK-DNy-i irányban növekvő tendenciát mutat, de ÉK-en a Keszthelyi-fennsík és Keszthelyi-riviéra kistájakon, valamint DNy-on a Mura-bal parti sík kistájon és az Egerszeg-Letenyei-dombság D-i részén a környező területek csapadékánál alacsonyabb értékek jellemzőek.

4.5. Vízirajz

Zala megye területe három folyó vízgyűjtőterületéhez tartozik. Az É-i és K-i részek a Zala, a DNy-i és D-i a Mura, egy kis terület pedig ÉK-en a Marcal vízgyűjtőjének része (9. ábra).

A Zala folyó (2. Melléklet) vízgyűjtője szinte teljes egészében Magyarországra esik. A vízfolyás hossza 119 km, vízgyűjtő területe pedig 1592,7 km². A Zala a Kis-Balaton Vízvédelmi Rendszerhez (KBVR) tartozó Hídvégi-tóba torkollik, ahonnan a – szintén a KBVR-hez tartozó - Fenéki-tóba kerül a víz, és végül Fenékpusztánál ömlik a Balatonba (NYUDUVIZIG, 2010a).

A Mura folyó Ausztriában, a Hohe Tauern déli lejtőjén ered. Ausztriát elhagyva Szlovénián keresztül éri el hazánkat. Alsó szakaszán Magyarország és Horvátország határfolyója. A Mura a Dráva leghosszabb mellékfolyója. A folyó teljes hossza 454 km, amelyből csak a legalsó, 48 km-es szakasz - annak is csak a bal partja – tartozik hozzánk. Vízgyűjtőjének magyarországi része 2040 km² nagyságú, amelynek legnagyobb részét a Kerka és a Principális vízgyűjtője teszi ki (NYUDUVIZIG, 2010b).

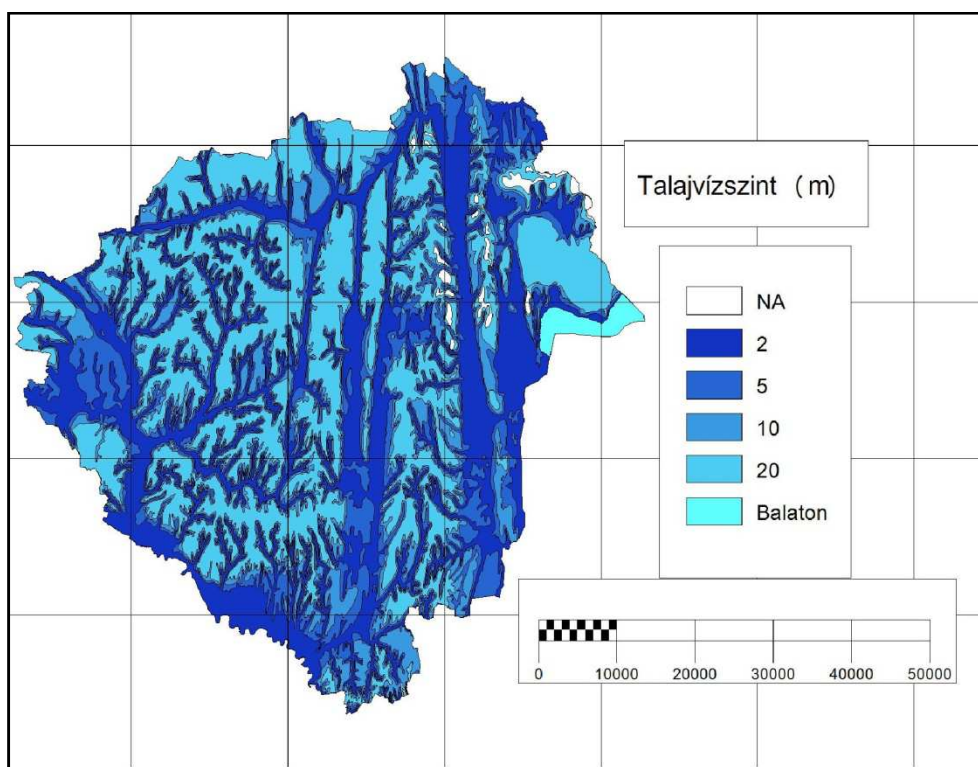
A Marcal a Rába legnagyobb mellékvízfolyása. Sümeg környékén ered, hossza közelítően 95 km. A 3084 km²-es kiterjedésű vízgyűjtőterületének csak egy nagyon kis része tartozik Zala megyéhez, a megye ÉK-i részén (NYUDUVIZIG, 2010c).

További jelentősebb vízfolyások: Kerka, Cserta, Alsó-Válicka, Felső-Válicka, Szévíz, Principális-csatorna és Gyöngyös-patak. Ezek jelentik a számos kisvízfolyás alkotta sűrű vízhálózat fő vízfolyásait, amelyek a felszíni vizeket összegyűjtik és a nagyobb befogadók felé (Zala, Mura, Marcal) szállítják. A megye nyugati, délnyugati és középső területei pozitív vízháztartású, jelentős vízfelesleggel rendelkező, bő lefolyású területek, így a Kerka-vidék, a

Göcsej és a Mura-mente vízhálózata sűrű. A vízfelesleg és a lefolyási tényezők adatai a megye északi, keleti és északkeleti térségei irányában fokozatosan csökkennek [3].

Zala megye állóvizei közül a legnagyobb kiterjedésű és legjelentősebb a Balaton Zala megye területére eső nyugati része, amely gyakorlatilag a Keszthelyi-öböl északi és nyugati részét foglalja magába. Fontos megemlíteni még a Kis-Balaton Vízvédelmi Rendszert (KBVR), amely a Hídvégi-tóból (3. Melléklet), és a Fenéki-tóból áll [5]; továbbá a Hévízi-tavat, melyet a Dunántúli középhegységben beszivárgó víz felszín alatti áramlási rendszere táplál. Ezeken kívül a vízfolyások mentén duzzasztással létrehozott mesterséges tavak, halastavak, illetve bányatavak találhatók a megyében.

A felszín alatti vizek előfordulása, mélysége és mennyisége tekintetében a megyében jelentős különbségek tapasztalhatók. A talajvízszint-térkép a 12. ábrán látható.



12. ábra: Talajvízszintek Zala megyében [6].

Jobbára csak a folyóvölgyekben és a vízfolyások által feltöltött, alacsonyabb térszínű területeken érhető el összefüggően a talajvíz. Ez jellemzi a Zala-völgyet teljes hosszában és a Kis-Balatont, valamint a Kerka- és a Mura-mentét (NYUDUVIZIG, 2010a,b). A talajvízszint 0-5 méter mélyen van ezeken a tájakon. A megye középső, domborzatilag tagoltabb területe szegény talajvízben; csak a völgyekben található sekélyebb mélységben, az is csekély mennyiségben. A 20 méteres mélységű kategória, valamint annál mélyebb talajvízszintű

területek jelentős, nagyjából 32%-át teszik ki az összterületnek (2. táblázat). Ez jellemző a Keszthelyi-hegység nagy részére is. A rétegvizeket általában 100-200 méter mélységben érik el az artézi kutak, de a Mura síkján sekélyebbek is előfordulnak. Vízhozamuk jelentős [3].

2. táblázat: A különböző talajvíz mélységek területi és százalékos megoszlása Zala megyében

Talajvíz mélység (m)	Terület (km ²)	Százalék (%)
NA	30.95	0.82
2	1059.40	28.00
5	758.88	20.06
10	669.31	17.69
20	1225.05	32.38
Balaton	39.95	1.06
Összesen	3783.54	100.00

4.6. Vegetáció

A megye természetes növénytakarója változatos, területén több flórajárás is húzódik. A növényzet jellegét az uralkodó klímajegyek, valamint a helyi víz- és talajviszonyok formálták. A Ny-i, ÉNy-i fekvésű, csapadékosabb, hűvösebb klímájú térségben a bükkösök, gyertyános kocsánytalan tölgyesek váltak uralkodóvá, míg a K-i, DK-i, szubmediterrán klímajegyeket is hordozó területeken a gyertyános tölgyesek és a tölgy-kőris-szil ligeterdők terjedtek el. A jelentősebb vízfolyások völgyeiben a fűz-nyár ligeterdők és a bokorfüzesek alkotják a természetes vegetációt. A Kerka felső szakaszánál fenyőelegyes tölgyesek és mészkerülő erdei fenyvesek is előfordulnak (Dövényi, 2010). A természetes növénytakarások ma már leginkább csak foltokban lelhetők fel, a megye területének nagyobb része mező- és erdőgazdálkodás alatt álló kultúrtáj [3].

4.7. Népeség, településhálózat

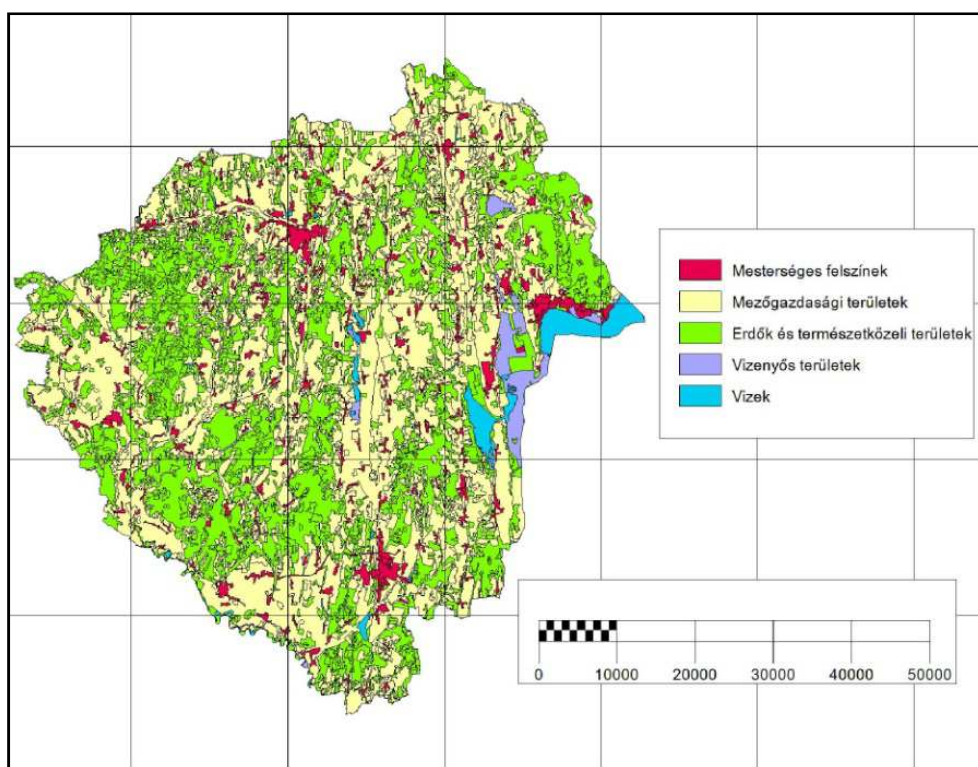
Lakónépessége 2011-ben 282 179 fő volt, mely az ország teljes népességének kevesebb, mint 3%-a. Az átlagos népsűrűség a megyében mintegy 75 fő/km², ami jóval a 107 fő/km²-es országos átlag alatti [7].

A népeség területi elhelyezkedése a megyében rendkívül kiegyenlítetlen. A DNy-i aprófalvas térségekben igen alacsony a népsűrűség, míg a Zalaegerszeget körülölelő agglomerálódó térségben, Keszthely-Hévíz környékének gyorsan urbanizálódó településeiben, valamint Nagykanizsa vonzáskörzetében magasabb, de még ezeken a területeken is az országos átlag alatti a népsűrűség. Zala megye településhálózatának egyik fő jellemzője az aprófalvas jelleg,

a települések 28%-a 200 fő alatti [2]. Két megyei jogú város található itt: Zalaegerszeg (59 499 fő) és Nagykanizsa (49 026 fő); az előbbi tölti be a megyeszékhely szerepét [7].

4.8. Területhasználat

Zala megye felszínborítása látható a 13. ábrán (Corine Land Cover 2006, [8]). A tájhasználati módok közül uralkodóak a különböző mezőgazdasági területhasználatok, ezt követik az erdőgazdasági területhasználatok és a települési területfelhasználás. Az erdők és természetközeli területek felszínborítása jelentős (3. táblázat), több mint a 37%-a a megye teljes területének.



13. ábra: Zala megye felszínborítása [8].

3. táblázat: Az egyes felszínborítási kategóriák területi és százalékos megoszlása Zala megyében

Felszínborítási kategória	Terület (km ²)	Százalék (%)
Mesterséges felszínek	195.90	5.18
Mezőgazdasági területek	2040.71	53.94
Erdők és természetközeli területek	1406.01	37.16
Vizenyős területek	62.97	1.66
Vizek	77.94	2.06
Összesen	3783.54	100.00

5. EREDMÉNYEK ÉS ÉRTÉKELÉS

A Kovács (2011) által a 2000-2008-as időszakra, Magyarországra készített havonkénti aktuális párolgás térképekből előállítottam az egyes hidrológiai évekre vonatkozó párolgásösszegek térképeket (1999. november 1-től 2008. október 31-ig). Mivel a CREMAP modellel a téli hónapokra nem történt párolgásbecslés, minden évben 20 mm-t hozzáadtam az összegekhez (nagyjából ennyi a decembertől februárig tartó időszak párolgása). A teljes hidrológiai évhez szükséges 1999. november a többi év novemberének átlagaként lett számítva. Az éves párolgásösszeg-térképek felhasználásával készítettem a többéves átlagos aktuális párolgás térképet (4. *Melléklet*). A többéves térkép Zala megyére eső része ki lett elemelve a felszínborítással és a talajvízmélységgel összefüggésben. Az egyes évek párolgás-, valamint csapadék- és hőmérséklet-adatainak összehasonlításával elemeztem a vizsgált kilenc éves időszakot.

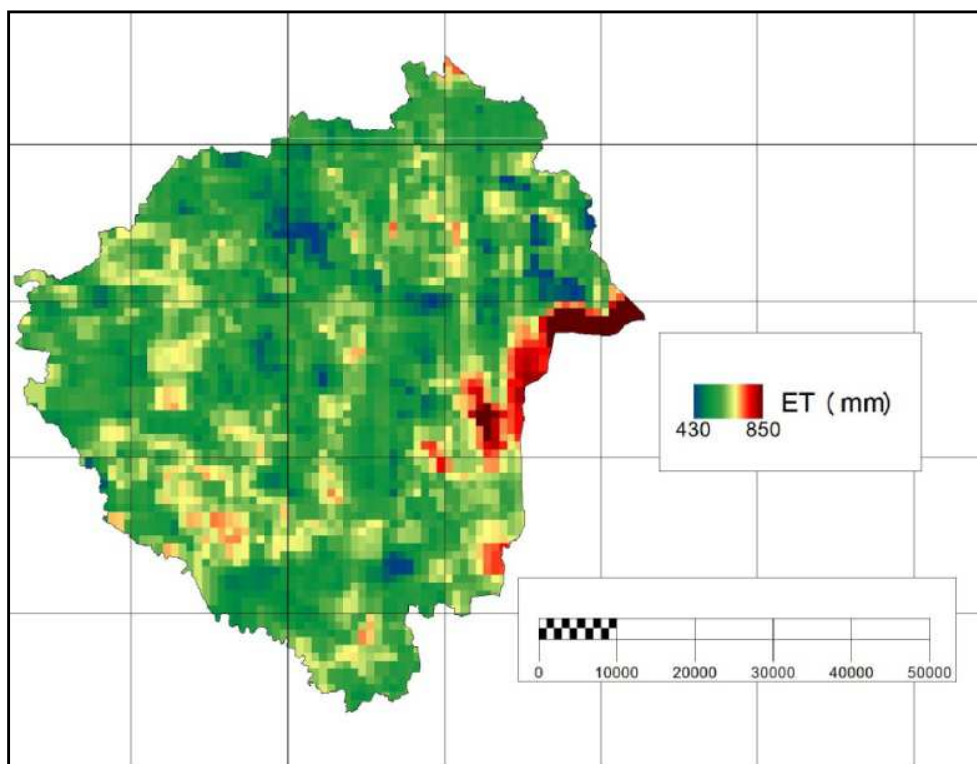
A többéves átlagos lefolyás, az évenkénti lefolyás, a Budyko-típusú α paraméter, továbbá a β paraméter értékeit előállítottam, és szintén kiértékeltem.

A térképeket, a statisztikai adatok kinyerését, valamint az ábrákat a DigiTerra Map programmal készítettem.

5.1. A párolgás értékelése többéves időtávon

A 14. ábra mutatja Zala megye többéves aktuális párolgásának átlagát 1999 és 2008 között.

Az átlagos ET_A 577,45 mm/év volt a megyében, ez 88%-a a vizsgált időszakra vonatkozó éves átlagos csapadéknak (655,74 mm/év). Az ábrán a kék pixelek jelölik az alacsonyabb párolgásértékeket, a nagyobb városok jól kivehetők: Zalaegerszeg északon (kb. 470 mm/év), Nagykanizsa délen (kb. 482 mm/év), és Keszthely keleten (kb. 530 mm/év). A Balaton és a Kis-Balaton magas párolgása (narancssárga-vörös pixelek) mellett a megye DK-i és DNy-i részén is előfordulnak magas értékek.



14. ábra: 1 km-es felbontású éves átlagos párolgás kilenc év átlaga alapján (1999–2008) (Kovács, 2011 nyomán).

A 4. táblázat tartalmazza az egyes Corine felszínborítási típusokhoz tartozó többéves átlagos párolgásértékeket. Az ET_A növekvő tendenciát mutat a mesterséges felszínektől a vizek felé. A szórás a legmagasabb a vizek esetében (97,23).

4. táblázat: A különböző felszínborítási kategóriákhoz tartozó többéves átlagos párolgásértékek (1999-2008).

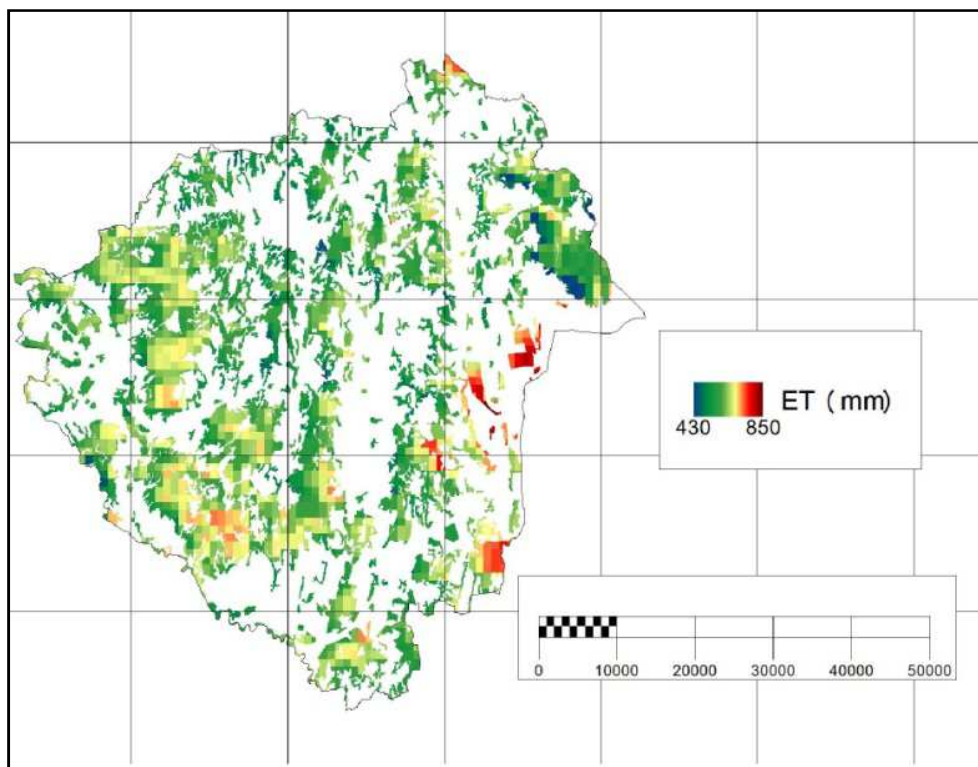
Felszínborítási kategória	Párolgás éves átlag 1999-2008 (mm)				
	Min	Max	Átlag	P%*	Szórás
Mesterséges felszínek	450.00	702.64	562.02	85.71	38.25
Mezőgazdasági területek	434.01	721.44	569.39	86.83	34.80
Erdők és természetközeli területek	434.01	827.68	581.53	88.68	37.07
Vizenyős területek	460.54	729.45	622.22	94.89	53.41
Vizek	485.63	845.61	658.06	100.35	97.23

*Az éves átlagos (1999-2008) csapadék %-ában.

Az erdők és természetközeli területekhez tartozó többéves átlagos párolgás térképi megjelenítése látható a 15. ábrán.

A megye északkeleti részén (Keszthelyi-hegység) alacsonyabb, a délnyugati részén és a vizenyős területek szomszédságában magasabb értékek jellemzőek. Ugyancsak magasabb párolgásértéket mutatnak az erdők a megye DK-i részén, Zalaszentjakab környékén az alacsonyabb térszíneken fekvő területeken, valamint a Kerecseny és Zalamerenye közötti

részen, továbbá Ny-on és DNy-on, különösen Letenye és Bázakerettye környékén. Alacsonyabb értékek jellemzőek a Keszthelyi-hegységre, valamint a középső és É-i területeken a magasabb térszíneken fekvő erdőterületekre.



15. ábra: Erdők és természetközeli területek többéves átlagos párolgása (1999-2008).

Ha azt szeretnénk megvizsgálni, hogy az egyes felszínborítási kategóriák milyen mértékben járultak hozzá a megye összpárolgásához, a kategóriánkénti átlagos párolgásértékeket (mm/év-t km/év-re átváltva) meg kell szoroznunk az egyes kategóriák területével (km²). Így megkapjuk az elpárologtatott vízmennyiséget (km³/év) (5. táblázat).

5. táblázat: A különböző felszínborítási kategóriák által elpárologtatott vízmennyiség.

Felszínborítási kategória	Párolgás éves átlag 1999-2008 (ETA)		Terület (km ²)	ET·Terület (km ³ /év)	Százalék (%)
	(mm/év)	(km/év)			
Mesterséges felszínek	562.02	0.000562	195.90	0.110	5.05
Mezőgazdasági területek	569.39	0.000569	2040.71	1.162	53.30
Erdők és természetközeli területek	581.53	0.000582	1406.01	0.818	37.50
Vizenyős területek	622.22	0.000622	62.97	0.039	1.80
Vizek	658.06	0.000658	77.94	0.051	2.35
Összesen:	-	-	3783.54	2.180	100.00

Az arányok hasonlóak a felszínborítási kategóriák területi megoszlásához: a legnagyobb mennyiség a mezőgazdasági területekről párolgott el, de jelentős az erdők és természetközeli területekről elpárolgott vízmennyiség is. Zala megyéből a vizsgált időszakban évente 2,18 km³-nyi víz párolog el, ami több, mint a Balaton vízkészlete (1,98 km³, 589 km²-es területtel és 3,36 m-es átlagos mélységgel számolva, KÖDÜVIZIG, 2010).

Ahogy az már említésre került, főként a folyóvölgyekben és a vízfolyások által feltöltött, alacsonyabb térszínű területeken érhető el összefüggően a talajvíz (12. ábra). A többéves átlagos párolgás csökken a talajvízmélység növekedésével (6. táblázat), mindazonáltal megállapítható, hogy az egyes szintekhez tartozó átlagos értékek közötti különbség nem túl jelentős, de a maximumok esetében számottevőbb a csökkenés.

6. táblázat: Az egyes talajvízszintekhez tartozó többéves átlagos párolgásértékek (1999-2008).

Talajvízszint (m)	Párolgás éves átlag 1999-2008 (mm)				
	Min	Max	Átlag	P%*	Szórás
2	434.01	827.78	578.00	88.14	41.00
5	434.01	721.44	574.40	87.60	36.57
10	434.01	702.64	574.18	87.56	35.74
20	449.67	702.64	572.92	87.37	35.33

*Az éves átlagos (1999-2008) csapadék %-ában.

Az erdők és természetközeli területek esetében szintén enyhe párolgás csökkenés tapasztalható, csak az utolsó szintnél (20 m-es talajvízmélység) jelenik meg valamivel jelentősebb különbség (7. táblázat).

7. táblázat: Az egyes talajvízszintekhez tartozó többéves átlagos párolgásértékek (1999-2008) erdők és természetközeli területek esetében.

Talajvízszint (m)	Párolgás éves átlag 1999-2008 (mm)				
	Min	Max	Átlag	P%*	Szórás
2	454.27	827.68	586.70	89.47	39.64
5	454.27	698.04	585.41	89.27	34.62
10	434.01	673.47	583.70	89.01	33.83
20	449.67	681.95	578.66	88.25	34.78

*Az éves átlagos (1999-2008) csapadék %-ában.

5.2. A párolgás értékelése éves szinten

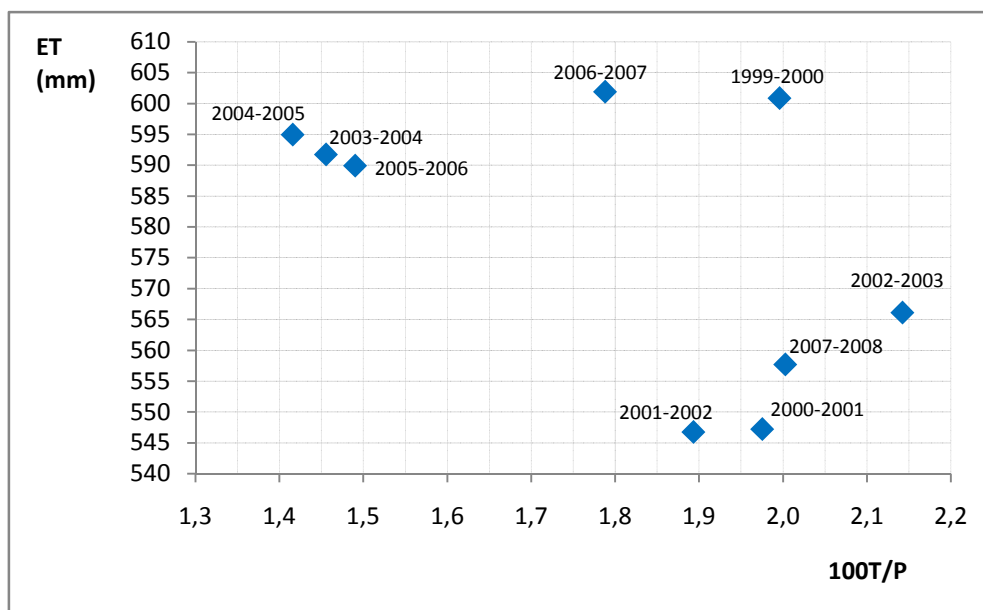
A vizsgált időszak egyes hidrológiai éveihez (november 1-től október 31-ig) tartozó éves aktuális párolgás, csapadék, középhőmérséklet, valamint az évet jellemző éghajlati mutató (100T/P, Nováky, 1985) értékeit a 8. táblázat tartalmazza, a 16. ábrán pedig az évek aktuális párolgása látható az éghajlati mutató függvényében.

8. táblázat: Az egyes hidrológiai évekhez tartozó éves aktuális párolgás, csapadék, középhőmérséklet, valamint az évet jellemző éghajlati mutató.

Hidrológiai év	Párolgás éves összeg (mm)					Csapadék éves összeg P (mm)	Éves közép-hőm. T (°C)	Éghajlati mutató 100T/P
	Min	Max	Átlag	P%*	Szórás			
1999-2000	431.40	900.27	600.85	106.31	55.86	565.18	11.28	1.996
2000-2001	405.55	802.91	547.24	87.73	42.14	623.76	12.32	1.975
2001-2002	422.10	778.52	546.76	89.47	39.63	611.09	11.57	1.893
2002-2003	351.44	927.96	566.11	104.54	64.77	541.53	11.60	2.142
2003-2004	458.14	791.69	591.74	78.65	34.07	752.33	10.95	1.455
2004-2005	477.99	816.11	594.92	79.02	35.82	752.87	10.66	1.416
2005-2006	435.12	842.99	589.90	80.51	42.08	732.74	10.92	1.490
2006-2007	398.24	929.73	601.87	82.97	61.99	725.45	12.97	1.788
2007-2008	422.41	840.54	557.70	93.47	43.80	596.69	11.95	2.003

*Az éves csapadékösszeg %-ában.

A legmagasabb átlagos éves aktuális párolgás a 2006-2007-es hidrológiai évben jelentkezett (601,87 mm), ekkor a bő csapadékhhoz (725,45 mm) magas éves középhőmérséklet társult (12,97 °C). A legalacsonyabb átlagos éves aktuális párolgás a 2001-2002-es évben volt tapasztalható (546,76 mm), ami a kevesebb csapadéknak (611,09 mm), a vizsgált kilenc éves időszakra átlagosnak mondható középhőmérsékletének (11,57 °C), valamint az előtte levő száraz éveknek köszönhető. A megelőző évek tározott vízkészlete nagyban befolyásolhatja a párolgást, például az 1999-2000-es hidrológiai év előtt csapadékos időszak volt, annak köszönhető a magas párolgásérték (600,85 mm). A szárazabb évek (pl.: 2002-2003) párolgása esetében nagyobb szórás tapasztalható, mint a nedvesebb éveknél (pl.: 2003-2004).



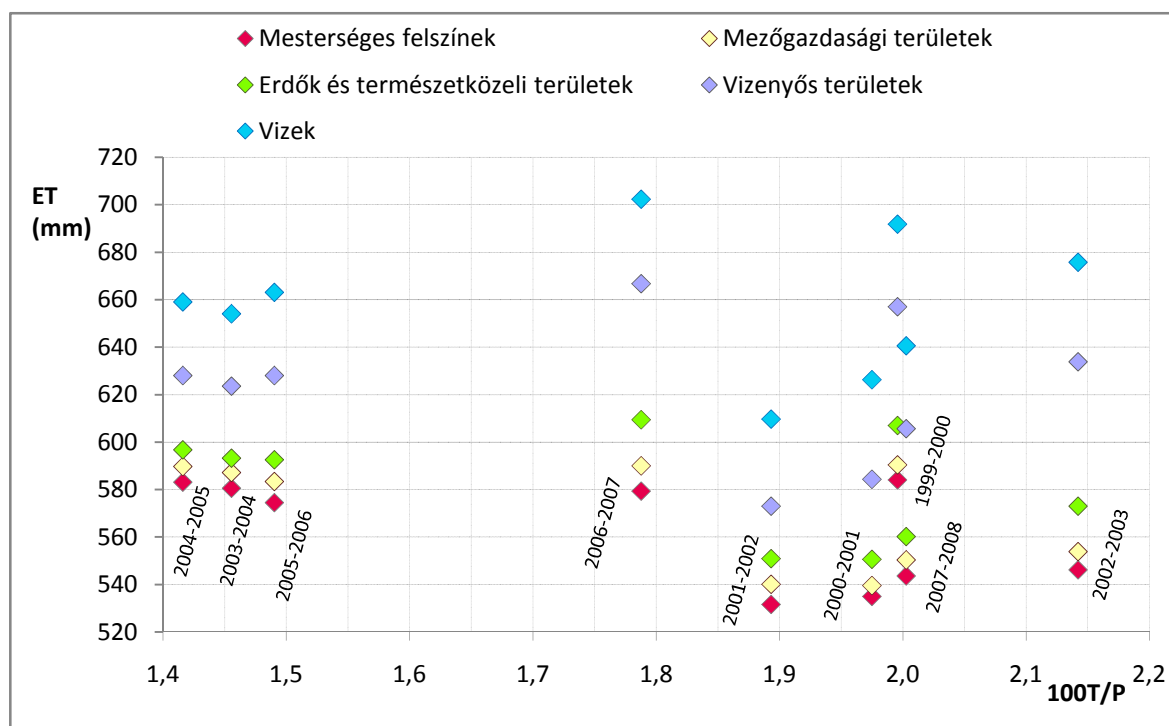
16. ábra: Az egyes hidrológiai évek aktuális párolgása az éghajlati mutató függvényében.

A 16. ábrán megfigyelhető két csoport: a száraz-meleg (2000-2001, 2001-2002, 2007-2008) és a nedves-hűvös évek (2003-2004, 2004-2005, 2005-2006), valamint e két csoport között található a nedves-meleg 2006-2007-es, valamint a jelentős tározott vízkészlettel rendelkező meleg 1999-2000-es hidrológiai év.

A különböző felszínborítási kategóriák éves adatait a 9. táblázat tartalmazza, a grafikus megjelenítése pedig a 17. ábrán látható.

9. táblázat: A különböző felszínborítási kategóriák átlagos évi párolgása a vizsgált hidrológiai években.

Hidrológiai év	Párolgás éves összeg (mm)					Csap. éves összeg P (mm)	Éves közép-hőm. T (°C)	Éghajlati mutató 100T/P
	Mest. felszínek	Mg-i ter.-k	Erdők és term.-közeli ter.-k	Vizenyős ter.-k	Vizek			
1999-2000	584.11	590.43	606.98	657.05	691.83	565.18	11.28	1.996
2000-2001	535.00	539.52	550.64	584.30	626.21	623.76	12.32	1.975
2001-2002	531.66	540.16	550.94	573.03	609.72	611.09	11.57	1.893
2002-2003	546.18	553.86	573.01	633.81	675.78	541.53	11.60	2.142
2003-2004	580.55	587.15	593.28	623.55	653.97	752.33	10.95	1.455
2004-2005	583.13	589.70	596.77	627.96	659.07	752.87	10.66	1.416
2005-2006	574.56	583.45	592.60	627.96	663.10	732.74	10.92	1.490
2006-2007	579.38	589.95	609.38	666.69	702.30	725.45	12.97	1.788
2007-2008	543.60	550.32	560.19	605.64	640.55	596.69	11.95	2.003



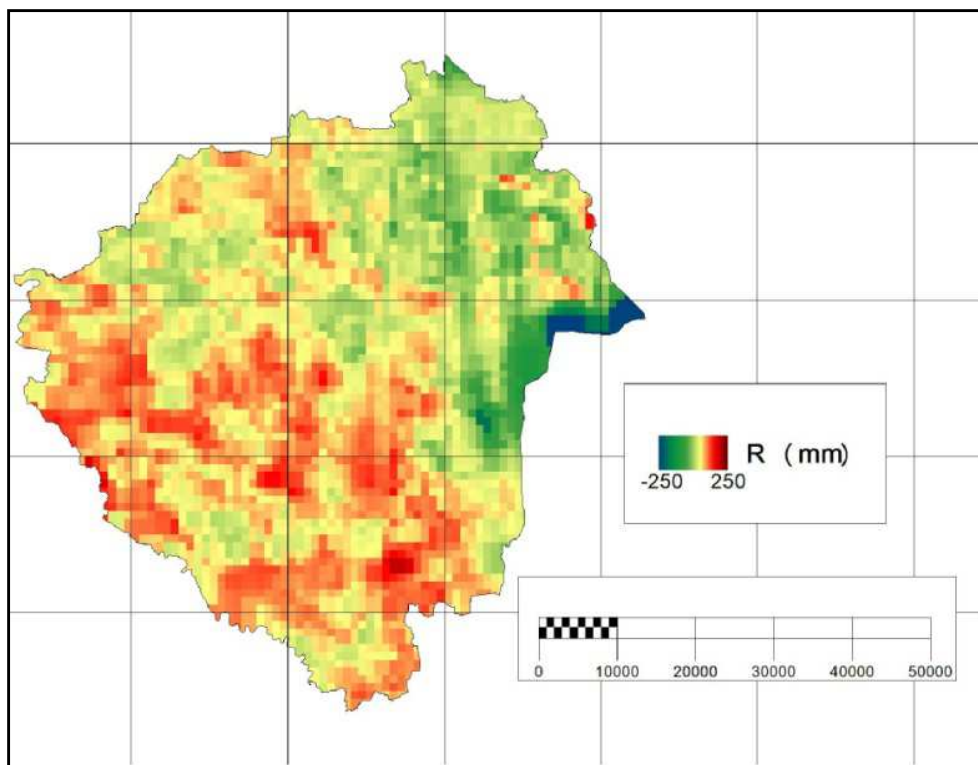
17. ábra: A különböző felszínborítási kategóriák átlagos évi párolgása az éghajlati mutató függvényében.

A nedvesebb években a jobb vízellátottság miatt kevésbé differenciálódnak a termőhelyek, kisebb a párolgás-különbség az egyes kategóriák között. A szárazabb években a vizenyős területek, a vizek, valamint az erdők és természetközeli területek párolgása jobban elrugaszkodik a mezőgazdasági területek és a mesterséges felszínek párolgásától, mint a nedvesebb években.

5.3. A lefolyás értékelése többéves időtávon

A többéves (1999-2008) átlagos lefolyás (R) a vízháztartási egyenletből számítható (2. egyenlet), a többéves átlagos csapadék és párolgás különbségeként ($R = P - ET_A$).

A 18. ábrán látható Zala megye többéves átlagos lefolyásának térképe. Az ÉK-i részek alacsonyabb, míg a középső, D-i és DNy-i részek magasabb értékkel jellemezhetők. Az átlagos lefolyás 78,28 mm/év volt a megyében a vizsgált időszakban, ami 12%-a az éves átlagos csapadéknak (655,74 mm/év). A legnagyobb lefolyás mesterséges felszíneken jelentkezik (10. táblázat), a mértéke csökken a további felszínborítási kategóriák esetében. Rendkívül alacsony lefolyás jellemző a vizenyős területekre, továbbá negatív a vizekre (ahol a párolgás általában nagyobb, mint a csapadék). Ez utóbbi felszínborítási kategóriánál jelentkezik a legmagasabb szórás (118,89).



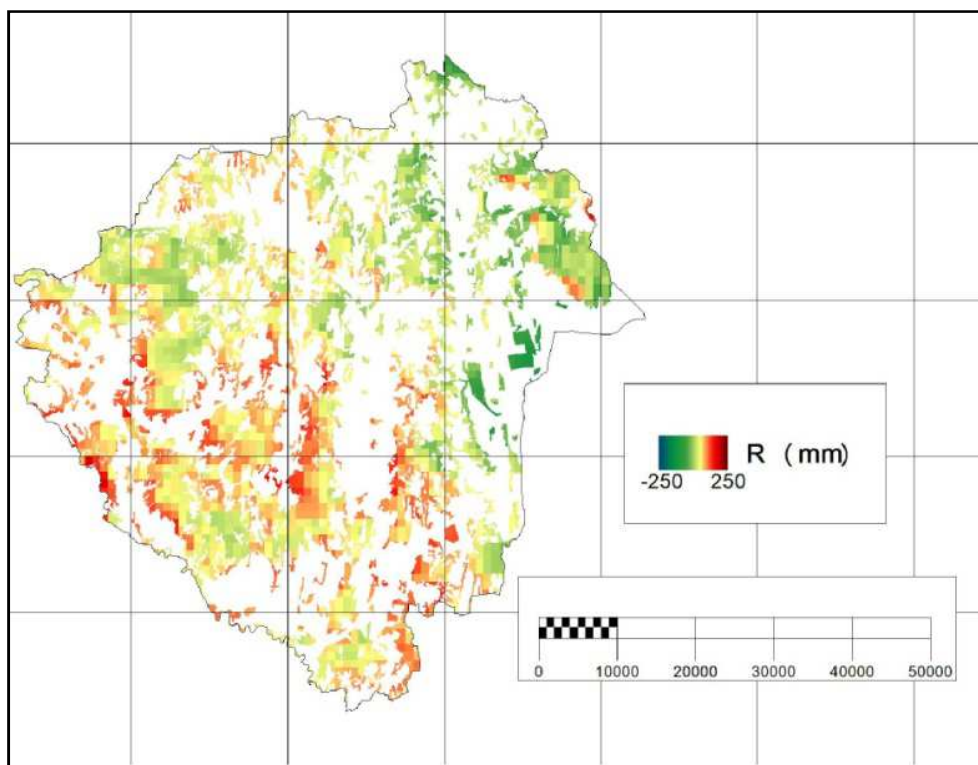
18. ábra: 1 km-es felbontású éves átlagos lefolyás Zala megyében (1999–2008).

Erdők és természetközeli területek esetében (19. ábra) alacsony a lefolyás a megye ÉK-i részén (Keszthelyi-hegység), valamint a vizenyős területek és a vizek (főleg a Balaton és a Kis-Balaton) szomszédságában. Ez utóbbi részeken negatív lefolyásértékek is megjelennek. A megye középső, D-i és DNY-i részein, a magasabb térszíneken található erdők nagyobb lefolyásúak.

10. táblázat: A különböző felszínborítási kategóriákhoz tartozó többéves átlagos lefolyásértékek (1999-2008)

Felszínborítási kategória	Lefolyás éves átlag 1999-2008 (mm)				
	Min	Max	Átlag	P%*	Szórás
Mesterséges felszínek	-86.13	231.22	88.81	13.54	47.45
Mezőgazdasági területek	-87.57	231.22	86.80	13.24	44.81
Erdők és természetközeli területek	-180.68	214.13	76.88	11.72	45.79
Vizenyős területek	-97.95	140.34	1.89	0.29	58.25
Vizek	-249.63	210.90	-19.48	-2.97	118.89

*Az éves átlagos (1999-2008) csapadék %-ában.



19. ábra: Erdők és természetközeli területek többéves átlagos lefolyása (1999-2008).

5.4. A lefolyás értékelése éves szinten

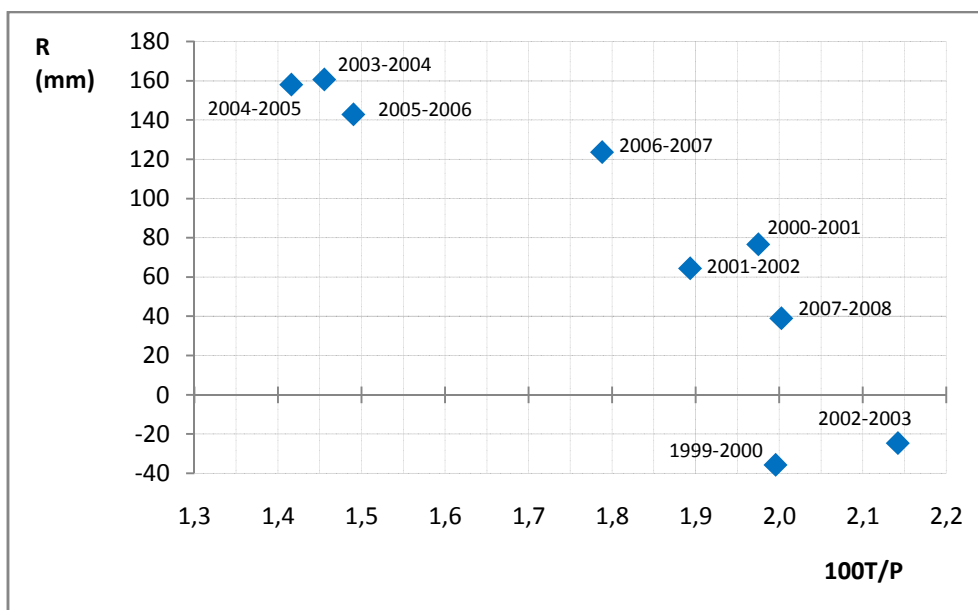
Az egyes hidrológiai évekhez tartozó éves lefolyás az éves csapadék és aktuális párolgás különbségeként lett számítva. A 11. táblázat tartalmazza az éves lefolyás, a csapadék, a

középhőmérséklet, valamint az évet jellemző éghajlati mutató (100T/P, Nováky, 1985) értékeit. A 20. ábrán az éves lefolyás látható az éghajlati mutató függvényében.

11. táblázat: Az egyes hidrológiai évekhez tartozó éves lefolyás, csapadék, középhőmérséklet, valamint az évet jellemző éghajlati mutató.

Hidrológiai év	Éves lefolyás (mm)					Csapadék éves összeg P (mm)	Éves közép-hőm. T (°C)	Éghajlati mutató 100T/P
	Min	Max	Átlag	P%*	Szórás			
1999-2000	-401.11	131.20	-35.67	-	64.76	565.18	11.28	1.996
2000-2001	-246.74	256.98	76.53	12.27	64.26	623.76	12.32	1.975
2001-2002	-261.54	217.04	64.33	10.53	58.57	611.09	11.57	1.893
2002-2003	-416.89	163.34	-24.58	-	66.81	541.53	11.60	2.142
2003-2004	-124.09	343.72	160.59	21.35	69.09	752.33	10.95	1.455
2004-2005	-74.82	281.02	157.95	20.98	41.91	752.87	10.66	1.416
2005-2006	-185.90	321.61	142.84	19.49	66.92	732.74	10.92	1.490
2006-2007	-260.00	362.38	123.59	17.04	67.39	725.45	12.97	1.788
2007-2008	-327.53	186.30	38.99	6.53	60.90	596.69	11.95	2.003

*Az éves csapadékösszeg %-ában.



20. ábra: Az egyes hidrológiai évek éves lefolyása az éghajlati mutató függvényében.

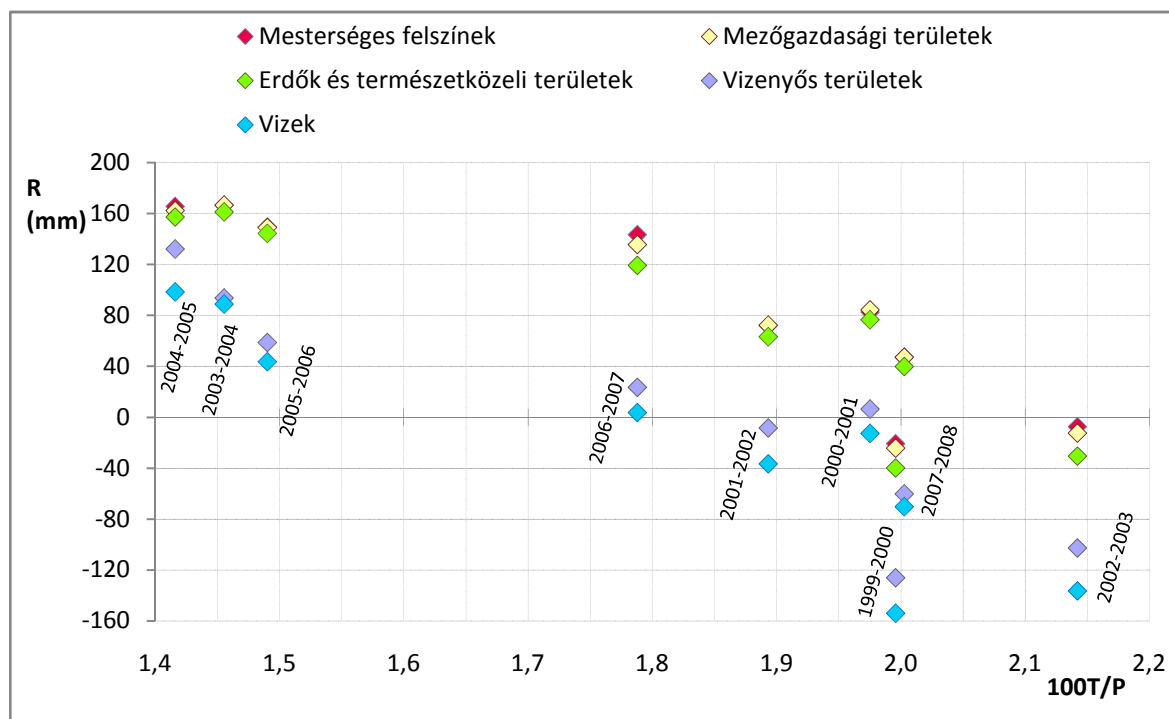
A legnagyobb lefolyás a 2003-2004-es hidrológiai évben volt tapasztalható (160,59 mm), de a legnagyobb szórással (69,09) is ez az év jellemezhető. Az 1999-2000 és 2002-2003-as évek lefolyására negatív érték lett számítva (-35,67 mm illetve -24,58 mm), a kevés csapadéknak, valamint annak köszönhetően, hogy az előző években betározott többlet vízkészlet is hasznosulni tudott a párolgás szempontjából. Így a párolgás ezekben az években több volt a csapadéknál.

A fenti ábrán megint jól elkülönülnek a száraz-meleg (kisebb lefolyás: 2000-2001, 2001-2002, 2007-2008) és a nedves-hűvös évek (nagyobb lefolyás: 2003-2004, 2004-2005, 2005-2006), valamint e két csoport között található a nedves-meleg 2006-2007-es év.

A különböző felszínborítási kategóriák éves lefolyás adatait a 12. táblázat tartalmazza, a grafikus megjelenítése pedig a 21. ábrán látható.

12. táblázat: A különböző felszínborítási kategóriák átlagos évi lefolyása a vizsgált hidrológiai években.

Hidrológiai év	Éves lefolyás (mm)					Csap. éves összeg P (mm)	Éves közép-hőm. T (°C)	Éghajlati mutató 100T/P
	Mest. felszínek	Mg-i ter.-k	Erdők és term.-közeli ter.-k	Vizenyős ter.-k	Vizek			
1999-2000	-20.66	-24.22	-39.76	-126.12	-154.05	565.18	11.28	1.996
2000-2001	82.66	84.42	76.52	6.37	-12.78	623.76	12.32	1.975
2001-2002	72.09	72.25	63.24	-8.31	-36.49	611.09	11.57	1.893
2002-2003	-7.27	-12.39	-30.46	-102.72	-136.31	541.53	11.60	2.142
2003-2004	166.55	166.59	161.27	93.64	88.89	752.33	10.95	1.455
2004-2005	165.57	162.46	157.35	132.12	98.45	752.87	10.66	1.416
2005-2006	149.66	149.11	144.43	58.74	43.64	732.74	10.92	1.490
2006-2007	143.60	135.76	119.47	23.57	3.75	725.45	12.97	1.788
2007-2008	47.11	47.24	39.88	-60.27	-70.34	596.69	11.95	2.003



21. ábra: A különböző felszínborítási kategóriák átlagos évi lefolyása az éghajlati mutató függvényében.

A szárazabb években az egyes felszínborítási kategóriák lefolyása közötti különbség nagyobb, mint a nedvesebb években. A legszárazabb években (1999-2000, 2002-2003) az összes felszínborítási kategória éves átlagos lefolyása negatív értékű, tehát a párolgás az előző évek tározott vízkészletéből táplálkozik.

5.5. Az α és β paraméterek értékelése

A Budyko-típusú α paramétert az 5. fejezetben leírt módon számítottam a 1999-2008-as időszakra vonatkozó átlagos hőmérséklet, csapadék és aktuális párolgás térképekből. A paraméter térképi megjelenítése a 22. ábrán látható, az egyes felszínborítási kategóriákhoz tartozó abszolút értékei pedig a 13. táblázatban találhatók. A mesterséges felszínektől az erdők és természetközeli területek felé haladva az α abszolút értéke növekszik, a vizekhez és a vizenyős területekhez tartozik a legmagasabb érték, de mivel ezek kis pixelszámúak, kevésbé jellemzőek.

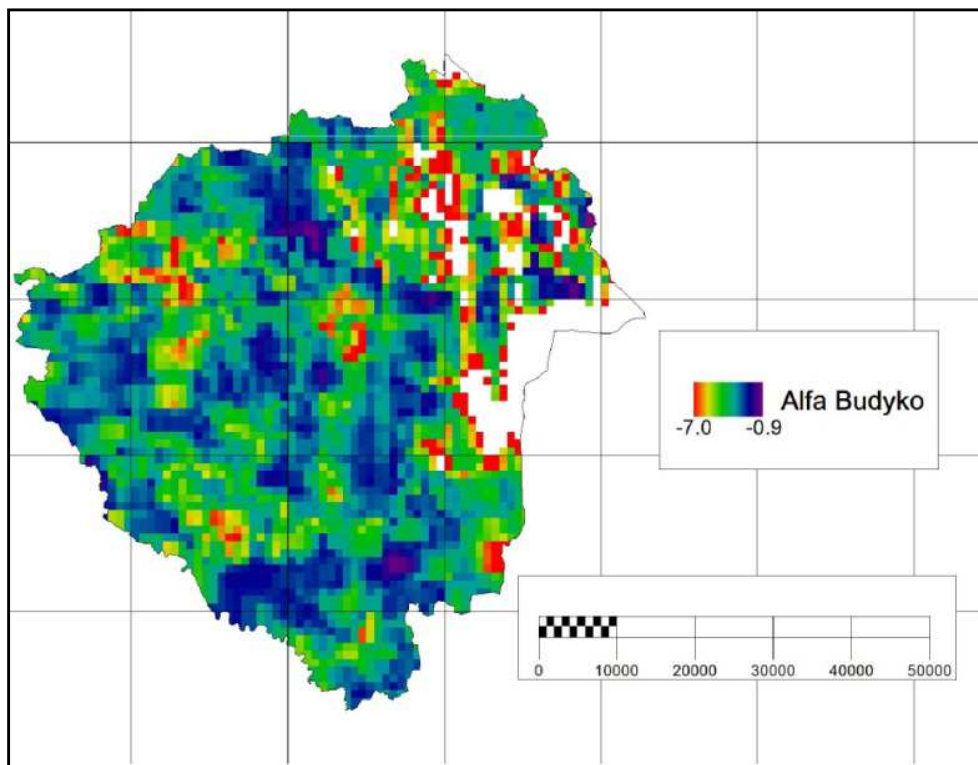
13. táblázat: A különböző felszínborítási kategóriákhoz tartozó Budyko-típusú α paraméter (abszolút értékben).

Felszínborítási kategória	α paraméter			
	Min	Max	Átlag	Szórás
Mesterséges felszínek	1.03	4.59	1.80	0.42
Mezőgazdasági területek	0.96	7.48	1.86	0.46
Erdők és természetközeli területek	0.96	7.48	1.98	0.51
Vizenyős területek	1.08	5.88	2.42	1.05
Vizek	1.15	6.30	2.16	0.87

A Keve és Nováky (2010) által – a Bácsbodoki-Kígyós csatorna vízgyűjtőjére végzett vizsgálat kapcsán – becsült Budyko-típusú α értékeket a 14. táblázat tartalmazza. 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 jóval alacsonyabbak. A vizenyős területekhez és a vizekhez tartozó α -k nem hasonlíthatók össze Keve és Nováky (2010) értékeivel.

14. táblázat: Keve és Nováky (2010) által különböző felszínborítási kategóriákra meghatározott Budyko-típusú α paraméter.

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

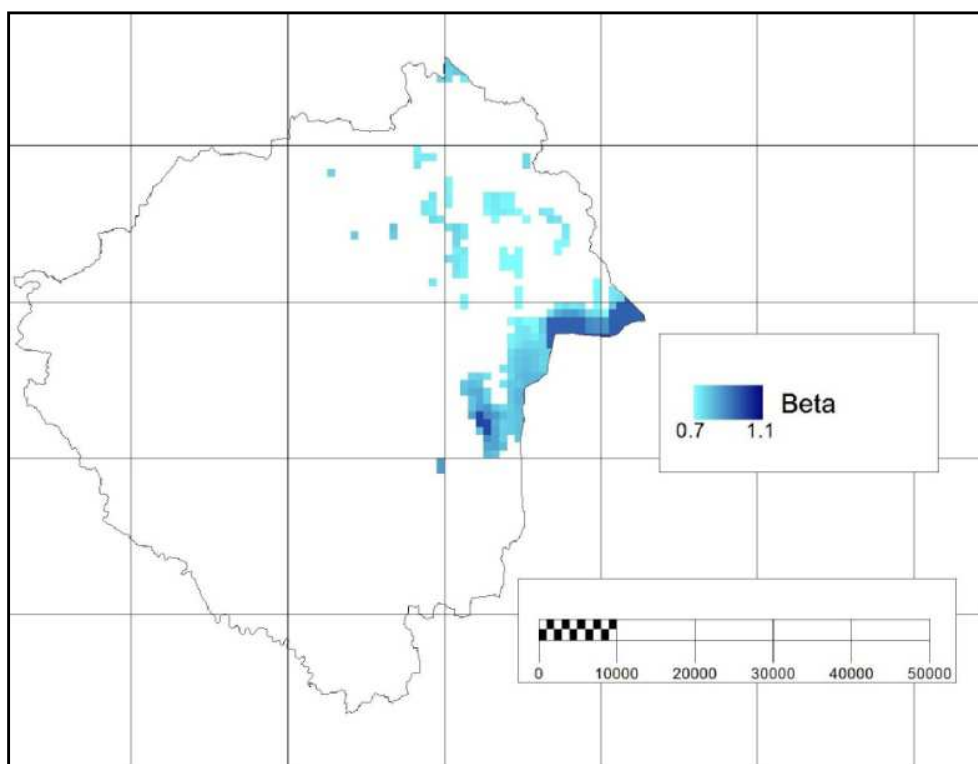


22. *ábra*: A számított Budyko-típusú α paraméter.

Meg kell említenem, hogy mivel az $ET_W (= ET_0)$ legtöbbször a Priestley-Taylor-egyenlettel (10. egyenlet) közelített, a Budyko-féle α paraméterekre kapott értékek szerint az U-kádak alapján kidolgozott képlettel számított ET_{pan} jelentősen kisebb az ET_W -nél is.

Ahogy arról már korábban volt szó, az 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 43. egyenlet alapján. A 23. ábrán látható a β paraméter térképe, az egyes felszínborítási kategóriákhoz tartozó értékek pedig a 15. táblázatban találhatók.

A mezőgazdasági területektől β kismértékben növekszik a vizenyős területekig, majd jelentősebb nő a vizeknél. A legnagyobb maximum értékek a vizek mellett (1,08) az erdők esetében (1,07) tapasztalhatók, 7 és 8%-al meghaladva a számított kádpárolgási értéket. A mesterséges felszínre kapott érték az alacsony hozzá tartozó pixelszám miatt fenntartásokkal értékelhető.



23. ábra: A számított β paraméter.

15. táblázat: A különböző felszínborítási kategóriákhoz tartozó β paraméter.

Felszínborítási kategória	β paraméter			
	Min	Max	Átlag	Szórás
Mesterséges felszínek	0.72	0.91	0.80	0.05
Mezőgazdasági területek	0.72	0.93	0.80	0.05
Erdők és természetközeli területek	0.72	1.07	0.81	0.06
Vizenyős területek	0.72	0.95	0.82	0.05
Vizek	0.76	1.08	0.91	0.09

A Budyko- α és a β paraméterek térképének segítségével becsülhető a jövőbeli párolgás térben osztott módon. Ehhez a klímamodellek éves középhőmérséklet- és éves csapadékösszeg-előrejelzéseire van szükség. A jövőbeli párolgástérképek értékeit és a csapadék térképeket felhasználva a jövőbeli éves átlagos lefolyás is becsülhető.

Az α paraméter megbízhatóságát a következőképpen vizsgáltam. A kiszámolt α paraméter-értékek a teljes vizsgált kilenc éves időszakra vonatkoznak. A készletváltozásban jelentkező esetleges különbségek kiejtésére három hidrológiai év periódusának átlagát (a szükséges adatmennyiség elérése érdekében mozgóátlagot használtam) vettem alapul a megbízhatóság értékeléséhez. A kapott három éves időszakokra külön-külön kiszámoltam az összes évben α paraméterrel jellemezhető pixelekre vonatkozó értékeket, és ezek átlagainak változékonyságát

értékeltem a hőmérséklet és a csapadék függvényében (5. *Melléklet*). Sem a hőmérséklet, sem a csapadék esetében nem adódott szignifikáns (0,05-ös szignifikanciaszinten) lineáris kapcsolat (a kritikus R-értékek táblázatával összehasonlítva, Orbay, 1990), bár a csapadékkal a kapcsolat kissé erőteljesebb.

Későbbi fejlesztési lehetőség a β paraméterre egy felső limit megadása, a vízgyűjtők vízmérlegei alapján, az utánpótlódási (ahol $ET_A > P$) és a feláramlási (ahol $ET_A < P$) zónák pixeleinek arányát figyelembe véve.

6. A PÁROLGÁS ÉS A LEFOLYÁS ELŐREVETÍTÉSE

Zala megye párolgásának és lefolyásának jövőbeli becslésére (a Budyko- α és a β paraméterek térképei mellé) hőmérséklet- és csapadékadatokra 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 kiegyenlítődhetnek (Bartholy et al., 2011).

A párolgás és lefolyás jövőbeli becsléséhez a hőmérséklet- és csapadékadatokat Csóka Gergely állította elő, három időszakra (2011-2040, 2041-2070, 2071-2100), 12 regionális klímamodell adatainak átlagolásával (Csóka, 2013). Az alkalmazott modelleket a 16. táblázat tartalmazza, ezek mindegyike szabadon hozzáférhető az Európai Unió ENSAMBLES Projekt1 által.

16. táblázat: Az alkalmazott regionális klímamodellek (Csóka, 2013 nyomán).

Ssz.	Kutatóintézet	Modell	Meghajtó GCM	Szcenário	Felbontás
1.	C4I	RCA3	HadCM3Q16	A1B	25 km
2.	MPI-M	REMO	ECHAM5	A1B	25 km
3.	ETHZ	CLM	HadCM3Q0	A1B	25 km
4.	KNMI	RACMO2	ECHAM5-r3	A1B	25 km
5.	DMI	HIRHAM5	ARPEGE	A1B	25 km
6.	DMI	HIRHAM5	ECHAM5	A1B	25 km
7.	SMHI	RCA	BCM	A1B	25 km
8.	SMHI	RCA	HadCM3Q3	A1B	25 km
9.	SMHI	RCA	ECHAM5-r3	A1B	25 km
10.	HC	HadRM3Q0	HadCM3Q0	A1B	25 km
11.	HC	HadRM3Q3	HadCM3Q3	A1B	25 km
12.	HC	HadRM3Q16	HadCM3Q16	A1B	25 km

Az alkalmazott 12 regionális klímamodell az A1B éghajlati forgatókönyv (IPCC [9]) 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 [10].

A 12 modell mindegyike $25 \cdot 25$ km-es felbontással, eltérő vetülettel és grid koordinátákkal rendelkezett. Ezek a DigiTerra Map program segítségével EOVS vetületre lettek transzformálva. A kutatáshoz szükséges $1 \cdot 1$ km-es felbontás a pixelértékek interpolálásával valósult meg.

A modellek jövőre becsült értékei helyett egy referencia-időszakhoz képesti, általuk számolt változás értékeinek használata indokolt, így finomítható a modellek bizonytalansága. Ennek megfelelően Csóka (2013) kivonta a 12 RCM által modellezett jövőbeli időszakok (2011-2040, 2041-2070, 2071-2100) középhőmérséklet- és csapadék-térképeiből egyesével a 12 RCM által előállított vizsgált referencia-periódust (1999.11.01.-2008.10.31.). Ezek után a 3-3 különbségtérképet egyesével hozzáadta a meglévő, 1999.11.01.-2008.10.31. időszak mért adatokon alapuló hőmérséklet- és csapadéktérképeihez. Az így előállt három jövőbeli periódus térben osztott középhőmérséklet-, illetve csapadéktérképei már kisebb modellhibával rendelkeznek.

E térképek felhasználásával, valamint az 1999-2008-as időszak vizsgálatával előállított Budyko- α és a β paraméterek térképeivel készült az aktuális párolgás jövőbeli, térben osztott adatainak előállítása, a 38., a 41., és a 43. egyenletek alapján. A lefolyás pedig a csapadék- és a párolgás-adatok különbségeként lett előállítva.

Itt kell megjegyezni, hogy mivel a jövőbeli becslés bizonytalansággal terhelt modellekre épül, a párolgás és a lefolyás esetében is számítanunk kell hibára. A hibák az egyes jellemzők szórásnégyzetének függvényében összegződnek (Dingman, 2002). A párolgás előállításához felhasznált jellemzők a bizonytalansággal terhelt középhőmérséklet és csapadékösszeg. A lefolyás becslése esetében még nagyobb hiba lehetséges, ugyanis ennek előállításához a csapadék mellett a párolgás felhasználása is szükséges, így annak bizonytalanságával is számolni kell.

6.1. A párolgás jövőbeli alakulásának becslése

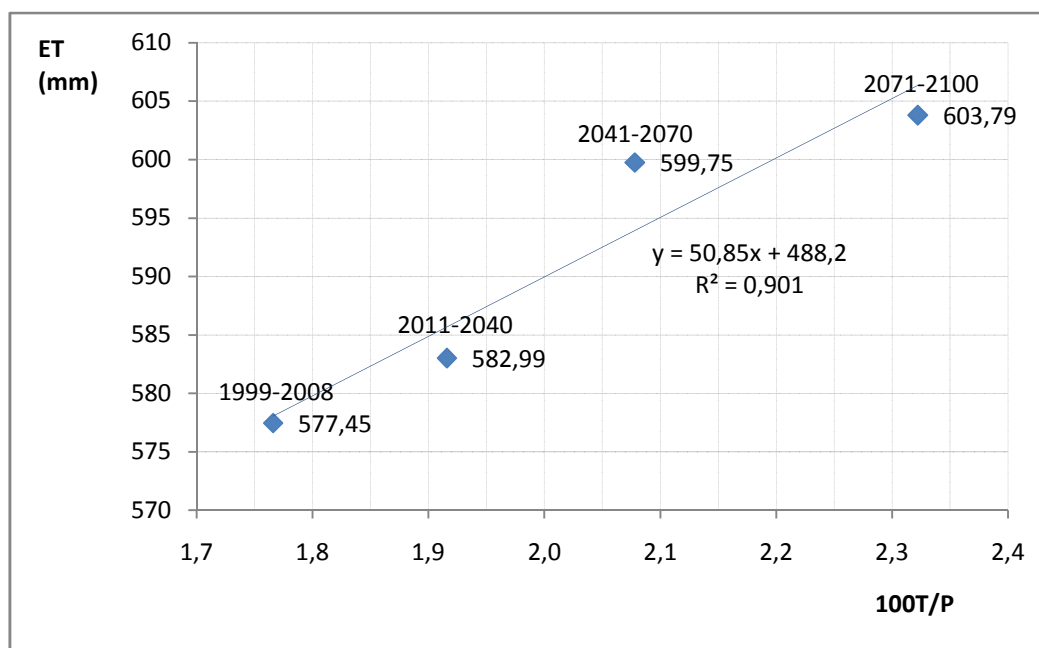
A vizsgált 1999-2008-as, valamint az előre jelzett három időszak (2011-2040, 2041-2070, 2071-2100) becsült aktuális párolgás-, éves csapadékösszeg-, éves középhőmérséklet- és éghajlati mutató-értékeit a 17. táblázat tartalmazza. A párolgás alakulása az éghajlati mutató függvényében a 24. ábrán látható.

17. táblázat: A vizsgált 1999-2008-as, valamint az előre jelzett három időszakhoz tartozó éves aktuális párolgás, csapadék, középhőmérséklet, valamint az évet jellemző éghajlati mutató.

Időszak	Párolgás éves átlag (mm)		Csapadék éves összeg P (mm)	Éves közép-hőmérséklet T (°C)	Éghajlati mutató 100T/P
	ET	P%*			
1999-2008	577.45	88.06	655.74	11.58	1.766
2011-2040	582.99	90.73	642.57	12.31	1.916
2041-2070	599.75	92.46	648.67	13.48	2.078
2071-2100	603.79	95.77	630.44	14.64	2.322

*Az éves csapadékösszeg %-ában.

Az előrejelzés alapján az éves középhőmérséklet jelentősen megnő a 21. század végére, 11,58 °C-ról 14,64 °C-ra. A csapadék tekintetében kismértékű, kb. 25 mm-es csökkenésről beszélhetünk. Ezek eredményeképp az éves átlagos aktuális párolgás 27 mm-rel nőne meg (577,45 mm-ről 603,79 mm-re, a csapadék %-ában kifejezve 88%-ról 96%-ra). Az éghajlati mutató (100T/P) kb. 1,8-ről 2,3-ra nő az előrejelzés alapján, tehát a trend szerint a mutató 1 egységnyi változásához kb. 50 mm párolgás-növekedés tartozik.



24. ábra: A párolgás alakulása az éghajlati mutató függvényében.

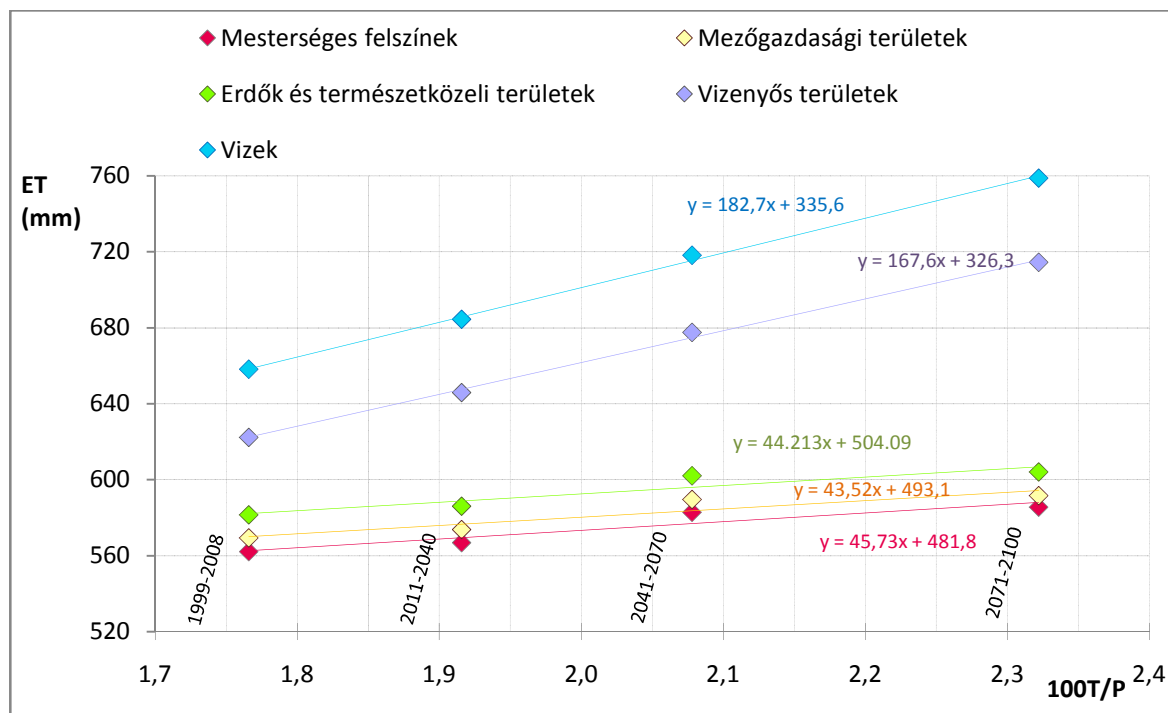
A különböző felszínborítási kategóriák szerinti értékeket a 18. táblázat tartalmazza, a grafikus megjelenítésük pedig a 25. ábrán látható.

18. táblázat: A vizsgált 1999-2008-as, valamint az előre jelzett három időszakhoz tartozó éves aktuális párolgás értékei az egyes felszínborítási kategóriák szerint, továbbá csapadék, középhőmérséklet, valamint az évet jellemző éghajlati mutató.

Időszak	Párolgás éves összeg (mm)					P (mm)	T (°C)	100T/P
	Mest. fel-színek	Mg-i ter.-k	Erdők és term.-közeli ter.-k	Vize-nyős ter.-k	Vizek			
1999-2008	562.02	569.39	581.53	622.22	658.07	655.74	11.58	1.766
2011-2040	566.72	573.77	586.04	645.91	684.48	642.57	12.31	1.916
2041-2070	582.74	589.56	601.98	677.46	718.08	648.67	13.48	2.078
2071-2100	585.48	591.60	604.12	714.40	758.81	630.44	14.64	2.322
Meredekség	45.73	43.524	44.213	167.61	182.73	-	-	-
R ² *	0.8795	0.8647	0.8668	0.9976	0.9982	-	-	-

*Determinációs koefficiens

A felszínborítási kategóriák szerint az éghajlati mutató növekedésével a vizek és a vizenyős területek párolgása jobban elrugaszkodik a többi kategóriától, esetükben az előrejelzés alapján 90-100 mm párolgásnövekedés várható a 21. század végére. A mesterséges felszínek, a mezőgazdasági területek, valamint az erdők és természetközeli területek párolgása fokozatosan nőhet, de az egymáshoz képesti arányokban nem változik jelentősen. Mindegyik trend 0,01-es szignifikanciaszint mellett elfogadható (a kritikus R-értékek táblázatával összehasonlítva, Orbay, 1990).



25. ábra: A párolgás alakulása a különböző felszínborítási kategóriák szerint az éghajlati mutató függvényében.

6.2. A lefolyás jövőbeli alakulásának becslése

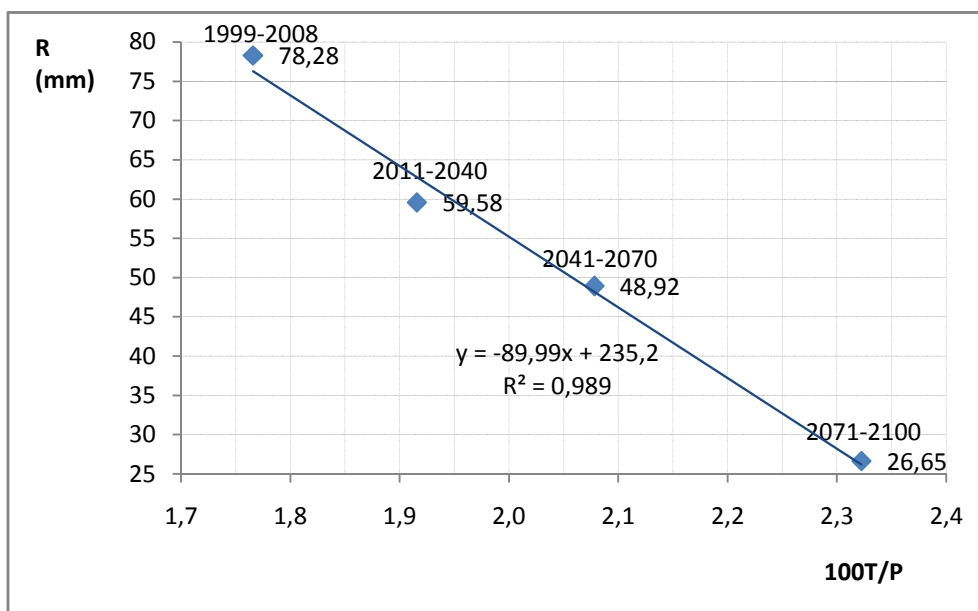
A vizsgált 1999-2008-as, valamint az előre jelzett három időszak (2011-2040, 2041-2070, 2071-2100) becsült éves lefolyás-, éves csapadékösszeg-, éves középhőmérséklet- és éghajlati mutató-értékeit a 19. táblázat tartalmazza. Az éves lefolyás alakulása az éghajlati mutató függvényében a 26. ábrán látható.

19. táblázat: A vizsgált 1999-2008-as, valamint az előre jelzett három időszakhoz tartozó éves lefolyás, csapadék, középhőmérséklet, valamint az évet jellemző éghajlati mutató.

Időszak	Éves lefolyás (mm)		Csapadék éves összeg P (mm)	Éves közép-hőmérséklet T (°C)	Éghajlati mutató 100T/P
	R	P%*			
1999-2008	78.28	11.94	655.74	11.58	1.766
2011-2040	59.58	9.27	642.57	12.31	1.916
2041-2070	48.92	7.54	648.67	13.48	2.078
2071-2100	26.65	4.23	630.44	14.64	2.322

*Az éves csapadékösszeg %-ában.

Az előrejelzés alapján az éves átlagos lefolyás esetében a 21. század végére több mint 50 mm-es csökkenés detektálható, a lefolyás a csapadék %-ában durván a harmadára csökken (kb. 12%-ról 4%-ra). Ez alapján megállapítható, hogy az éghajlati mutató 1 egységnyi változásával kb. 100 mm lefolyás-csökkenés járna együtt.



26. ábra: Az éves lefolyás alakulása az éghajlati mutató függvényében.

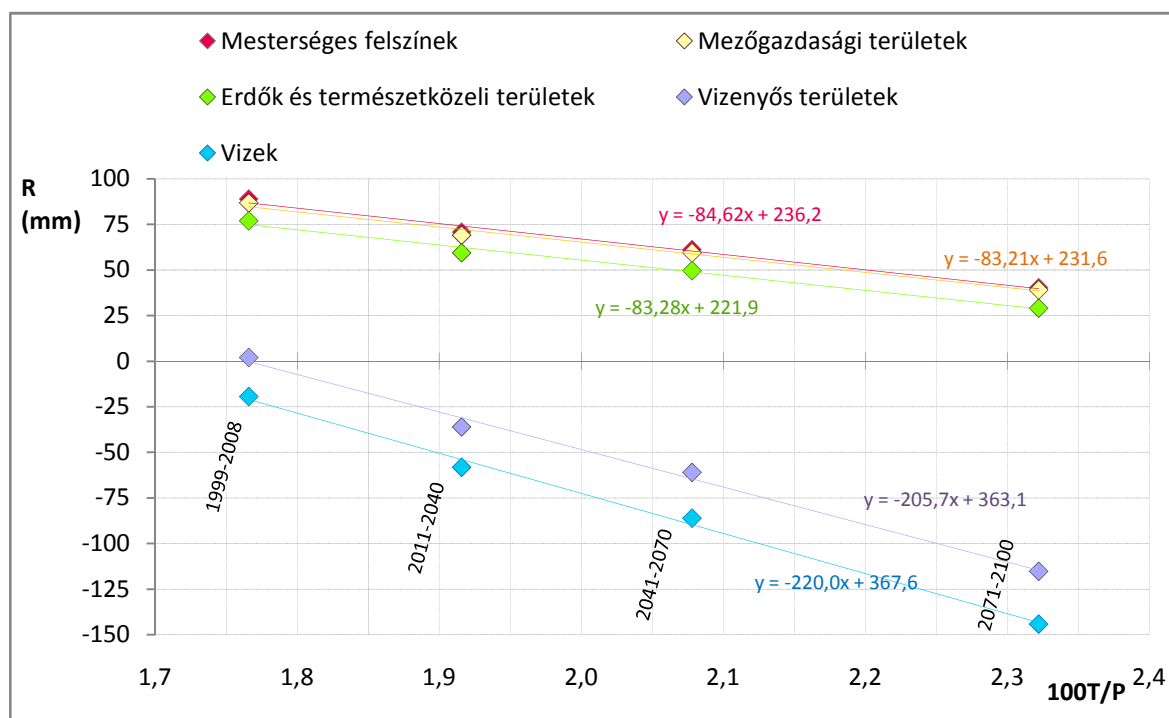
A különböző felszínborítási kategóriák szerinti lefolyás-értékeket a 20. táblázat tartalmazza, a grafikus megjelenítésük pedig a 27. ábrán látható.

20. táblázat: A vizsgált 1999-2008-as, valamint az előre jelzett három időszakhoz tartozó éves lefolyás az egyes felszínborítási kategóriák szerint, továbbá csapadék, középhőmérséklet, valamint az évet jellemző éghajlati mutató.

Időszak	Éves lefolyás (mm)					P (mm)	T (°C)	100T/P
	Mest. fel-színek	Mg-i ter.-k	Erdők és term.-közeli ter.-k	Vize-nyős ter.-k	Vizek			
1999-2008	88.81	86.8	76.88	1.89	-19.48	655.74	11.58	1.766
2011-2040	70.86	69.11	59.37	-36.09	-58.21	642.57	12.31	1.916
2041-2070	61.07	59.35	49.51	-61.00	-86.22	648.67	13.48	2.078
2071-2100	40.16	38.98	29.07	-115.31	-144.28	630.44	14.64	2.322
Meredekség	-84.625	-83.215	-83.281	-205.77	-220.09	-	-	-
R ² *	0.9876	0.9875	0.9884	0.9942	0.996	-	-	-

*Determinációs koefficiens

A vizek és a vizenyős területek esetében egyértelműen a többletpárolgás dominál, ez a század végére az előbbinél kb. -144 mm, az utóbbinál kb. -115 mm-es negatív vízmérleget eredményez az előrejelzés szerint. A mesterséges felszínek, a mezőgazdasági területek, valamint az erdők és természetközeli területek lefolyása egyre csökkenhet (pl. az erdők esetében kb. 77 mm-ről 29 mm-re), de az egymáshoz képesti arányokban nem változik jelentősen. A trendek 0,01-es szignifikanciaszint mellett elfogadhatók (Orbay, 1990).



27. ábra: A lefolyás alakulása a különböző felszínborítási kategóriák szerint az éghajlati mutató függvényében.

7. ÖSSZEFOGLALÁS

Dolgozatomban ismertettem a távérzékelési adatokon alapuló, térben osztott párolgás számításának új elvét, valamint azt, hogy miként alkalmazható a Budyko-modell a globális klímaváltozás párolgásra gyakorolt hatásának értékelésére. Ehhez a Budyko-típusú α mellett egy másik, az aktuális és a kádpárolgás arányát mutató paraméter, a β is bevezetésre került.

Bemutattam Zala megye természetföldrajzi adottságait, különös tekintettel azokra a tényezőkre, amelyek befolyásolhatják a párolgás mértékének alakulását.

Zala megye többéves (1999-2008) átlagos aktuális párolgását kiértékeltem a felszínborítás és a talajvízmélység függvényében, továbbá összehasonlítottam az egyes hidrológiai évek átlagos párolgás-, csapadék- és hőmérséklet-adatait. Munkámban vizsgáltam a többéves átlagos lefolyást és az évenkénti lefolyást is. A Budyko-típusú α és a β paramétereket kiszámítottam és ábrázoltam, továbbá a felszínborítási kategóriák szerint elemeztem.

A legmagasabb többéves átlagos aktuális párolgásértékek a vizek és vizenyős területek esetében jelentkeztek. Az erdők és természetközeli területek magasabb párolgással jellemezhetők, mint a mezőgazdasági területek. A legalacsonyabb többéves átlagos érték a mesterséges felszínhez tartozik. A párolgás enyhén csökken a talajvízmélység növekedésével. A vizsgált kilenc éves időszakban a legmagasabb éves átlagos párolgás a 2006-2007-es hidrológiai évben jelentkezett, a bő csapadéknak és a magas éves középhőmérsékletnek köszönhetően. A 2001-2002-es évben volt a legalacsonyabb az éves átlagos párolgás, ekkor a kevesebb csapadékhoz a vizsgált kilenc éves időszakot véve átlagosnak számító középhőmérséklet társult. A különböző felszínborítási kategóriákat vizsgálva megállapítható, hogy a nedvesebb években a jobb vízellátottság miatt kevésbé differenciálódnak a termőhelyek, kisebb a párolgás-különbség az egyes kategóriák között, mint a száraz évek esetében.

A többéves átlagos lefolyás a legnagyobb a mesterséges felszíneken, és egyre kisebb a további felszínborítási kategóriák esetében. A legmagasabb éves átlagos lefolyás a csapadékos 2003-2004-es hidrológiai évben jelentkezett, ekkor a párolgást limitáló tényező a (vizsgált kilenc éves időszakhoz képest) átlagon aluli középhőmérséklet volt. A legalacsonyabb éves átlagos lefolyásértékekkel a száraz évek (1999-2000, 2002-2003) jellemezhetők, ekkor az éves átlagos párolgás értéke magasabb volt, mint az éves csapadékösszeg.

A Budyko-féle α paraméter abszolút értéke növekvő tendenciát mutat a mesterséges felszínektől az erdők és természetközeli területek felé haladva. A β paraméter értéke a mezőgazdasági területektől kismértékben növekszik a vizenyős területekig, majd jelentősebben megnő a vizeknél.

A két paraméter térképének, valamint klímamodellek csapadékösszeg- és középhőmérséklet-előrejelzéseinek felhasználásával történt az éves átlagos párolgás valamint az éves lefolyás jövőbeli becslése három időszakra (2011-2040, 2041-2070, 2071-2100), térben osztott módon.

Az előrejelzés alapján az éves középhőmérséklet jelentősen megnő a 21. század végére, míg a csapadék tekintetében kismértékű csökkenésről beszélhetünk. Ezek eredményeképp az éves átlagos aktuális párolgás növekedhet, míg a lefolyás a csapadék %-ában nagyjából a harmadára csökkenhet. A felszínborítás szerinti vizsgálat alapján mindegyik kategória párolgása növekvő tendenciát mutat, de a vizek és a vizenyős területek párolgása a többi kategóriától nagyobb arányban növekedhet. A lefolyás a felszínborítási kategóriák szerint is fokozatosan csökkenő tendenciát mutat, a vizek és a vizenyős területeknél a többletpárolgásnak köszönhetően a század végére jelentős negatív vízmérleg várható.

Mivel az előrejelzés bizonytalanságokkal terhelt, a számszerűsített becslések helyett az előrejelzés módszerét tartom fontos eredménynek, így célom ennek pontosítása és továbbfejlesztése.

8. KÖSZÖNETNYILVÁNÍTÁS

Ezúton szeretném megragadni az alkalmat, hogy köszönetet mondjak mindazoknak, akik segítségemre voltak dolgozatom elkészítésében.

Hálával tartozom konzulenseimnek, Gribovszki Zoltánnak és Kalicz Péternek, a nagyfokú segítőkészségért, a biztatásért, valamint a rengeteg hasznos ötletért és tanácsért.

Köszönet illeti Szilágyi Józsefet és Kovács Ákos Domonkost az általuk készített párolgástérképek rendelkezésemre bocsátásáért.

A DigiTerra Map program használatában nyújtott segítségéért hálás vagyok Brolly Gábor Bélának, Czimmer Kornélnak és Kisfaludi Balázsnak.

Továbbá köszönöm Nováky Bélának az osztott paraméterű éghajlat-lefolyás modellezéshez kötődő irodalmak összegyűjtését.

Köszönettel tartozom Gálos Borbálának a klímaadatok kigyűjtéséért, továbbá Csóka Gergelynek a középhőmérséklet- és a csapadékösszeg-előrejelzésekért, valamint a Geomatikai, Erdőfeltárási és Vízgazdálkodási Intézet és a Nyugat-dunántúli Vízügyi Igazgatóság mindazon munkatársainak, akik bármilyen módon hozzájárultak dolgozatom elkészítéséhez.

Munkám egy kutatás része, melyet a TÁMOP-4.2.2.A-11/1/KONV-2012-0013 pályázat támogat.

9. FELHASZNÁLT IRODALOM

- Arora, V. K. (2002) The use of the aridity index to assess climate change effect on annual runoff. *J. Hydrol.*, 265, 164–177.
- Bartholy, J., Bozó, L., Haszpra, L. (szerk.) (2011) Klímaváltozás – 2011 Klímaszcenáriók a Kárpát-medence térségére. Magyar Tudományos Akadémia és Eötvös Loránd Tudományegyetem Meteorológiai Tanszék, Budapest.
- Bouchet, R.J. (1963) Evapotranspiration réelle, evapotranspiration potentielle, et production agricole. *Annal. Agronom.* 14, 543–824.
- Brutsaert, W. (2005) *Hydrology: An Introduction*. University Press, Cambridge. p. 605
- Budyko, M. I. (1974) *Climate and Life*, Academic, Orlando, Fla.
- Csóka, G. (2013) A klímaváltozás vízgazdálkodási hatásainak vizsgálata éghajlat-lefolyási modellekkel. Diplomamunka, Nyugat-magyarországi Egyetem, Sopron.
- Dingman, Lawrence, S. (2002) *Physical Hydrology*. Prentice-Hall. ISBN: 0-13-099695-5, p. 646
- Dobor, L., Barcza, Z., Hlásny, T., Havasi, Á. (2013) Creation of the FORESEE database to support climate change related impact studies. In: *Proceedings, International Scientific Conference for PhD Students*, March 19-20, 2013, Győr, Hungary.
- Dövényi, Z. (Ed.) (2010) Magyarország kistájainak katasztere. MTA Földrajztudományi Kutatóintézet, Budapest.
- Fraedrich, K. (2010) A Parsimonious Stochastic Water Reservoir: Schreiber's 1904 Equation. *J. Hydrometeor.*, 11, 575–578.
- 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* 45:4.
- Hewlett, J., D. (1982) *Principles of forest hydrology*, The University of Georgia Press, Athens.
- Keve, G., Nováky, B. (2010) Klímaváltozás hatásának vizsgálata a Bácsbokodi-Kígyós csatorna vízgyűjtőjén Budyko modell alkalmazásával. A Magyar Hidrológiai Társaság XXVIII. Országos Vándorgyűlése (Sopron, 2010. július 7-9.)
- Kovács, Á. (2011) Tó- és területi párolgás becslésének pontosítása és magyarországi alkalmazásai. PhD értekezés. Budapesti Műszaki és Gazdaságtudományi Egyetem.
- Kovács, Á., Szilágyi J. (2009a) Párolgásszámítási vizsgálatok hazai nagy tavainkon, I. *Hidrológiai Közlöny* 89(2): 47–50.
- Kovács, Á., Szilágyi J. (2009b) Párolgásszámítási vizsgálatok hazai nagy tavainkon, II. *Hidrológiai Közlöny* 89(2): 51–56.
- Közép-dunántúli Környezetvédelmi és Vízügyi Igazgatóság (2010) 4-2. jelű, Balaton közvetlen alegység Vízgyűjtő-Gazdálkodási Terve.
- McMahon, T. A., Peel, M. C., Lowe, L., Srikanthan, R., and McVicar, T. R. (2012) Estimating actual, potential, reference crop and pan evaporation using standard meteorological data: a pragmatic synthesis, *Hydrol. Earth Syst. Sci. Discuss.*, 9, 11829-11910, doi:10.5194/hessd-9-11829-2012
- Morton, F.I. (1983) Operational estimates of areal evapotranspiration and their significance to the science and practice of hydrology. *J. Hydrol.* 66, 1–76.

- Morton, F.I., Ricard, F., Fogarasi, S. (1985) Operational estimates of areal evapotranspiration and lake evaporation – Program WREVAP. National Hydrological Research Institute Paper #24, Ottawa, Ontario, Canada.
- Németh, E. (1954) Hidrológia és hidrometria. Tankönyvkiadó, Budapest.
- Nováky, B. (1985) A lefolyás éghajlati adottságai a Zagyva-Tarna vízrendszerben. Vízügyi Közlemények, 1. 78-93.
- Nováky, B. (1988) A műszaki-hidrológiai jellemzők térképi bemutatásának módszertani kérdései. Hidrológiai Közöny, 4. 193-206.
- Nováky, B. (2002) Mapping of mean annual actual evaporation on the example of Zagyva catchment area. Időjárás (Quarterly Journal of the Hungarian Meteorological Service), 3–4, 227–238.
- Nyugat-Dunántúli Környezetvédelmi és Vízügyi Igazgatóság (2010a) 4-1. jelű, Zala vízgyűjtő Vízgyűjtő-Gazdálkodási Terve.
- Nyugat-Dunántúli Környezetvédelmi és Vízügyi Igazgatóság (2010b) 3-1. jelű, Mura vízgyűjtő Vízgyűjtő-Gazdálkodási Terve.
- Nyugat-Dunántúli Környezetvédelmi és Vízügyi Igazgatóság (2010c) 1-4. jelű, Marcal vízgyűjtő Vízgyűjtő-Gazdálkodási Terve.
- Orbay, L. (1990) A többváltozós regressziószámítások alapjai és fagazdasági alkalmazása. Dr. Kozák Antal előadásai alapján írt kézirat. Erdészeti és Faipari Egyetem, Faipari Mérnöki Kar, Sopron.
- Penman, H.L. (1948) Natural evaporation from open water, bare soil, and grass. In: Proc. Royal Soc. London, A193, pp. 120–146.
- Priestley, C.H.B., Taylor, R.J. (1972) On the assessment of surface heat flux and evaporation using large-scale parameters. Mon. Weather Rev. 100, 81–92.
- Stelczer, K. (2000) A vízkészlet-gazdálkodás hidrológiai alapjai. ELTE Eötvös Kiadó, Budapest. ISBN: 963 463 249 1
- Szilágyi, J. (2007) On the inherent asymmetric nature of the complementary relationship of evaporation, Geophys. Res. Lett., 34, L02405, doi:10.1029/2006GL028708.
- Szilágyi, J., Józsa, J. (2008) New findings about the complementary relationship-based evaporation estimation methods. J. Hydrol., 354, 171–186.
- Szilágyi, J., Józsa, J. (2009) Complementary relationship of evaporation and the mean annual water-energy balance, Water Resour. Res., 45, W09201, doi:10.1029/2009WR008129.
- Szilágyi, J., Józsa, J. (2009) Estimating spatially distributed monthly evapotranspiration rates by linear transformations of MODIS daytime land surface temperature data. Hydrol. Earth System Sci. 13(5), 629–637.
- Szilágyi, J., Kovács, Á. (2010) Complementary-relationship-based evapotranspiration mapping (CREMAP) technique for Hungary, Periodica Polytechnica - Civil Engineering, 54(2), 95-100.
- Szilágyi, J., Kovács, Á. (2011) A calibration-free evapotranspiration mapping technique for spatially-distributed regional-scale hydrologic modeling, Journal of Hydrology and Hydromechanics, 59(2), 118-130.
- Szilágyi, J., Kovács, Á., Józsa, J. (2011) A calibration-free evapotranspiration mapping (CREMAP) technique. In L. Labedzki (ed) Evapotranspiration. InTech, Rijeka, Croatia.
- Szűcs, P., Sallai, F., Zákányi, B., Madarász, T. (szerk.) (2009) Vízkészletvédelem. Bíbor Kiadó, Miskolc.

Verőné, W., M. (2012) Városi környezet vizsgálata távérzékelési adatok alapján. In: Albert L., Bidló A., Jancsó T., Gribovszki Z. szerk.: Városok öko-környezetének komplex vizsgálata a nyugat dunántúli régióban. NyME, Sopron.

Zsuffa, I. (1996) Műszaki hidrológia I., Műegyetemi Kiadó, Budapest.

10. INTERNETES HIVATKOZÁSOK

- [1] MODIS Weboldal: <http://modis.gsfc.nasa.gov/> (hivatkozva: 2013.11.03.)
- [2] Zala megye: <http://www.terport.hu/megyek/magyarorszag-megyei/zala-megye> (hivatkozva: 2013.11.03.)
- [3] Zala megye területrendezési terve, Egyeztetési dokumentáció, II. kötet (2010).
Letölthető: <http://www.terport.hu/teruletrendezes/teruletrendezesi-tervek/megyek/zala-megye-teruletrendezesi-terve> (hivatkozva: 2013.11.03.)
- [4] FORESEE adatbázis: <http://nimbus.elte.hu/FORESEE/> (hivatkozva: 2013.11.03.)
- [5] Kis-Balaton vízvédelmi rendszer:
<http://www.viziterv.hu/hu/kiemelt-projektek/kis-balaton-vizvedelmi-rendszer>
(hivatkozva: 2013.11.03.)
- [6] Magyar Földtani és Geofizikai Intézet: <http://www.mfgi.hu/> (hivatkozva: 2013.11.03.)
- [7] Központi Statisztikai Hivatal, Területi adatok – Zala megye:
http://www.ksh.hu/nepszamlalas/tablak_teruleti_20?lang=hu
(hivatkozva: 2013.11.03.)
- [8] Corine Land Cover (2006): <http://sia.eionet.europa.eu/CLC2006>
(hivatkozva: 2013.11.03.)
- [9] IPCC, Intergovernmental Panel on Climate Change weboldal:
<http://www.ipcc.ch/organization/organization.shtml#.Uo1CV9LdQsZ>
(hivatkozva: 2013.11.20.)
- [10] IPCC negyedik értékelő jelentése:
http://www.met.hu/doc/IPCC_jelentes/ipcc_jelentes_2007.pdf
(hivatkozva: 2013.11.20.)

11. MELLÉKLETEK

1. Melléklet: A részben vagy egészben Zala megyére eső nagy-, közép- és kistájak (Dövényi, 2010 nyomán). A félkövérrel szedett kistájak területének túlnyomó része Zala megyében található.

Nagytáj	Középtáj	Kistáj (kataszter kód)
Kisalföld	Marcal-medence	Marcal-völgy (2.2.11) Kemenesalja (2.2.12) Pápa–Devecseri-sík (2.2.13)
Nyugat-magyarországi peremvidék	Kemeneshát	Felső-Kemeneshát (3.3.12)
	Zalai-dombság	Felső-Zala-völgy (3.4.11) Kerka-vidék (Hetés) (3.4.12) Közép-Zalai-dombság (Göcsej) (3.4.13) Egerszeg–Letenyei-dombság (3.4.21) Principális-völgy (3.4.22) Zalaapáti-hát (3.4.23) Alsó-Zala-völgy (3.4.24) Zalavári-hát (3.4.25) Mura-bal parti sík (3.4.31)
Dunántúli-dombság	Balaton-medence	Kis-Balaton-medence (4.1.11) Keszthelyi-riviéra (4.1.17)
	Belső-Somogy	Nyugat-Belső-Somogy (4.3.13)
Dunántúli-középhegység	Bakony-vidék	Tátika-csoport (5.1.11) Keszthelyi-fennsík (5.1.12)

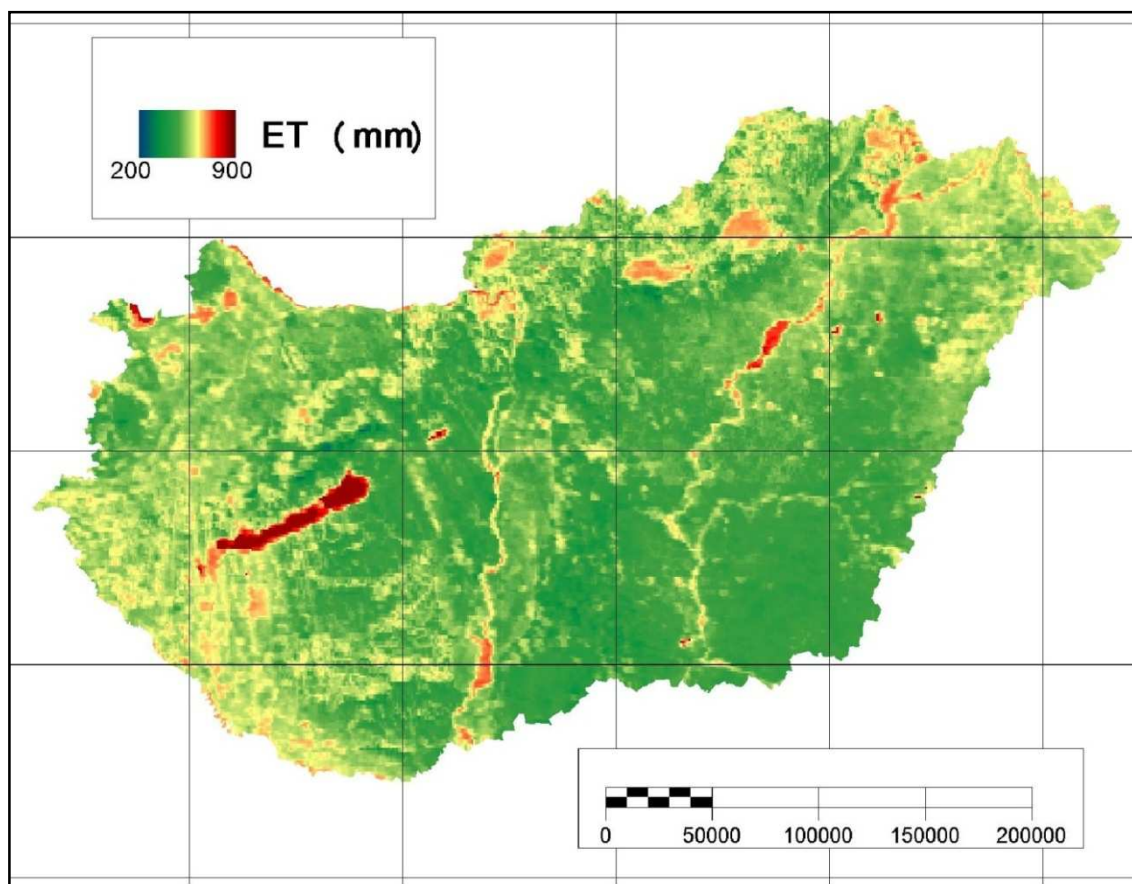
2. Melléklet: A Zala Pethőhenye határában 2013. 08. 18-án (kiszíves időszak).



3. Melléklet: A Hídvégi-tó 2013. 07. 18-án.



4. Melléklet: Magyarország többéves (2000-2008) átlagos aktuális párolgása (Kovács, 2011 nyomán).



5. Melléklet: Az α paraméter vizsgálata három éves mozgóátlaggal.

Időszak	α átlag	T átlag (°C)	P átlag (mm)
1999-2002	-1.98	11.72	600.01
2000-2003	-1.89	11.83	592.13
2001-2004	-1.81	11.37	634.98
2002-2005	-1.96	11.07	682.24
2003-2006	-1.80	10.84	745.98
2004-2007	-1.73	11.52	737.02
2005-2008	-1.68	11.94	684.96

