

SZEGEDI TUDOMÁNYEGYETEM  
Természettudományi és Informatikai Kar  
Geoinformatikai, Természet- és Környezetföldrajzi Tanszék  
Földtudományok Doktori Iskola

# **KISVÍZGYŰJTŐK VÍZMÉRLEGÉNEK VÁLTOZÁSA A VÁRHATÓ KLÍMAVÁLTOZÁS KÖVETKEZTÉBEN AZ ALFÖLDÖN**

Doktori (PhD) értekezés

**TRAN QUANG HOP**

Témavezetők:

Dr. Rakonczai János  
Emeritus professzor

Dr. Kozák Péter  
Egyetemi docens

Szeged  
2023

## TARTALOMJEGYZÉK

1. BEVEZETÉS.....	1
2. AZ ÉRTEKEZÉS CÉLKITŰZÉSEI .....	4
2.1. Módszertani célkitűzések .....	4
2.2. Gyakorlati célkitűzések .....	5
3. A KLÍMAVÁLTOZÁS ÉS HATÁSAI HAZÁNKBAN.....	6
3.1. A klímaváltozás és várható hatásai Magyarországon, különös tekintettel a vízgazdálkodásra.....	6
3.2. A klímaváltozás hatásai a gazdaságra és társadalomra .....	13
4. VÍZMÉRLEGKUTATÁSOK EURÓPÁBAN ÉS MAGYARORSZÁGON AZ ELMÚLT ÉVTIZEDEKBEN .....	15
4.1. Helyzetértékelés.....	15
4.2. Az EU Víz Keretirányelvek és az Országos Vízügytő-gazdálkodási Tervek .....	17
5. A HIDROLÓGIAI MODELLEK ÁTTEKINTÉSE .....	20
5.1. A folyamatalapú hidrológiai modellek .....	20
5.1.1. HEC-RAS .....	20
5.1.2. HEC-HMS.....	21
5.1.3. SWAT.....	22
5.1.4. PAWS.....	23
5.1.5. AQUAVEO (GMS, SMS, WMS) .....	23
5.2. Az integrált hidrológiai modellek.....	24
5.2.1. WEAP .....	24
5.2.2. MIKE SHE .....	24
5.2.3. PARFLOW .....	26
5.2.4. WateRisk.....	26
5.2.5. Integrated hydrologic model (InHM).....	27
5.2.6. Egyéb integrált hidrológiai modellek.....	28
5.3. A MIKE SHE modell alkalmazásának indoklása a modellek összegző értékelése alapján.....	29
6. A VIZSGÁLT TERÜLETEK ÉS A MÓDSZERTAN.....	30
6.1. A kutatás során vizsgált mintaterületek.....	30
6.1.1. A Dong-ér kisvízgyűjtő természeti földrajzi jellemzése.....	30
6.1.2. A Berettyó részvízgyűjtő természeti földrajzi jellemzői.....	32
6.2. Az alkalmazott modellek bemutatása .....	35

6.2.1. A MIKE SHE integrált hidrológiai modell .....	35
6.2.2. A MIKE Hydro River modell bemutatása .....	42
6.2.3. A MIKE NAM modell bemutatása .....	42
6.2.4. A modellek teljesítmény-alapú értékelése .....	43
6.3. Hidrológiai és hidrodinamikai modellek alkalmazása a felszíni adatok becslésére a hidrológiai analógia felhasználásával .....	44
6.3.1. A Fehértó–majsai kisvízgyűjtő bemutatása .....	46
6.3.2. A MIKE Hydro River hidrodinamikai modell kalibrálása és validálása .....	47
6.3.3. A MIKE NAM csapadék–lefolyás modell kalibrálása és validálása .....	48
6.3.4. A Dong-ér kisvízgyűjtő MIKE Hydro River és MIKE NAM szimulációinak összehasonlítása ..	49
6.4. A hidrodinamikai és csapadék–lefolyás modellek havi vízmérlegének összehasonlítása a statisztikai alapú vízkészlet-gazdálkodási vízmérlegekkel .....	50
6.4.1. Alapadatok .....	50
6.4.2. A vízügyi gyakorlatban alkalmazott vízkészlet-gazdálkodási vízmérleg számítási módszere ....	51
6.4.3. A hidrodinamikai és csapadék–lefolyás modellek havi vízmérlegének számítás módszere .....	52
6.4.4. A modellek alkalmazhatóságának értékelése .....	53
6.5. A modell paraméter-érzékenységi vizsgálatának módszertani fejlesztése .....	57
6.5.1. Módszertani előzmények .....	57
6.5.2. Az érzékenységi vizsgálat módszertani fejlesztése .....	58
7. A KUTATÁS SORÁN VIZSGÁLT MINTATERÜLETEK MODELLJEI .....	59
7.1. A Dong-ér kisvízgyűjtő .....	59
7.1.1. A Dong-ér kisvízgyűjtőre épített MIKE Hydro River modell .....	59
7.1.2. A MIKE SHE modell kalibrációja és validációja .....	59
7.1.3. A 2018. évi alap szimuláció eredményei .....	61
7.1.4. Az egyenletes és a részletes térbeli eloszlású talajjellemzőkkel felépített modellek összehasonlítása .....	63
7.1.5. A szélsőséges csapadékú évek (2000, 2012, 2014) szimulációinak eredményei .....	65
7.1.6. A forgatókönyv alapú hőmérséklet emelkedések szimulációja .....	69
7.2. A Berettyó részvízgyűjtő .....	71
7.2.1. MIKE Hydro River hidrodinamikai modell felépítése .....	71
7.2.2. MIKE Hydro River kalibrációja és validációja a hidrodinamikai paraméterek alapján .....	73
7.2.3. MIKE SHE modell kalibrációja és validációja .....	74
7.2.4. A 2018-as referenciaév szimulációjának eredményei .....	76
7.2.5. A MIKE SHE hidrológiai modell érzékenysége különféle felbontású digitális domborzat modellek használata esetén .....	79

7.2.6. A MIKE SHE modell érzékenysége az eltérő gyakoriságú meder-keresztzelvények esetén .....	81
7.2.7. Berettyó részvízgyűjtő eltérő adottságú részeinek vizsgálata .....	83
7.2.8. A vízmérlegi komponensek alakulása szélsőséges csapadékviszonyok esetén .....	86
7.2.9. A vízmérlegi komponensek alakulása szokatlanul száraz csapadékviszonyok esetén .....	88
7.2.10. A hidrológiai jellemzők és a Pálfai-féle aszályindex kapcsolata a Berettyó részvízgyűjtőn 2009 és 2018 között .....	90
7.2.11. Hőmérséklet-emelkedések hatására megváltozó vízmérlegek szimulációja .....	91
8. ÖSSZEGZÉS .....	94
9. SUMMARY .....	98
KÖSZÖNETNYILVÁNÍTÁS .....	102
IRODALOMJEGYZÉK .....	103
ÁBRÁK JEGYZÉKE .....	116
TÁBLÁZATOK JEGYZÉKE .....	118
RÖVIDÍTÉSEK JEGYZÉKE .....	120
MELLÉKLETEK .....	121



## 1. BEVEZETÉS

Napjainkban mind gyakrabban szembesülünk azzal, hogy a klímaváltozás korunk egyik legnagyobb kihívása. A tudósok már évtizedek óta egyre meggyőzőbben tények sokaságával támasztják alá a folyamatot (IPCC 1990–2022). Bár a globális környezetpolitika is már az 1990-es évek óta (Riói konferencia 1992, Kiotói Jegyzőkönyv 1997) fellép a kedvezőtlen változások megállítása érdekében, az elfogadott megállapodások erőtlének, a gyakorlatban „felpuhulnak”. A társadalom is inkább a filmvásznon szembesült először a klímaváltozás félelmetes következményeivel (pl. Holnapután...). Az utóbbi két évtizedben azonban egyre szaporodnak a figyelmeztető jelek. A biztosítási ágazat már az 1995-ös berlini klímakonferencián komolyan felvetette a klímaváltozás esetleges szerepét a megnövekedett számú természeti katasztrófában (Rakonczi, 2003), a napi hírekben pedig leginkább a szaporodó villámárvizek és nyári erdőtüzek jelzik a fokozódó veszélyt.

Miután a természeti folyamatok és az antropogén hatások következményei nagyon gyakran keverednek egymással, sokáig vitatható volt az ember meghatározó szerepének mértéke a klimatikus változásokban. A bizonytalanságra a politika is „rájátszott”. Ennek leglátványosabb példája az USA, ahol az utóbbi két évtizedben a mindenkor elnök környezettudatossága határozta meg az ország „hozzaállását”. Ezt szemléletes példákon mutatta be könyvében Al Gore (2006) – a később az IPCC-vel közösen béke Nobel-díjat kapott – alelnök. Sokáig vitatták, hogy a légkör növekvő széndioxid-tartalma és az emelkedő globális hőmérséklet között van-e ok-okozati kapcsolat. Az IPCC átfogó jelentései (1990–2022) meggyőzően támasztják alá a szoros kapcsolatot. Az elmúlt nyolcszázézer év jégmintáiból származó adatok szoros kapcsolatot mutatnak a globális léghőmérséklet és az üvegházgázok mennyisége között emberi hatások nélkül is. Ha azonban megnézzük a változásokat, az ember által is befolyásolt üvegházgázok mennyisége az utóbbi másfél évszázad során rendkívüli módon megnőtt. Példaként említhető a változások legfőbb okozójának tartott CO<sub>2</sub> mennyisége, ami a jégminták által vizsgált időszakban soha nem emelkedett 290 ppm fölé (in: Rakonczi, 2021), miközben az elmúlt 70 évben évente kb. 2,5-3 ppm-mel emelkedve 2023 májusában már elérte a 424 ppm-et<sup>1</sup>. Az üvegházgázok mennyiségének növekedése a légkör és a világóceán melegedését okozza. Az utóbbi bő évtized éve a legmelegebbek a szisztematikus mérések kezdete óta, továbbá, a 2010-es évtized átlaghőmérséklete közel 0,4°C-kal volt magasabb az azt megelőzőnél<sup>2</sup>. A növekvő hőmérséklet a jéggel borított területek csökkenésével jár (ami a világtenger 3–4 mm-es évi emelkedését okozza). Mivel a sarkvidéki területek hőmérséklet-emelkedése a globális átlagot meghaladja, a periglaciális területeken a talajfagy csökkenése a metán növekvő kibocsátásával is jár (ami tovább fokozza az üvegházhatást), de az infrastruktúrában is komoly károkat okoz. A világtenger melegedése pedig az egyik legváltozatosabb élőhelyforma környezetében, a korallzátonyokon okozott már eddig is hatalmas pusztításokat.

A klímaváltozás hatásai a szárazföldek a vízkészletében okoznak leginkább „kézzel fogható” problémákat. A Föld sok táján a változások szélsőségesebb csapadékeloszlást eredményeznek. A híradások rendszeresen beszámolnak rendkívüli árvizekről, fokozódó aszályról, kiürülő víztározókról, ivóvízhiányról, stb. Ezeken az eseményeken keresztül a Földünk lakosságának jelentős része a saját bőrén tapasztalja meg a klímaváltozás hatásait. Igaz, ezekben az eseményekben is keverednek a természetes és az antropogén hatások. A nagy árvízi katasztrófák zömében alig vitatható a természeti tényezők dominanciája. Nagyon tanulságos azonban, hogy miközben az ember próbálja uralma alá vonni a természetet, az utóbbi évtizedek vízhiányos nagy

---

<sup>1</sup> <https://www.co2.earth/>

<sup>2</sup> <https://www.climatecentral.org/gallery/graphics/top-10-warmest-years-on-record>

kríziseinek (legalább átmeneti) megoldásaiban is többnyire a természet jó szándékú segítségére volt szükség. Így volt ez például a 2010-es évek sok éves kaliforniai aszálya, vagy Fokváros 2018-as vízkézise esetén is.

Az európai országok, és így Magyarország is szélsőséges éghajlati jelenségekkel néz szembe, amelyekben a hőmérséklet emelkedése súlyosbítja az aszályt és növeli a vízigényt (NÉS-2, 2018; Európai Bizottság, 2023). Hazánk esetében a Duna–Tisza közti talajvízszint-csökkenés irányította rá a figyelmet a klímaváltozás és a vízkészletek közötti szoros kapcsolatra. A problémáról közel három évtizede készült átfogó értékelés (Pálfai, 1994) még az „időjárást” jelölte meg a talajvíz csökkenésének legfontosabb természeti okaként (a változások felét tulajdonítva annak), így inkább egy rövidebb időtávú klimatikus hatást feltételezve. A tanulmánykötetben és több szakcikkben számos antropogén tényezőt (belvízelvezetés, erdősítés, rétegvíz-kitermelés, talajvíz kivétel stb.) is felelőssé tesznek a kialakult vízhiányért. Nagyon tanulságos, hogy valamennyi kutatásba bekapcsolódó szakterület logikusan érvelt, de eredményeik sokszor különböző irányúak voltak. Az antropogén hatások szerepét leginkább (Szilágyi és Vörösmarty, 1993) hangsúlyozza, amikor kb. 70%-ot tulajdonítanak a változásokban a rétegvíz-kitermelésnek (ma már tudjuk, hogy ebben tévedtek). Az utóbbi években Magyarország sikeres beruházás-ösztönzésnek köszönhetően, jelentősen megnőtt a nagy volumenű ipari fejlesztések száma (Magyarország Kormánya, 2021). Ide sorolhatók a debreceni és az iváncsai akkumulátorgyárak, illetve az ezeket kiszolgáló ipari, kereskedelmi és logisztikai létesítmények építése. Az akkumulátorgyárak tiszta vízigénye naponta körülbelül 10–20 ezer m<sup>3</sup>, ami hatalmas nyomást gyakorol az adott terület vízkészletére<sup>3</sup>.

A klímaváltozás meghatározó szerepe a jelentős talajvízkészlet-csökkenésben akkor lett bizonyítható, amikor térinformatikára alapozott vizsgálatokkal a vízkészletek havi részletességű elemzésére is sor került (Rakonczai és Fehér, 2015; Tran Q. H. et al., 2022). Ezek az újszerű, módszertanilag fontos elemzések több kérdést is tisztáztak. Talán a legfontosabb, hogy a klimatikus hatások egy év alatt nagyobb mértékben képesek változtatni a tájegység vízkészletét (pozitív és negatív irányban is), mint például a Duna–Tisza közén a rétegvíz-kitermelés negyven év alatt. Egy másik fontos eredmény, hogy a felszín alatti vízkészlet átrendeződéseknek (felszín alatti lefolyás) jóval nagyobb szerepe van, mint korábban feltételezhető volt. Rakonczai és Fehér (2015) Magyarország mintegy 2/3-ra kiterjedő (ott, ahol talajvíz nagyobb területen előfordul, illetve a nagyobb hidrológiai egységeket területileg is tagolva) elemzése rámutatott arra, hogy a klímaváltozás hazánkban leginkább a vízkészletek változásán keresztül fejt ki hatását.

A 2022-es évben – amelyet történelmi aszályként tarthatunk számon – a Duna–Tisza köze déli részén a napfénytartam éves értéke elérhette a 2450–2500 órát (OMSZ, 2023). Az aszály időtartama és súlyossága növeli az evapotranszspirációt, ezáltal csökkenti a felszíni vízkészletet és a talajnedvességet. Így a mezőgazdasági szektornak nagyobb vízmennyiségre van szüksége. Ez sokkal nehezebbé teszi a víz kielégítő mértékű eloszlását a társadalmi tevékenységek és az egyéb gazdasági szektorok kiszolgálására. Mindemellett, fenntartani szükséges a létfontosságú ökológiai vízhozamot a vízfolyásokban. A korlátozottan rendelkezésre álló vízkészletek miatt – az elméletben és a valóságban egyre gyakrabban tapasztaljuk a vízkészletek korlátozottságát – könnyen a fenntartható fejlődés tényezői (társadalmi, gazdasági és környezeti) közötti összeegyeztethetlenséghez vezethet, ami regionális és lokális szinten vízkonfliktusok kialakulását eredményezheti.

A VKI 5. cikkelye előírja a felszíni vízkészletek folytonos nyomon követését és elemzését. A II. melléklet „A terhelések meghatározása” témakörben a következőképpen fogalmaz: „A jelentős

---

<sup>3</sup> <https://www.vg.hu/vilaggazdasag-magyar-gazdasag/2023/02/debreceni-kinai-akkumulatorgyar-kiderult-az-igazsag-a-vizigenyrol>

*vízkormányzási szabályozások meghatározása, beleértve a vízátervezéseket és eltereléseket, az általános áramlási jellemzőkre és a vízmérlegekre gyakorolt hatásának becslése és meghatározása*”. Tehát bármilyen vízkormányzással kapcsolatos intézkedés esetében figyelembe kell venni a vízmérlegre gyakorolt hatásokat is. Láng (2016) az XXXIV. Országos Hidrológiai Vándorgyűlés debreceni konferenciáján (ekkor még az Országos Vízügyi Főigazgatóság műszaki főigazgató-helyetteseként) bemutatta a hazai vízkészletgazdálkodás legfontosabb céljait, kiemelve a vízmérleg előállítás fontosságát. Lényegében az informatikai fejlődés adta lehetőségeket javasolta felhasználni a vízkészlet-gazdálkodás tervezésében, gyakorlatában.

A fentiek miatt különösen fontos a felszíni és felszín alatti vízkészletek és a vízgyűjtőkre vonatkozó vízmérlegek meghatározása, a klímaváltozás vízkészletekre gyakorolt egyre szélsőségesebb hatásainak hatékony kezelése érdekében pedig létfontosságú. Az éghajlatváltozás várható negatív hatásait a vízgazdálkodás területén egyértelműen és konkrétan azonosítani kell, hogy alkalmazkodási megoldásokat lehessen javasolni a víztől függő ökoszisztémákkal kapcsolatos kockázatok minimalizálására. A vízgyűjtő szintű vízmérlegszámítás hatékony eszköznek mutatkozik a különböző vízvisszatartási, tározó rendszer létesítési tanulmány tervek elbírálásában is (Európai Bizottság, 2015).

Szöllősi-Nagy (2022) szerint, míg a modern időkig a víz alakította a civilizációt, addig a jövőben az emberi tevékenységek alapvetően határozzák majd meg a hidrológiai folyamatokat. A klímaváltozáshoz való alkalmazkodás hazai hatékonysága jelentősen függ attól, hogy hogyan tudjuk felmérni minél részletesebben tájaink vízmérlegét a jövőben várható klimatikus hatások függvényében. A dolgozatban bemutatott kutatásaim eredményeivel ehhez szeretnék segítséget adni.

## 2. AZ ÉRTEKEZÉS CÉLKITŰZÉSEI

Az utóbbi két évtized hazai kutatásai feltárták, hogy a klímaváltozás leginkább a csapadékviszonyok változásain keresztül hat a természetes tájra és a mezőgazdasági termelésre (Kovács F., 2006; AGRATér, 2015; NÉS-2, 2018; Somfalvi-Tóth, 2020; Árvai et al., 2023). A szélsőségesebbé váló csapadék rövidebb időtávon (néhány nap) villámárvizek formájában, középtávon (néhány hét, esetleg hónap) belvizekkel, hosszabb időszak (több hónap vagy év) során pedig aszályként hat életünk minden szegmensére, gazdálkodásunkra. A csapadék évi eloszlásában szélsőségeket tapasztalhatunk. Az utóbbi évtizedekben az éves középhőmérséklet országos átlaga jelentősen emelkedett. A csapadékban pedig nagy szélsőségek alakultak ki, de az országos átlagok is nagyon megtevesztőek lehetnek. A 2022-es év a mezőgazdasági termelés szempontjából nagyon aszályos volt, de a 497 mm-es átlagos évi csapadékmennyiséggel csak a 17. legszárazabb évnek bizonyult 1901 óta<sup>4</sup>. A látszólagos ellentmondás oka, hogy a mezőgazdasági termelést már nem befolyásoló – szeptemberi és decemberi átlagot jelentősen meghaladó – csapadék elfedte az év nagy részének csapadékhiányát. Ezen túlmenően a csapadék területi megoszlása is nagy különbségeket mutatott. Az Országos Meteorológiai Szolgálat (OMSZ) szerint 2022 volt Magyarország történelmének harmadik legmelegebb éve. A megváltozó körülmények hatására csökken a folyók és a kisebb vízfolyások vízszállítása, amit a felvízi víztározók vízviasszatartásai tovább fokoznak. A 2023-as év elején megfordult a csapadékeloszlás helyzete. A 2023. év januárjában nagy esőzések miatt több folyó (a Bodrog, a Sajó, az Ipoly, a Tarna, a Zagyva) és számos patak áradt az ország északkeleti részén. 2023. június első két hetében heves esőzések miatt villámárvíz alakult ki Heves vármegyében<sup>5</sup>. Valószínűsíthetjük tehát, hogy a jövőben a csapadék, és ezáltal a hidrológiai rezsimben végbemenő folyamatok térbeli és időbeli eloszlása sokkal kiszámíthatatlanabbá válik.

A magyar vízügyi ágazat az utóbbi időben egyre inkább törekszik arra, hogy a tájainkban maradó és ide érkező vízkészleteket vízviasszatartással, tározási megoldásokkal nagyobb hatásfokkal hasznosítsa. Azonban a rendelkezésünkre álló vízkészletek hasznosíthatósága nagyban függ a klimatikus tényezőkön túl a domborzati-, a hidrológiai-, a talajtani adottságoktól, a vegetációtól és az emberi tevékenységektől is. *Ahhoz, hogy a korlátozottan rendelkezésünkre álló természetes vízkészletet a jövőben optimálisan és fenntarthatóan tudjuk hasznosítani fontos a klímaváltozás hatásainak minél részletesebb értékelése, területi és időbeli felbontásban egyaránt. Ehhez az integrált hidrológiai modellek adhatnak segítséget.* Az értekezés az egymástól eltérő természeti adottságú Dong-ér kisvízgyűjtő és a Berettyó részvízgyűjtő hidrológiai és vízmérlegi változásait vizsgálja a klímaváltozás eredetű hatások és a modell beállítási hatótényezőknek tükrében. A dolgozat – a földtudomány széles spektrumát felhasználva és a hidrológiai modellek által nyújtott lehetőségekkel – az alábbi módszertani és gyakorlati eredményeket taglalja. Reményeim szerint a bemutatott modellezési módszertan más hazai kisvízgyűjtőkön is alkalmazható lesz a jövőben.

### 2.1. Módszertani célkitűzések

- a. Mivel a csapadék és hőmérsékleti adatokon túl egyéb vízforgalmi adatokkal alig rendelkezünk, célom a rendelkezésre álló hidrológiai és hidrodinamikai modellek alkalmazásával és a hidrológiai analógia (a párhuzamos vízgyűjtő módszer) alapján történő modellezések összedolgozásával a hidrológiai adatok (pl. kisvízfolyások vízállása, vízhozama) leképezésére, ami hatékonyan alkalmazható módszert nyújthat az adathiányos

---

<sup>4</sup> [https://met.hu/eghajlat/magyarorszag\\_eghajlata/eghajlati\\_visszatekinto/elmult\\_evek\\_idojarasa/](https://met.hu/eghajlat/magyarorszag_eghajlata/eghajlati_visszatekinto/elmult_evek_idojarasa/)

<sup>5</sup> <https://www.katasztrofavedelem.hu/29/hirek/276068/aldozatokat-szedett-a-villamarviz-hevesben>

területek vízgyűjtő-szintű modelljeinek felépítése során, lehetővé téve ezáltal a hidrológiai körforgás elemzését, és szélesebb spektrumú értékelését.

- b. Céлом bemutatni az érzékenységi vizsgálat új módszerének – az *integrált one-at-time* – kidolgozását az *one-at-time* módszer hátrányainak kiküszöbölésére. Ennek felhasználásával meg kívánom határozni, hogy a különböző klimatikus hatásokra és a különböző részletességű adatokra (talajjellemzők részletessége, digitális domborzatmodell felbontása, vízfolyások keresztmetszvény-sűrűsége) mennyire érzékenyek a területi vízmérlegek különböző komponensei, azaz a bemeneti adatok (kiemelten a hőmérséklet és a csapadék) változása milyen hatással van a területi vízmérleg komponenseire.
- c. Végül, a fent említett eljárások alkalmazhatóságát a modellezett és a statisztikai módon levezetett (hagyományos) vízmérleg eredmények összehasonlításával igyekszem igazolni az általam részletesen vizsgált két terület, a Dong-ér kisvízgyűjtő és Berettyó részvízgyűjtő példáján.

## 2.2. Gyakorlati célkitűzések

A gyakorlati központú kutatásaimat az Alföld két kistáján – Dong-ér kisvízgyűjtője és a Berettyó vízgyűjtő hazai területe – végeztem. A Dong-ér kisvízgyűjtőre vonatkozóan 2019-ben a DHI Hungary Kft az ATIVIZIG finanszírozásával egy tanulmányt elkészített, amelyben MIKE SHE-vel, mint osztott paraméterű, integrált hidrológiai modellel vizsgálja a Dong-éri vízgyűjtőn megjelenő belvizek keletkezését, összefüggéseit és hatásait (Nagy et al., 2019). A tanulmány tapasztalataiból kiindulva a jelen dolgozatban a két részvízgyűjtőt hidrológiai és vízmérlegi aspektusból, a korábbiaknál jóval komplexebb szempontok szerint vizsgáltam a MIKE SHE modell továbbfejlesztésével. Célom volt a területi vízmérleg, illetve egyes hidrológiai összetevők meghatározása az alábbi szempontok figyelembevételével:

- a. Alap vagy referencia-időszak szimulációja a 2018-as évre;
- b. A Dong-ér kisvízgyűjtőre és a Berettyó részvízgyűjtőre az integrált hidrológiai modell felépítése, kalibrálása és validálása, illetve a kapott szimuláció eredmények feldolgozása és értelmezése;
- c. Különböző részletességű talajjellemzőkkel felépített, integrált hidrológiai modellek szimulációja és összehasonlítása;
- d. A digitális domborzatmodell felbontásának érzékenységi vizsgálata;
- e. A szimuláció érzékenységének vizsgálata a vízfolyások keresztmetszvényeinek egymástól vett távolságának függvényében;
- f. A szélsőségesen aszályos és csapadékos klimatikus viszonyok éves szintű szimulációja;
- g. Az éghajlati forgatókönyvek szerinti hőmérséklet emelkedések szimulációja;
- h. A lefolyási és vízmérlegi eredmények összehasonlítása a Pálfai-féle aszályindex-szel.

Kutatásaimmal egy átfogó, komplex és integrált hidrológiai modellezéssel szeretném segíteni a területi vízkészlet-gazdálkodást a vizsgált mintaterületeken. Az érzékenységi vizsgálatok pedig nagyban javíthatják a későbbi kutatások hatékonyságát. Ezen kívül, amennyiben be tudom azonosítani az egyes éghajlati elemek változásának következményeit, illetve az egymást követő évek hidrológiai paraméterei és a Pálfai-féle aszályindex közötti összefüggést, akkor sokkal egyszerűbben fogunk tudni prognózisokat készíteni a lefolyás és a vízmérleg változás mértékére. Emellett az adatsűrűség egyes elemeinek (talajjellemzők részletes leírása, domborzati modell felbontása, keresztmetszvények közötti távolság) vizsgálatával a modellezéshez szükséges hatékony adatgyűjtésre (szükséges és elegendő mennyiségű adat, helyettesítő információk) adhatunk iránymutatást, megkönnyítve ezáltal további vízgyűjtők értékelését.

### 3. A KLÍMAVÁLTOZÁS ÉS HATÁSAI HAZÁNKBAN

#### 3.1. A klímaváltozás és várható hatásai Magyarországon, különös tekintettel a vízgazdálkodásra

A klímaváltozás következményeinek kiemelt és összetett szerepe van Magyarországon (Bartholy és Pongrácz, 2013). Az ezzel kapcsolatos kutatási munkákat az MTA koordinálásával a VAHAVA projekt indította el (Láng et al., 2007). A projekt kutatási eredményei és az IPCC következtetései alapján elkészült Magyarország első klímastratégiája, melyet az országgyűlés 2008. március 18-án fogadott el. 2018-ra elkészült a második Nemzeti Éghajlat-változási Stratégia (NÉS-2), amely kijelöli a 2018–2030-as közötti időszakra vonatkozóan a hazai klímapolitika legfőbb irányait és kitekintést is nyújt a 2050-ig tartó időszakra.

Az éghajlatváltozás szélsőségeinek megnyilvánulásai megváltoztatják a hidrometeorológiai folyamatokat, ami olyan szélsőséges időjárási jelenségekhez vezet, mint az aszályok, az árvizek és a hegyvidékeken a villám árvizek. Ezek a jelenségek egyre gyakrabban fordulnak elő, egyre nehezebben lehet azokat előre jelezni, és közvetlenül/közvetetten érintik a hazai vízgazdálkodást.

##### 3.1.1. Hőmérséklet

Magyarország hőmérsékleti viszonyai jól követik a globális éghajlatváltozás tendenciáját (Lakatos et al., 2021; Rakonczai, 2021). A prognózisok szerint az ezredfordulót megelőző és az azt követő években Magyarország éghajlata melegebbé és szárazabbá vált, ezt a tényt az OMSZ elemzései is alátámasztják<sup>6</sup>. Az 1. ábrán látható, hogy az elmúlt 120 évre vonatkozóan a hőmérséklet tendenciájának emelkedése hazánkban átlagosan +1,38°C-nak adódik, ami jelentős változást jelent. Ez kissé meghaladta a világátlagot, de az európai trendbe illeszkedik (Lakatos et al., 2021). Az országon belüli hőmérséklet-változás legalább +1,25°C és legfeljebb +1,63°C volt<sup>7</sup>. Az elmúlt 40 évet vizsgálva azonban a hőmérséklet-emelkedés trendvonala meredekebb, és körülbelül +2°C-os növekedést mutat (1. ábra). A szélsőséges hőmérsékletekben bekövetkezett változások azt mutatják, hogy az éghajlatváltozás hatására a melegedéssel kapcsolatos szélsőségek egyértelműen gyakoribbá válnak térségünkben. Az évszakos változásokat tekintve leginkább a nyári időszakban lett melegebb, országos átlagban mintegy +2°C-kal, de a Mecsek környékén több, mint +2,4°C-kal; a középső Dunamenti régió és a keleti országrész pedig +2°C-ot meghaladó mértékű melegedést mutat nyáron (NÉS-2, 2018). A hőmérséklet-emelkedés azt is jelenti, hogy arányosan nő az evapotranszspiráció útján távozó vízmennyiség, ami a vízmérlegben lényeges csökkenést eredményez.

A hőmérsékletre vonatkozóan egyik legfontosabb mutató a forró napok száma ( $T_{\max} \geq 35^\circ\text{C}$ ). A legtöbb hőhullámos nap a déli, délkeleti országrészben fordult elő (ahol a vizsgált mintaterületek találhatók), ott nagyobb területen meghaladta a 30 napot ez az érték. Szegeden, a „napfény városában” 1901–2021 között a forró napok száma emelkedő trendet mutat, számszerűen +4 nap/121 év<sup>8</sup>. Az 1901 óta (121 év alatt) a hőség napok száma 17-tel nőtt, a fagyos napok száma pedig 19-cel csökkent<sup>7</sup>, ami bizonyítja a térségünkben az emelkedő hőmérsékletet. A klímaváltozás fontos szerepet játszik a hőhullámok mértékének és gyakoriságának szabályozásában (Mezősi et al., 2020).

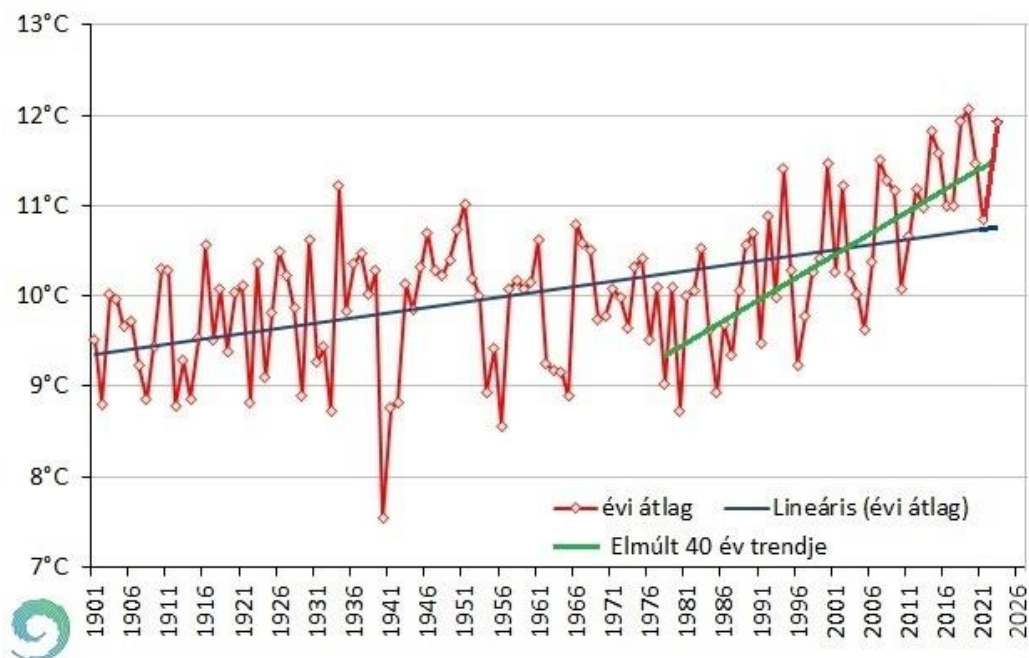
---

<sup>6</sup>[https://www.met.hu/eghajlat/eghajlatvaltozas/megfigyelt\\_hazai\\_valtozasok/homerseklet\\_es\\_csapadektrendek/felhasznalt\\_adatok/](https://www.met.hu/eghajlat/eghajlatvaltozas/megfigyelt_hazai_valtozasok/homerseklet_es_csapadektrendek/felhasznalt_adatok/)

<sup>7</sup>[https://www.met.hu/eghajlat/magyarorszag\\_eghajlata/eghajlati\\_visszatekinto/elmult\\_evek\\_idojarasa/](https://www.met.hu/eghajlat/magyarorszag_eghajlata/eghajlati_visszatekinto/elmult_evek_idojarasa/)

<sup>8</sup>[https://www.met.hu/eghajlat/eghajlatvaltozas/megfigyelt\\_hazai\\_valtozasok/hosegindexek/](https://www.met.hu/eghajlat/eghajlatvaltozas/megfigyelt_hazai_valtozasok/hosegindexek/)





1. ábra. Az évi középhőmérséklet 1901 és 2021 között Magyarországon (az OMSZ adatainak felhasználásával)

A meleg nyári napokban fokozottan jelentkezik a nagyvárosokban a lokális mikroklimatikus jelenség, a városi hősziget hatása. A gyors felszíni lefolyások eredőjeként és a mikroklima melegebbé válása következtében csökken a relatív páratartalom (Gulyás és Kiss, 2007). Gál et al. (2021) megállapították, hogy a trópusi (túl meleg) éjszakák ( $T_{\min} \geq 20^\circ\text{C}$ ) száma növekedő tendenciát mutat a belvárosi területeken. Unger et al. (2021) ábrával szemléletesen mutatják Szeged különböző területeinek a közeljövő időszakára (2021–2050) számított trópusi éjszakák számait a szélsőséges éghajlatváltozás forgatókönyvek (RCP4.5 és RCP8.5) szerint. A túlmelegedő időszakokban növekszik az evapotranszpiráció, a kommunális és egyéb gazdasági szektorok vízigénye, amely ezáltal terheli a vízkészletet. Unger (2011) több alföldi város példáján bemutatta, hogy a városi hősziget mérete és hatása a települések nagysága és szerkezete alapján nagyon különböző lehet. A hőhullámok és a városklíma hatásait elsősorban az emberek egészségének oldaláról vizsgálják, de lényeges a természeti környezet kitettsége és alkalmazkodó képessége szempontjából is (Uzzoli et al., 2019), mert a hőmérséklet-emelkedés hatására növekszik a kommunális vízigény, ami elegendő és megfelelő minőségű vízszolgáltatást igényel. A településekben megjelenő hőtöbblet miatt lerövidül a település közeli külterületében lévő hóborítottság ideje, ezáltal meghosszabbodik a vegetációs időszak és megváltoznak a fenológiai fázisok (Unger, 2010). A tartós hőhullámok fokozzák az evapotranszpirációt, ami jelentős szerepet játszik a vízmérleg romlásában. Az urbanizáció része a talaj fedése valamilyen építőanyaggal, például betonezés, aszfaltozás, térkövezés, stb, ami csökkenti a talajba történő szivárgás mennyiségét (talajtömörödés), ezáltal a talajban tárolt vízmennyiség jelentősen csökken.

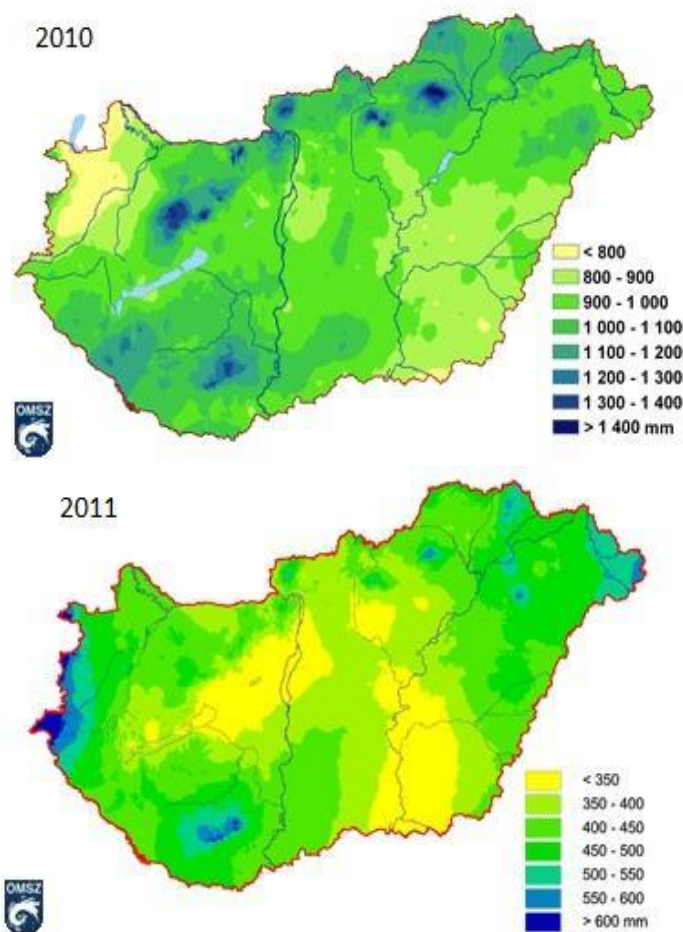
2000-ben hatályba lépett az Európai Unió Víz-keretirányelve, melynek egyik kiemelkedő követelménye a vizek „jó állapotának” elérése. A klímaváltozás miatt bekövetkező vízkészlet-változások megnehezítik a készletek jó állapotának biztosítását. Ezért Magyarország megújított 3. Vízgyűjtő-gazdálkodási Terve (OVF, 2022) külön is foglalkozik az éghajlatváltozás következményeinek kezelésével. A Föld éghajlata az ipari forradalom kezdete óta több, mint  $1,1^\circ\text{C}$ -kal melegebbé vált (WMO, 2020). Az éghajlatváltozáshoz való alkalmazkodásban kulcsfontosságú szerepet játszik a vízproblémák kezelése, így csökkenthetők a vízzel kapcsolatos

események negatív hatásai. Ezenkívül a fenntartható vízkészlet-gazdálkodás létfontosságú tényező az éghajlatváltozás csökkentésére irányuló döntések és intézkedések meghatározásában.

### 3.1.2. Csapadék

A csapadék az az éghajlati változó, amely a hőmérsékletnél jóval nagyobb változékonyságot mutat, időben és térben egyaránt. Miközben a világ egyik részén nagy esőzések vannak, addig másfelé hosszantartó aszályok károsítják a mezőgazdasági termelést. Például a 2022-es évben rendkívüli aszály sújtotta a magyar agráriumot, a tenyészedőszakban a csapadékmennyiség mindössze egyharmada volt az átlagnak<sup>9</sup>, miközben Pakisztán térségben pusztító áradások súlyos emberáldozatokat és gazdasági károkat követeltek<sup>10</sup>.

Magyarországon a csapadék tér- és időbeli eloszlása szélsőséges, melynek legszemléletesebb példáját a 2010-es (959 mm) és 2011-es (407 mm) évek mutatják (2. ábra). Az elmúlt 31 év (1991–2022) enyhe csökkenő trendet mutat (3. ábra). Statisztikai számítás szerint a szórás körülbelül 115. Tehát az 1991–2022 időszakra vonatkozóan az értékek átlagosan 115-tel térnek el az évi csapadékösszeg számtani átlagtól (607 mm). Az elmúlt 31 évre vonatkozóan a csapadékösszegek jelentős része az 492 mm és 722 mm között változik. Ez viszonylag nagy szórásnak mondható.



2. ábra. Az évi csapadék területi eloszlása hazánkban 2010-ben és 2011-ben (Forrás: OMSZ)

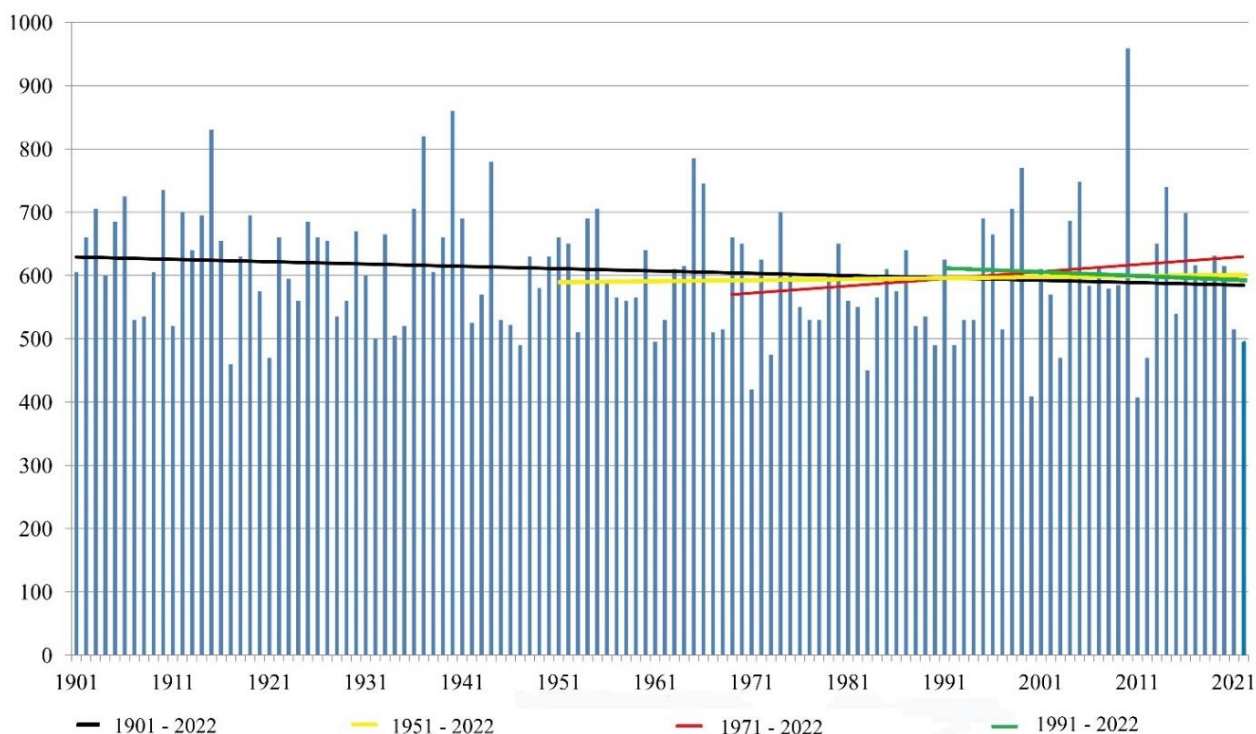
Ha az országos csapadékátlagokat idősorosan vizsgáljuk 1901 és 2022 között (3. ábra), akkor azt láthatjuk, hogy az országos területi csapadékátlag körülbelül 600 mm, legnagyobb mennyiség

<sup>9</sup> <https://index.hu/belfold/2023/03/23/idojaras-2022-szarazsag-homerseklet-aszaly/>

<sup>10</sup> <https://www.origo.hu/gazdasag/20220916-aradas-arviz-termeszeti-katasztrofa-oroszag-kockazat.html>



959 mm, a legkisebb pedig körülbelül 407 mm, ráadásul egymást követő években (2010 és 2011). Ha megnézzük az elmúlt 120 év csapadék trendjét, azt látjuk, hogy a csapadék mennyisége 40 mm-rel csökken, de 1950-től napjainkig a trendvonal nem változik. Az utóbbi 50 év trendje növekedést, de ezen belül a legutolsó 30 év már újra enyhe csökkenést mutat. A csapadék változásának megítélését jelentősen befolyásolja tehát a vizsgálati időszak megválasztása, melytől függően akár ellentétes tendenciák is kimutathatók. Az utóbbi évtizedekben a növekvő csapadékmennyiség egyre nagyobb szélsőségekkel jelentkezett. A szélsőségesen nagy csapadékok árvizet, belvizet okozhatnak, és ezek a vízkészletek vagy gyorsan természetes módon távoznak, vagy a gazdasági károk megelőzés érdekében elvezetésre kerülnek. Így a szélsőségesen nagy csapadékok vízkészletének egy része nem hasznosul. A szárazabb időszakban viszont megjelenik az aszály (10 évente átlagosan 4 év súlyosan aszályos), amely kedvezőtlenül érinti a társadalmi-gazdasági tevékenységeket, különösen súlyos károkat okoz a mezőgazdaságban.



3. ábra. Az évi csapadékösszeg és néhány időszak trendje 1901 és 2022 között Magyarországon (OMSZ adatainak felhasználásával)

A 2022-es év abból a szempontból volt érdekes, hogy a csapadék térbeli és időbeli eloszlása szélsőségesen alakult. Az OMSZ homogenizált, interpolált adatai alapján meghatározta a csapadék térbeli eloszlását: az ország délnyugati részén hullott a legtöbb csapadék ( $\geq 650$  mm) mutatott, míg a Tisza-völgy déli egyharmada volt a legszárazabb, ahol 350 mm körüli csapadék hullott<sup>11</sup>. Az alföldi területeken 350–400 mm körüli értéket mutatott, a Dunántúli-középhegységben és az Északi-középhegységben átlag (550 mm) körüli csapadék volt tapasztalható. A csapadékeloszlás szélsősége abban is látszik, hogy a legkisebb csapadéku szolnoki mérőállomás és a legcsapadékosabb Zala megyei település között több, mint 2,5-szörös különbség alakult ki. A szélsőséges időbeli eloszlás abban mutatkozott, hogy a 2022-es év első negyedévében rendkívül szárazság volt, amíg az év utolsó 4 hónapjában egymást követő szélsőséges csapadéku hónapok voltak<sup>11</sup>. A szélsőségesség 2023 januárjában folytatódott, ez volt a 2. legmelegebb és ugyanakkor

<sup>11</sup> [https://www.met.hu/eghajlat/magyarorszag\\_eghajlata/eghajlati\\_visszatekinto/elmult\\_evek\\_idojarasa/](https://www.met.hu/eghajlat/magyarorszag_eghajlata/eghajlati_visszatekinto/elmult_evek_idojarasa/)

a legcsapadékosabb is 1901 óta. A szokásos mennyiségnek körülbelül a két és félszerese hullott<sup>12</sup>. 2023-ban a májusi és júniusi hónapokban az ország több településén villámárvizek okoznak jelentős pusztítást. Ilyen körülmények között szükség van a vízkészletekkel való hatékony gazdálkodásra. A cél az időszakos többlet vizek hasznosítása és tárolása, hogy ebből a vízhiányt pótolhassuk. A megvalósításához fontos segítség lehet a területi vízmérlegek meghatározása, ami dolgozatom legfontosabb célja.

### 3.1.3. Felszíni vízkészlet

Az éghajlati adottságok és a vízkészletek mindig szerves kapcsolatban állnak egymással. Magyarország elméletben rendelkezik elegendő vízkészlettel, de a felszíni vizeink 95%-a külföldről érkezik. Ez a folyóinkon évente, körülbelül 112–114 km<sup>3</sup> vízmennyiségnek felel meg (OVF, 2022). A nyári félévben a megemelkedett hőmérséklet és a csökkenő trendet mutató csapadék hatására csökkenni a folyók, tavak, víztározók vízkészletei. A klímaváltozás hatására az éven belüli változás azt mutatja, hogy a téli lefolyás nő, a nyári időszakban pedig a kisebb vízhozam tartós alacsony vízállást eredményez. Ennek egyik társadalmi vonatkozása lehet, hogy például a Duna állandósuló nyári kisvizei a közeljövőben lényegesen befolyásolhatják a jelenleg is bővítés alatt álló Paksi Atomerőmű üzemrendjét. Másfelől a csökkenő vízhozamok egyre kisebb öntözővíz-készletet jelentenek a jövőre nézve, például a jelenleg beruházás alatt álló Civaqua projekt tiszai vízkészletére. A kis vízfolyásokban akár tartós alacsony vízállást is megfigyelhetünk (2022. évben Tarna, Zagyva, Hármas-Körös a békésszentandrási duzzasztó alatt). Mindez tovább súlyosbítja az aszálykárokat.

A jelentős csapadékhiány az állóvíz-készleteinkre is komoly hatással van, mint ahogyan azt 2022 nyarán a Velencei-tó vízkrízise során is láthattuk. A felsorolt példák is mutatják, hogy rendszeresen alakulnak ki szűk keresztmetszetek a felhasználható vízkészletekben. A vízfolyásoktól távolodva mind a felszíni, mind a felszín alatti hasznosítható vízkészletek kihasználtsága egyre növekszik.

A Parlament Költségvetési Tanácsának megbízásából a Hétfa Kutatóintézet Kft. (2019) által készített elemzés vezetői összefoglalójának 7-es pontja alapján: „*A felszíni és a felszín alatti vízkészletekkel való gazdálkodás körében a fenntarthatóság szempontjait szem előtt tartva a lakossági szükséglet kielégítésén felül a minél nagyobb gazdasági hasznosságot eredményező vízhasználatokat érdemes előtérbe helyezni*”. A rendelkezésre álló vízkészletek növelése – az éghajlatváltozás hatásainak mérséklése, és a közösségek ellenálló képességének fokozása – érdekében ezeken a területeken intézkedéseket hoztak, többek között a tározást és az átvezetést. Azonban az ilyen intézkedéseket nem egyszerű kivitelezni, és sok esetben csak a létesítésük után derült ki nem megfelelő hatékonyságuk. Ezért egyre nagyobb igény van a megvalósíthatósági tanulmányokban a vízmérleg számításokra.

### 3.1.4. Talajvíz

Több kutatás bizonyította (Fehér és Rakonczai, 2019; Szalai és Nagy, 2020), hogy a tájak vízgazdálkodásában a talajvíz változásai sokkal jobban mutatják a klimatikus változások hatásait, mint a csapadék. A talajvízkészletben történő változások a csapadék térbeli és időbeli eloszlásának, evapotranszpirációnak és az antropogén hatásoknak a függvénye (OVF, 2022). Így az éghajlatváltozásnak a talajvíz-készletekre gyakorolt hatásai az ország egyes területein eltérően nyilvánulnak meg. Az alföldi területeken az antropogén hatások nyomán jelentősen csökkent a talajvízszint (Kozák, 2020b). A Dél-Tiszántúlon és az Északi-középhegység magyarországi

---

<sup>12</sup> [https://www.met.hu/eghajlat/magyarorszag\\_eghajlata/eghajlati\\_visszatekinto/elmult\\_honapok\\_idojarasa/](https://www.met.hu/eghajlat/magyarorszag_eghajlata/eghajlati_visszatekinto/elmult_honapok_idojarasa/)

lábánál a talajvíz csökkenés mértéke kevesebb, mert az itteni készlet (felszín alatti szivárgással) gyorsabban pótlódik (Fehér, 2019).

A homokhátsági, a nyírségi és hajdúsági területeken a talajvíz a klímaváltozás hatásai miatt veszélyeztetettebb, hiszen a magasan lévő területeken nincs felszíni és felszín alatti hozzáfolyás, itt csak a csapadék – eső vagy hó formájában – a legfontosabb tápláló forrás. 2022-ben ezeket a területeket rendkívüli módon érintette az aszály. Az öntözésre felhasznált talajvíz kiszivattyúzása nagy terhet gyakorolnak a talajvízkészletre. Ez lokális talajvízszint-csökkenést okozhat. A nyugati országrész felszín alatti vízkészletei egyes időszakokban szembetűnő változékonyságot mutatnak, amelyek eltérnek a jellemző országos trendektől. Részletesebben megvizsgálva ennek oka lehet a csapadékeloszlás térbeli és időbeli eltérése is. A Dráva-síkságon az éghajlati hatások mellett a Dráva felvízi duzzasztóművei miatt a folyó alsó szakaszán tartósan alacsony vízállások is kialakulhatnak. Feltehetően ez is szerepet játszhat a térség talajvíz készleteinek csökkenésében.

A Szigetközben a Duna közelsége mérsékelheti az éghajlatváltozás negatív hatásait. A Duna elterelése – a bőszi vízi erőmű megépítése – azonban 0,3–0,4 km<sup>3</sup> vízmennyiség-csökkenést eredményezett a Szigetköz felszín alatti vízkészletben. A klímaváltozás hatásait kutatva bebizonyosodott, hogy Duna–Tisza közti hátságon tapasztalt regionális léptékű, jelentős mértékű talajvízszint-csökkenés döntő oka a klímaváltozás (Rakonczai és Fehér, 2015; Tran Q. H. et al., 2022). Ennek oka egy hosszabb időszak – az 1970-es évek elejétől az 1990-es évek közepéig – csapadék csökkenése.

A geoinformatikára alapozott kutatás bemutatja, hogy a Duna–Tisza közti hátságon 1-2 száraz év során a talajvíz készlete akár 3–5 km<sup>3</sup> vizet veszíthet, azonban egy-egy csapadékosabb időszakban hasonló mértékű növekedés is kialakulhat (Fehér és Rakonczai, 2019). Ezért nem lehet a rétegvíz-kitermelés a talajvíz csökkenés fő oka. A talajvíz általában lassabban reagál a lehulló csapadék mennyiségre, nyáron még a homokos (jó beszivárgású talaj) területeken sem jut az esővíz a talajvíz rendszerébe, hanem zöme elpárolog (növények és a talaj által), illetve a talaj visszatartja (Kozák, 2020a). A klímaváltozás a felszín alatti vízmozgásokra is hatással van. A magasabban lévő (hátsági, hegyvidéki) területek jobban érintettek az eláramlásban. Azokon a magasabb területeken, ahol a csapadékvíz az egyedüli kiegészítő vízforrás (például Nyírség vagy a Duna–Tiszai közti hátság), ott intenzívebben csökken a talajvíz szintje. Az alacsonyabb területek a csapadékon kívül a felszínen és felszín alatt is vízpótlást kapnak, ezért is rendkívül fontos vízháztartási szempontból a külső vízgyűjtőkből történő hozzáfolyás értékelése (Tran Q. H., 2021). Egyes csapadékosabb időszakokban az alacsonyabb területeken megjelenhet a feltörő, felszivárgó talajvíz is (földárja jelenség), ezáltal belvizet okozhat (Pálfi, 2004; Somlyódy, 2011; Kozma, 2013). Szalai és Nagy (2020) a Duna–Tisza közti talajvíz vizsgálatnál rámutatott, hogy az itteni talajvízháztartás nagyon érzékeny a környezeti változókra és a háttértényezők időbeli változására.

### 3.1.5. Talaj

A talaj nem csak a növények életének szükséges feltétele, hanem a hidrológiai szempontból a víztározásban is fontos szerepet játszik (Várallyay, 2007). A hazai talajok jelentős része hidromorf tulajdonságú, amelyek kialakulásban és átalakulásában a táj vízellátottságának kiemelkedő szerepe van (Farsang et al., 2017). A klímaváltozás következtében a hőmérséklet-emelkedés fokozza a növények transzspirációját és a talaj párolgását, így a talajban tárolt vízkészlet csökken, megváltozik a talaj vízháztartása. A hőmérséklet-emelkedés hatására nő a szerves anyag lebontás sebessége, a talajlégzés intenzitása és emiatt csökken a talaj szénkészlete (Puskás és Farsang, 2012). Farsang et al. (2011) az alföldi csernozjom talajok esetében megfigyelte, hogy a szélsőséges időjárási jelenségek hatására a növény számára kedvezőnek hitt talajállapot (például poros magág) hosszútávon növeli a szerkezetromlást, az elporosodást és a deflációra való

érzékenységet. A változó éghajlati adottságok közvetlen hatással vannak a mezőgazdaságra, nagyobb károkat okozva elsősorban az aszályok miatt, és közvetlenül érintik a mezőgazdaság fenntartható fejlődését és az élelmezés-biztonságot (Ladányi, 2010; Singh, 2014).

A defláció mellett a talajerózió legfontosabb oka a víz. A szélsőséges csapadék események következtében a felszínen folyó víz mozgása során erodálhatja a talaj felső termelékeny, humuszos rétegét, ezáltal csökkentve a talaj termékenységet. A rövid idő alatt lehulló, nagy intenzitású csapadék nagyobb, mint a talaj beszivárgási képessége, így a lejtősebb kis vízfolyásokban gyakran kialakulnak villámárvizek. Az árvíz eróziójának hatására csökken a talajok szerves tápanyagkészlete, a termőréteg elvékonyodik vagy eltűnik, csökken a biológiai aktivitás. A helyenként kialakuló árkosodás miatt csökken a művelhetőség. A viharos szél deflációt okozhat, melynek intenzív hatása főleg a felszántott, száraz mezőgazdasági talajokon tapasztalható. A szélérozió mértéke függ a felszín érdességétől és növény borítottságától (Farsang és Csányi, 2020; Farsang, 2022).

A természeti hatások mellett a talajra gyakorolt antropogén hatások is lényegesek. A rosszul megválasztott talajművelési módszerek ronthatják a talaj szerkezetét. A szerkezetromlás hatására megnőhet a talajok erózióval szembeni kitettsége, romlanak vízgazdálkodási jellemzői, kialakulhat az eketalpréteg, csökkenhet a talaj szervesanyag-tartalma. Rakonczai et al. (2023) a Kárpát-Medencei Környezettudományi Konferencián rávilágítottak a mélyszántás nélküli gazdálkodás hatékonyságára a kedvezőtlen klimatikus szélsőségek esetében.

#### *3.1.6. Vegetáció*

A klímaváltozás egyik legsokoldalúbb indikátora a vegetáció (Rakonczai, 2011a). A vegetáció folyamatosan megpróbál alkalmazkodni a változó feltételekhez, azaz változik az egyes fajok gyakorisága, változik a vegetáció összetétele, térbeli mozgások is tapasztalhatók egyes fajok esetében, és a változó feltételek miatt egyes fajok kipusztulnak és helyüket a jobban alkalmazkodó fajok foglalják el (Barna, 2011; Hoyk et al., 2011; Margóczy et al., 2011). Birkás M. (2011) hangsúlyozta, hogy a klímaváltozás mindig is hatással volt a mezőgazdaságra, és az eddigi alkalmazott növénytermesztési módszerek nem képesek a klímaváltozás által generált szélsőséges időjárás negatív hatásait kivédeni. A változó klíma jelenségek – korai vagy késői tavaszodás, egymást követő hideg és meleg időszakok, virágzás és magkötés időszakban a hirtelen lehülés – jelentősen károsítja a termés mennyiségét és minőségét. A nem megfelelő helyen és fa típussal való erdősítésnek (nagy és hosszú élettartamú lombkoronával rendelkező fajokkal) negatív hatásai lehetnek a regionális vízmérlegre és a termelékenységre (Tölgyesi et al., 2020). A talajvíz süllyedés is nagy hatással van a vegetáció változásaira. Leglátványosabb példát erre a Szabadkígyósi pusztán dokumentálta Rakonczai (2011b). Ott az 1980-as évektől a 1990-es évek közepéig tartó száraz időszakban a talajvízszint körülbelül másfél métert süllyedt, így a nagyobb sótartalmú talajvizek mélyebbre kerültek, megszűntek a felszíni sóvirágzások és a felszín begyepesedett. A melegebb, szárazabb időjárás nagy hatással van az erdőkre is. A több csapadékot, párat igénylő fafajaink (bükk, gyertyán) elterjedése csökken. Ezek a fafajok visszaszorulnak a magasabb hegyekre, az északi lejtőkre, párásabb völgyekbe, míg a szárazságot jobban elviselő tölgyek, kőrisek, juharok nagyobb elterjedése várható (Berki et al., 2007; Mátyás, 2010; AGRATér, 2015).

A második Nemzeti Éghajlat-változási Stratégiában hangsúlyt kapott a klímaváltozás negatív hatása a vízkészletekre, ezáltal kedvezőtlen következményei lehetnek az egyes területek növénytakarásainak összességére. A kockázat mértékét nehéz meghatározni, mert maga a klímaváltozás sokszorosan áttételes folyamata is nehezen értelmezhető (Nováky, 2011). Szükséges tehát nagy figyelmet fordítani az alkalmazkodásra, ami csökkenti a kockázatot a különböző növénytakarásokra. Az alkalmazkodás alapja a vizekkel való integrált gazdálkodás.

### 3.2. A klímaváltozás hatásai a gazdaságra és társadalomra

2000 óta szerte a világon és így hazánkban is, számos tanulmány készült a klímaváltozás gazdaságra és társadalomra gyakorolt hatásaival kapcsolatban. A klímaváltozás legjelentősebb okaként a gazdasági és társadalmi tevékenységeket szokás említeni, de a klímaváltozás is indukált lényeges változásokat a gazdaságra és a társadalomra. Ez egy interaktív kapcsolat. A tanulmányok megmutatják, hogy a klímaváltozás közvetlen vagy közvetett hatásai széles körűen hatnak a különböző ágazatokra, szektorokra. Így például az agráriumra, az ipar átalakulására, a földhasználatra, a pénzügyi folyamatokra, a nemzetközi migrációra, új típusú egészségügyi problémákra és egyéb tényezőkre (Szirmai, 2005; Nováky, 2011; Rakonczai, 2021).

A klímaváltozás hatására a száraz időszakok és extrém csapadék események negatívan befolyásolják az utóbbi években az élet minden szektorát, így a mezőgazdasági termelés hozamait is (IPCC, 2021; EEA, 2022). A mezőgazdasági tevékenységek elengedhetetlen feltétele az édesvíz és a termékeny talaj. Az éghajlatváltozással összefüggésben mindkét tényező előre nem látható kockázatokkal néz szembe. A szeszélyesebb időjárás miatt akár egy évben károsítja a mezőgazdaságot a belvíz és az aszály, mint például 2000-ben (Rakonczai et al., 2014).

A nyári hónapokban a napi átlaghőmérséklet emelkedik. Az emelkedő átlaghőmérséklet növeli az aszály kockázatát. Az aszály nagyobb és hosszabb károkat okoz a mezőgazdaságnak (Csete, 2013). A növények párolgása és a talaj párolgása intenzívebbé válik, aminek következtében a feltalajban tárolt vízmennyiség jelentősen csökken. Az AGRATér program (2015) eredményei azt mutatják, hogy a tavaszi vetésű növények sérülékenyebbek a klímaváltozásra, míg az őszi vetésűek termés átlagainál egyre nagyobb hozamnövekedés várható. A tavaszi vetésű növények között a kukorica lehet a legsérülékenyebb a nyári aszályokra, illetve az extrém magas hőmérsékleti eseményekre. A szélsőséges időjárási események (tavaszi fagyok, viharos szél) hatására a pollenek károsodhatnak, és a megtermékenyülés kerül veszélybe. Szintén negatívan érintett a napraforgó, amely esetében a szántóterület 75-80%-án 30%-ot meghaladó termés csökkenést várhatunk a század utolsó harmadában (AGRATér, 2015). Az nyilvánvaló, hogy az emelkedő hőmérséklet növeli az új kórokozó és kártevő fajok elszaporodásának kockázatát, amelyek negatív hatással vannak az erdei és mezőgazdasági ökoszisztémákra. Emellett a mezőgazdaságban felhasznált – leginkább a nyári kisvizekhez képes – nagy volumenű öntözés területi szinten megbonthatja a vízháztartás egyensúlyát. Mindez a mezőgazdasági fejlődés fenntarthatóságát állítja nagy kihívás elé. Szükség van a hatékony alkalmazkodási megoldásokra a mezőgazdasági termelés fenntartása és az élelmiszerbiztonság érdekében. Rakonczai et al. (2023) a XVIII. Kárpát-Medencei Környezettudományi Konferencián és az Agrárminisztériumban megrendezésre került Vízválasztó konferencián arra is ráirányították a figyelmet, hogy a természet – konkrétan az evapotranszpiráció – 10–20-szor nagyobb változást okoz egy évben a vízkészletekben egy középtájon, mint az országban kiöntözött teljes vízmennyiség. Nyilvánvaló, hogy egyes tájegységekben, vízgyűjtőkön a természeti adottságoktól függően nagyon különböző változások vannak/lehetnek. Egy működő megoldás a szélsőségek káros hatásainak enyhítésére a mélyszántás nélküli gazdálkodás vagy talajmegújító mezőgazdaság (Kökény és Szabó, 2019).

A mezőgazdaságon kívül más ágazatokra is komoly hatást gyakorol a klímaváltozás. Példaként említhetők még a folyók vízállásváltozásai miatt nagy ipari létesítmények vízellátásának biztosítása. Talán leginkább érintett a Paksi Atomerőmű, aminek számottevő hűtővízre van szüksége és már a 2018-as évi rekord alacsony Duna vízállásánál kiegészítő szivattyúzásra volt szükség<sup>13</sup>. Aktuális kérdéssé válik ez a helyzet, ha új blokkokat szeretnének működtetni, miközben a klímaváltozás okozta aszályos időszak egyre gyakoribb és szélsőségesebb. Emellett számolni

---

<sup>13</sup> <https://greenfo.hu/hir/hogyan-fogjuk-azalyos-idoben-a-paksi-atomeromuvet-huteni/>

kell a felszíni vízfolyásokban az ökológiai vízhozam biztosításához szükséges vízhozamokkal is. Ezzel kapcsolatban az EU Víz Keretirányelv megköveteli a tagállamoktól a megfelelő intézkedéseket<sup>14</sup>.

A vízgazdálkodás további aktualitása a vízkormányzás megvalósítása. Ez leginkább az Alföld és a Kisalföld területén működő halgazdálkodás és az öntözés kielégítésére szolgál. A vízmérlegi számításokra alapozva objektív és megbízható értékeléseket lehet kidolgozni a céltudatos döntések meghozatalához és az eredményes végrehajtásához.

A klímaváltozás közvetve vagy közvetlenül az életünk, gazdaságunk, infrastruktúránk szinte minden területére hatással van és érinti az emberi egészséget is. Páldy (2013) tanulmánya kimutatta, hogy a magas hőmérséklet (hőhullámok) következtében az emberi egészség reverzibilis és irreverzibilis változásai következhetnek be. A hőhullámok az idős és a szív- és érrendszeri betegségekben szenvedőket nagymértékben veszélyeztetik<sup>15</sup>. A városi lakók szervezetét a melegebb nyári időszak rendkívüli mértékben megterheli, ráadásul a városban számtalan hőkibocsátó berendezés (klíma kültéri egysége, működő gépjárművek stb.) és a városi hősziget hatása a helyzetet súlyosbítja (Gál et al., 2021; Tong et al., 2021). Hőségben fokozódik a települési kommunális és az utcák hűtésére szolgáló vízigény, ezek mellett a városi hőszigetek miatt növekvő párolgás egyre nagyobb terhelést jelent a vízmérlegben.

Az éghajlatváltozásra visszavezethető problémák megoldására az emberiség igyekszik olyan megoldásokat kidolgozni, amelyekkel minimalizálható a társadalmi-gazdasági fejlesztési tevékenységek környezetre gyakorolt hatása, és amellyel elősegíthető a fenntartható fejlődés. Itt kell megemlíteni a környezetpolitika szerepét a vízmegtartó megoldásokban és az integrált vízkészlet-gazdálkodás megközelítésben.

---

<sup>14</sup> [https://vpf.vizugy.hu/reg/ovf/doc/vki\\_en\\_hu\\_hivatalos\\_20040901\\_1\\_1.pdf](https://vpf.vizugy.hu/reg/ovf/doc/vki_en_hu_hivatalos_20040901_1_1.pdf)

<sup>15</sup> [https://www.who.int/news-room/fact-sheets/detail/climate-change-and-health?gclid=Cj0KCQjw7PCjBhDwARIsANo7CgnKr\\_WyZJiUZr13k4JkthPipnI7ytwismFHIQsBFpHt9S8jZKopBLcaAgmgEALw\\_wcB](https://www.who.int/news-room/fact-sheets/detail/climate-change-and-health?gclid=Cj0KCQjw7PCjBhDwARIsANo7CgnKr_WyZJiUZr13k4JkthPipnI7ytwismFHIQsBFpHt9S8jZKopBLcaAgmgEALw_wcB)



## 4. VÍZMÉRLEGKUTATÁSOK EURÓPÁBAN ÉS MAGYARORSZÁGON AZ ELMÚLT ÉVTIZEDEKBEN

### 4.1. Helyzetértékelés

Az Európai Bizottság (2015) által kiadott „*Útmutató a vízmérleg alkalmazásához a VKI végrehajtásának támogatására*” című technikai beszámoló szerint a vízmérlegi megközelítés alkalmazása még nem éri el a megkívánt szintet Európában. Ennek több oka is volt, ezek: 1) 2015-ig Európában alig volt vízkonfliktus vagy vízhiány; 2) A meglévő monitoring rendszer nem volt képes egy vízmérleg keretébe integrálni a vízforgalmi összetevőket; 3) Vízháztartás számításához szükséges bemeneti adatok és informatikai eszközök hiánya; 4) A vízmérleg a helyi hagyományok alapján került meghatározásra.

A felsoroltak szerint a vízmérleg számítás módszer vagy/és eszköz alkalmazásának nem kapott még kellő figyelmet. Megjegyzem, hogy az óceáni, a mediterrán, a sarkvidéki, valamint a nedves és száraz-kontinentális klímákra történelmileg kialakult, hagyományosan bevált vízkormányzási eljárások központosítása elképzelhetetlen károkat okozhat az ökoszisztémában. A Bizottság „vízfej” jellegének egyik ékes bizonyítéka, az öntözőcsatornák esete, amelyek létesítésére – a nyugat-európai tapasztalatokra hivatkozva – az EU nem ad támogatást, ezzel jelentős kockázatoknak kitéve a hazai mezőgazdaságot. Azonban jelenleg is vannak jelentős kihasználatlan kiépített öntözési lehetőségek és az is látszik, hogy készlet oldalról is gond lehet. Egy kedvezőtlen szcenárió lehet, mint a Csád-tónál, ahol mire kiépítették támogatásból az öntöző rendszereket, elapadt a tó vízkészlete (Rakonczai, 2021).

Az alábbiakban példaként a jelentés alapján röviden ismertetem néhány tagállam vízmérleg értékelésével kapcsolatos tapasztalatait az elmúlt évek vízkrízisei során, és a kapcsolódó vízkormányzási beavatkozásokat. Országonként és tájegységenként az eltérő hidrológiai adottságok és vízjárások, eltérő vízgyengensúlyi állapotok kialakulását eredményezik. Tagállamtól függően a vízmérleg szisztematikusan alkalmazható a rendszeres vízgazdálkodási tevékenység részeként, azonban csak „érintőlegesen” alkalmazzák a vízmérleg számítási megközelítést (Európai Bizottság, 2015).

- a. Olaszországban a vízmérleggel kapcsolatos törvényerejű álláspont a Környezetvédelmi Minisztérium 2004. július 28-i rendeletében található. A vízügyi igazgatóságok a 152/2006. sz. rendelet 145. cikke alapján kezdték meg a vízgyűjtőszintű vízmérlegeket meghatározni. A 2017 és 2019 tavasza és nyara az elmúlt 60 év legszárazabb időszaka volt Olaszországban. Ennek következtében vízkorlátozást kellett bevezetni Rómában és az ország déli részein<sup>16</sup>. Az országban elkezdtek víztakarékossági intézkedéseket bevezetni. Információs kampányt indítottak a víz létfontosságával és az egyre szélsőségesebbé váló klímaváltozással összefüggésben. Egyre jobban felismerték, hogy Olaszországnak szüksége van a valós idejű vízháztartás számításának precíz módszereire, a vízkészletek hatékony elosztása érdekében.
- b. Spanyolországban a vízügyi tervezésről szóló 907/2007 királyi rendelet és a VKI vízgyűjtő-gazdálkodási tervekben történő végrehajtására vonatkozó ARM/2656/2008 miniszteri utasítás előírja a vízmérleg alkalmazását minden Portugáliával közös medencében és több autonóm régióban. Ez a dokumentum egyöntetűen a vízgyűjtő vízmérlegét választja meg a vízgazdálkodás fejlesztésének célkitűzéseként, módszereként és eszközeként. Az alapvető eszközök közé tartozik a vízkészletek szimulálására szolgáló csapadék-lefolyási modellek felállítása, valamint vízallokációs modellekkel együtt történő

---

<sup>16</sup> <https://www.nationalgeographic.com/science/article/partner-content-solving-the-water-problem-in-italy>

szimulálása, hogy a vízgyűjtő-gazdálkodási tervekhez javasolt intézkedések lehetséges hatásainak előzetes értékelésében támpontot nyújtsanak. A politikai döntéshozókat sürgeti a 2022. év végétől hosszan tartó aszály, ami az elmúlt 100 évben a legjobban sújtotta Katalónia mezőgazdaságát. A spanyol gazdálkodók és állattenyésztők szervezetének koordinátora szerint az aszály Spanyolország mezőgazdasági területének 60%-át érinti, ami 2022-ben 3,5 millió hektáron pusztította el a mezőgazdasági termést. 2023 év áprilisában a Barcelona közelében lévő ivóvíz tározók kapacitásának töltöttsége mindössze 7% volt<sup>17</sup>. Olaszországhoz hasonlóan, és a mediterrán éghajlatú területekre jellemzően szélsőségesebben jelenik meg az aszály, így a spanyol illetékes hatóságoknak intézkedniük kell a negatív hatások mérséklése érdekében.

- c. Szlovákia rendelkezik Közép-Európa talán legbősegebb édesvíz készletével. 2019-ben a klímaváltozás okozta szélsőségek hatására csapadékhiány és hőmérséklet-emelkedés sújtotta az ország vízkészletét. Annyira vészessé vált a helyzet, hogy a Pozsony közelében lévő Rusovce víztározónál a vízhiány mellett komoly vízminőségi problémák jelentkeztek (algásodás a melegedő víz miatt)<sup>18</sup>. Szlovákia gyakran alkalmazza a vízmérlegi megközelítést, mint hatékony eszközt a vízszükségletek és vízkészletek felmérésére. A vízrendszerben a minimális áramlást, mint kulcs paramétert veszi figyelembe a vízigények és a vízellátás kormányzása során.
- d. Ausztriában bőségesen van víz. Az ipar, a mezőgazdaság, valamint további ágazatok vízigénye az összes rendelkezésre álló víznek csak 3%-át teszi ki. Az ivóvízellátást 100%-ban fedezi a felszínalatti víz és forrásvíz. Az évi 1100 mm-es átlagos csapadék kedvező hatására (a nyugati alpesi részeken magasabb, a keleti részeken alacsonyabb) a mezőgazdasági területeknek mindössze 1%-a öntözött. Ezért például a 2003-as rendkívül száraz év tapasztalatai alapján megállapítható, hogy a vízhiány nem jelent komoly problémát Ausztriában. Ennek ellenére a vízmérleget térbeli és időbeli aggregációval alkalmazzák, azaz országosan a csapadék, párolgás, beáramlás, kiáramlás (folyók és talajvíz) és az iparból, háztartásokból és mezőgazdaságból származó vízkivételek hosszú távú éves átlaga (1981–2010) alapján állapítják meg az országos vízmérleget. A vízenergia-termelés és a hűtés céljára a folyókból (és a folyókba visszavezetett) nem elfogyasztott vízkivételeket nem veszik figyelembe a vízmérlegben. A vízenergia, mint megújuló forrás azonban rendkívül fontos az osztrák villamosenergia-termelés szempontjából, körülbelül 60%-ban az ebből előállított villamos energiát használják. A 2022. évben bekövetkezett csapadékhiány és a tartós hőség csökkentette a folyók vízhozamát. Ennek következtében az osztrák vízerőművek a megszokott kapacitás mindössze egyharmadát termelték meg júliusban a megelőző évhez képest<sup>19</sup>. Az osztrák illetékes hatóságok ismerik az ország északkeleti és délkeleti régióinak negatív vízmérlegét, és a vízkészletek egyenlőtlen eloszlását<sup>20</sup>. A hatóságok azzal a forgatókönyvvel számolnak, hogy az aszály a jövőben

---

<sup>17</sup> <https://edition.cnn.com/2023/05/02/europe/spain-drought-catalonia-heat-wave-climate-intl/index.html>

<sup>18</sup> <https://newseu.cgtn.com/news/2020-03-09/Slovakia-faces-climate-change-water-shortage-and-deforestation-OFZJtp0qWs/index.html>

<sup>19</sup> <https://newseu.cgtn.com/news/2022-09-04/Austria-s-hydropower-output-hit-by-third-due-to-European-wide-drought-1d2FSpHqnBK/index.html#:~:text=Austria's%20hydropower%20plants%20have%20produced,countries%20which%20use%20hydroelectric%20power.>

<sup>20</sup>

[https://www.alpconv.org/fileadmin/user\\_upload/downloads/downloads\\_en/2\\_organisation\\_en/organisation\\_themat icworkingbodies\\_en/Water\\_Management\\_in\\_the\\_Alps/Expert\\_Workshop\\_on\\_Drought\\_Risk\\_Management\\_in\\_the\\_Alps/01\\_Drought\\_management\\_Austria.pdf](https://www.alpconv.org/fileadmin/user_upload/downloads/downloads_en/2_organisation_en/organisation_themat icworkingbodies_en/Water_Management_in_the_Alps/Expert_Workshop_on_Drought_Risk_Management_in_the_Alps/01_Drought_management_Austria.pdf)



regionálisan és időszakosan is gyakoribbá válik, és felkészülnek arra, hogy ez a vízhasználattal kapcsolatos potenciális konfliktusok kialakulásához vezethet.

- e. Lengyelországban az egy főre jutó vízkészletek mutatója Európa egyik legalacsonyabb értéke, 1,8 ezer m<sup>3</sup>/év (Európai Bizottság, 2015). Ezenkívül a vízkészletük jelentős időbeli és térbeli változatosság jellemzi. Ezért 1970-es években elkezdtek alkalmazni a vízmérlegi számításokat, ugyanakkor az átfogó vízmérleg-számítási metodikát csak 1990-es években sikerült kifejleszteni és csak 2008-ban került frissítésre a Víz Keretirányelv végrehajtása, a vízgyűjtő-gazdálkodási tervek és az intézkedési tervek kidolgozása céljából. A vízmérleg kiszámítása különböző forgatókönyvek szerint történik, például a jövőbeni vízigény szerint, vízi ökoszisztémák vízigénye szerint, illetve a meglévő (és tervezett) hidrotechnikai építményekre vonatkozó különféle üzemeltetési előírások vagy alternatív vízhasználati hierarchia figyelembe vételével. Lengyelországban egyre növekedni fog a vízigény a nyugati és a keleti országrészen egyaránt. A nyugati Warta vízgyűjtőre éves szinten egyre kevesebb csapadék érkezik, miközben a mezőgazdaságnak és az ipari fejlesztéseknek nagy mennyiségű vízre van szüksége. Az ország keleti részben szintén a mezőgazdaság igényli a legnagyobb vízmennyiséget. A lengyelek már azzal számolnak, hogy a folytatódó klímaváltozás csak ronthat a vízkrízisen<sup>21</sup>. Napjainkban átfogó terveket dolgoznak ki és intézkedéseket fogyanatosítanak a vízkészletekkel kapcsolatos átfogó, a felszínalatti és a felszíni vizet integráló gazdálkodás hatékonyságának növelése érdekében. Azt remélik, hogy nagymértékben csökkenthetik a társadalmi és gazdasági sebezhetőséget az éghajlati szélsőségekkel és változásokkal szemben, és elősegíthetik a víz- és élelmezés biztonságot. Emellett igyekeznek csökkenteni a jövőben nagy valószínűséggel bekövetkezendő vízkonfliktusokat. Intézkedéseik egyik eszköze a víz és a vízzel kapcsolatos támogatások hatékonyabb, egyenlőség alapján történő elosztása. Mindezekhez nélkülözhetetlennek tartják a vízmérleg-számítási módszerek alkalmazását.
- f. Dániában 2019-ben rekord mennyiségű csapadék hullott, ezáltal emelkedett a talajvízszint, de a globálisan lassan emelkedő tengerszint is kihívások elé állíthatja az országot. Számos dán városban megfigyelhető, hogy a többletvízhez és az éghajlatváltozáshoz való alkalmazkodásra szolgáló megoldások együtt járnak az új parkok, játszóterek és zöldterületek építésével, amivel növelni kívánják a városi élettér élhetőségét is. Dániában a vízmérleg számítását rutinszerűen alkalmazzák a víztartó rétegek háromdimenziós hidrogeológiai és geológiai térképezésének részeként a felszín alatti vizektől függő védett területek azonosítására. Az EU Víz Keretirányelv betartására és vízgyűjtő-gazdálkodási tervezésre különböző hidrológiai modelleket, mint hatékony eszközt alkalmaznak.

Összességében tehát azt látjuk, hogy míg a mediterrán éghajlatú területek közelében a fokozódó mértékű vízhiánnyal, aszályal kell az érintetteknek megküzdeniük, addig Észak Európában inkább a többletvízzel való együttélés és a tengerszint-emelkedés jelenti az igazi kihívást. Elmondható tehát, hogy az Európa Unión belül területileg különböző a klímaváltozásnak a meteorológiai tényezőkre gyakorolt súlya. Ezzel párhuzamosan lényeges kockázati tényező lehet az európai szintű döntéshozatali szervek térbelileg egyenlőtlen eloszlású gazdasági és demográfiai súlya a Kelet-Közép Európai térség számára.

#### **4.2. Az EU Víz Keretirányelvek és az Országos Vízgyűjtő-gazdálkodási Tervek**

2000. december 22-én hatályba lépett az *"Európai Parlament és Tanács 2000/60/EK irányelve a vízpolitika terén a közösségi fellépés kereteinek létrehozásáról"* vagy röviden az EU Víz Keretirányelve (VKI, 2014).

---

<sup>21</sup> <https://www.climatechangepost.com/poland/fresh-water-resources/>

A Víz Keretirányelv (VKI), amelynek a megvalósítására Magyarországnak is kellett Vízyűjtő-gazdálkodási Tervet készíteni, majd rendszeresen aktualizálni. Ez a következő célokat tűzte ki: 1) A vízi ökoszisztémák, és a vízi ökoszisztémáktól közvetlenül függő szárazföldi ökoszisztémák és vizes élőhelyek megvédése a további romlásuktól és a jelenlegi állapot javítása; 2) A hasznosítható vízkészletek hosszú távú elősegítése, védelme a fenntartható vízhasználat érdekében; 3) A vízi környezet megvédése és állapotának javítása (meg kell szüntetni a veszélyes anyagok bevezetését, kibocsátását és fokozatosan csökkenteni kell a vízvesztéseket); 4) A felszín alatti vizek szennyezésétől való védelme, és további szennyezésük megakadályozása; valamint 5) Az árvizek és aszályok hatásainak mérséklése.

A Víz Keretirányelv egységesített útmutatást jelent az európai tagállamok vízgazdálkodásában. Az irányelv céljainak elérése érdekében minden egyes tagállamnak Vízyűjtő-gazdálkodási Tervet kell készíteni. Magyarország első vízyűjtő-gazdálkodási tervét (VGT1) 2009. december 22-én tették közzé, amelyet a Magyar Kormány 2010. május 5-én fogadott el. A 6 évente történő felülvizsgálatának megfelelően a 2015. december 22-én megjelent a második vízyűjtő-gazdálkodási terv (VGT2), amely a 2016. március 9-én került elfogadásra. A Kormány 2022. április végén elfogadta a Magyarország második alkalommal felülvizsgált Vízyűjtő-gazdálkodási Tervét (VGT3). Az irányelvnek megfelelően és a hatékony társadalmi részvétel érdekében a vízyűjtő-gazdálkodás tervezését több szinten került megvalósításra. Az országos szintű vízyűjtő-gazdálkodás mellett további 4 részvízyűjtő (Duna, Tisza, Dráva, Balaton), 42 alegység és számos víztest szintjén valósult meg tervezés – a szakmai mellett társadalmi egyeztetéssel. A vízyűjtő-gazdálkodás tervezés célja, hogy meghatározza a felszíni- és a felszín alatti víztestek mennyiségi, minőségi és ökológiai állapotát, illetve azokat a beavatkozásokat, amelyek a jó állapoteléréséhez szükségesek<sup>22</sup>.

A klímaváltozás hatásai egyre veszélyesebbek és kiszámíthatatlanabbak. Mint már korábban is írtam, a jelenlegi megnyilvánulásai a kevesebb csapadék és a magas nyári hőmérséklet. Ez súlyos terhet jelent a szűkös vízerőforrásokra, és jelentős kihívás elé állítja a felsorolt vízgazdálkodási célok elérését. A vízkészletek megőrzése érdekében az Európai Unió számos intézkedéseket javasolt a víz hatékony felhasználásával kapcsolatban. Többek között hangsúlyt kap az ökológiai vízhozam kiszámítása, a víz hatékony eloszlása érdekében a vízmérlegek kiszámítása, kidolgozása, öntözési vagy ipari célokra a víz újrafelhasználása, a vízhasználat mérése és árazása, és a környezetbarát tervezési kritériumok betartása a vízzel kapcsolatos termékek tekintetében. Az Európai Unió fontosnak és szükségesnek tartja a vízmérleg számítást. Magyarországon a természetes vízmérleg enyhén pozitív, mivel az éves átlagos területi csapadékösszeg 55 707 millió m<sup>3</sup>, míg az evapotranszspiráció 48 174 millió m<sup>3</sup>, a különbség 7 533 millió m<sup>3</sup>. A vízkészletek szempontjából kiemelkedően fontos a csapadék és a potenciális evapotranszspiráció területi eloszlása (OVF, 2022).

A felszíni vizek vízmérlegével kapcsolatban a VKI nem ad engedélyt az ökológiai vízhozamból való vízkivételekre, tekintettel arra, hogy a klímaváltozás hatására a kisvízfolyásaink hasznosítható vízhozama jelentősen csökken. A szárazabb nyári időszakban, amikor a növényeknek nagy szüksége van a vízre, gyakorlatilag jóval kisebb lesz a hasznosítható felszíni vízmennyiség, főleg azokon a területeken, amelyek távol vannak a nagy felszíni vízforrásoktól. Ebben az esetben a gazdálkodók kénytelenek egyénileg fúrt kutakból a talajvízzel öntözni, ennek mértéke azonban az elmúlt években komoly vita tárgya volt, és a szabályozása is többször változott. Arányaiban a legnagyobb vízelhasználással az öntözés jár, mivel a növényzet a kivett vizet szinte teljes egészében felhasználja, elpárologtatja, ezt követi a halgazdálkodás, a kivett víz

---

<sup>22</sup> <https://vizeink.hu/vgt/#page=1>

40%-ának felhasználásával (OVF, 2022). Ezek miatt növekedni fognak az evapotranszpiráción keresztül a vízvesztések.

A Víz Keretirányelv II. melléklete 2.3. pontjában „*Az emberi tevékenység felszín alatti vizekre gyakorolt hatásának áttekintése*” címén előírja, hogy az adott felszín alatti víztesten belül a 10 m<sup>3</sup>/nap-nál nagyobb vagy több, mint 50 főt ivóvízzel ellátó vízkitermelési pontok helyének, valamint az éves átlagos vízkivétel mértékének meghatározását. A Vízyűjtő-gazdálkodási Tervben a felszín alatti vízkivételeknél megkülönböztetnek közvetlen és közvetett vízkivételeket. A közvetlen vízkivételeken belül a felszín alatti vízkészletet csökkentő, illetve a készletet nem csökkentő vízhasználatok vannak nyilvántartva. A felszín alatti vízkészletet csökkentő víztermelések: az ivóvíz, az ipari, az energetikai, az öntözés, a mezőgazdasági, fürdő/gyógyászati, egyéb célú és az engedély nélküli (utóbbi becsült mennyiség) vízhasználatok (OVF, 2022). A felszín alatti vizek állapotának minősítését a felszín alatti vizek vizsgálatának egyes szabályairól szóló 30/2004. (XII. 30.) Környezetvédelmi és Vízügyi Minisztérium (KvVM) rendelet alapján kell végrehajtani.

Az EU Víz Keretirányelv jogszabályi előírásai alapján egyre nagyobb az igény a vízyűjtő-gazdálkodásra, így végső soron az integrált vízyűjtő-modellek a gyakorlati szempontok és a döntéshozatal elengedhetetlen eszközeivé váltak. Ennek érdekében Hattermann és Kundzewicz (2009) a „*Víz Keretirányelv: Modell által támogatott végrehajtás*” című vízgazdálkodási útmutatót azzal a céllal szerkesztették, hogy iránymutatást adjanak a vízgazdálkodóknak, hogy jobban megértsék, hogyan használhatók a modellek a tervezési célokra, különösen a jövőbeli változások előrejelzésére, mivel az éghajlatváltozás a szélsőséges hidrológiai problémák egyik fő oka. A tanulmány néhány konkrét példát is ismertet a hidrológiai modellek fontosságára a hidrológiai paraméterek eredményeinek elemzésében és a vízháztartás számítása során. A Tisza vízyűjtő-gazdálkodási tervében részletesen bemutatják, hogy a komplex hidrológiai folyamatok és a vízháztartás változása közötti összefüggések többféle szempontból történő értékeléséhez integrált megközelítés szükséges, amivel az hatékony megoldást nyújthat a komplex modellezési kihívásokra (KÖTIVIZIG, 2016).

A 2014. május 16-án hatályba lépett 2014/52/EU irányelv előírja, hogy „*helyénvaló felmérni a projekteknek az éghajlatra gyakorolt hatását (például az üvegházhatást okozó gázok kibocsátását), és az éghajlatváltozásnak való kitettségüket*”, tehát a tagállamoknak törekedniük kell a klímaváltozás mérséklésére és az éghajlatváltozáshoz való alkalmazkodásra, illetve a természeti katasztrófák elleni védekezésre. Ezt a prioritást a vízgazdálkodás területén jelentős intézkedések, beavatkozások során kitüntetetten kell figyelembe venni. A vízkészletek megőrzésére irányuló környezetbarát infrastruktúra-építést – ide tartozik az árterek helyreállítása – az Európai Unió támogatja. Ez a perspektíva hozzájárulhat ahhoz, hogy a természettel együttműködve csökkenthessük az árvíz kockázatot. A harmadik Vízyűjtő-gazdálkodási Tervben a klímakockázat értékelésére és csökkentésére szolgáló adaptációs intézkedéseket hét modulban tárgyalják. Mindezek közül, az érzékenység-vizsgálat modul keretében abból a szempontból vizsgálták a rendszert, hogy hogyan reagál a klímaváltozás okozta hatásokra. Az érzékenységi vizsgálat kiterjed az elsődleges klimatikus paraméterekre és a másodlagos klimatikus hatásokra.

## 5. A HIDROLÓGIAI MODELLEK ÁTTEKINTÉSE

A hidrológiai problémák többségét statisztikai módszerekkel is meg tudjuk határozni. A hidrológiai idősorok elemzésének legegyszerűbb módja az azok autoregresszív természetének vizsgálata (trend, periodicitás, sztochasztikus tényező). A hidrológiai körfolyamat összetevői különböző egyenletek alapján jól közelíthetők. Freeze és Harlan (1969) hangsúlyozták a hidrológiai rendszerek modellezését, az egyes hidrológiai folyamatok és a hidrológiai összetevők közötti kölcsönhatások alapján alkalmazott determinisztikus, matematikai egyenletrendszerek hatékonyságát. Ezen túlmenően meghatározták a modell felépítésének, a modell paraméter értékeinek és a modell végrehajtásának fő alapjait (Clark et al., 2017). Az információs technológiai fejlesztések eredményeként a térinformatikai rendszer (GIS), a különféle matematikai és fizikai alapú hidrológiai modellező szoftverek alkalmazása is elérhetővé vált a kapcsolódó kutatások számára. Azóta számtalan hidrológiai modellező rendszert kifejlesztettek, általában az információs technológia, valamint a hidrológiai, távérzékelési és földrajzi információs rendszer technológiák fejlődésének megfelelően. A kérdés az, hogy a sok elterjedt hidrológiai modell közül melyik a leghatékonyabb és a legalkalmasabb eszköz egy adott feladat célkitűzéseinek elérésére, és milyen szempontok szerint válasszuk meg az adott modellt, vagy hogyan kombináljunk különféle modelleket eredményesen? Dolgozatom következő fejezetében törekszem betekintést nyújtani a hidrológiai modellek műszaki háttérbe, a bemeneti adatok követelményeibe, a modellek kalibrálásába, a kimeneti adatok értékelésébe és a vízmérleg számítás lehetőségeibe. Emellett igyekszem bemutatni az egyes modellek vagy modell kombinációk hatékony alkalmazási lehetőségeit.

### 5.1. A folyamat alapú hidrológiai modellek

A hidrológiai folyamatok megfigyelésén és skálázhatóságán alapuló, folyamat alapú hidrológiai modellek az 1960-as évektől folyamatos fejlődést mutatnak. Eleinte ezt a megközelítést népszerűsítették, de később kiderült, hogy a fizikai törvényszerűségeken alapuló matematikai modellezéssel nehéz pontos szimulációs eredményeket adni éghajlati viszonyokra, hidrológiai rezsimekre, különböző természeti adottságokkal rendelkező vízgyűjtőkre (Woolhiser, 1996; Grayson et al., 1992). A hidrológiai folyamatok nemlineáris természete, az időbeli és térbeli léptékváltás, valamint a megfigyelési képesség mellett a heterogenitás és a paraméterek egyenértékűsége sem hagyható figyelmen kívül (Beven, 2001). Ezt a megközelítést azonban csak akkor használhatjuk eredményesen hidrológiai előrejelzések készítésére, ha az éghajlati és földtani viszonyok természete stacionaritást mutat (Fatichi et al., 2016). Ezt a módszert széles körben alkalmazzák olyan területeken is, mint a geomorfológiai kockázatok rövid távú előrejelzése vagy az árvizek dinamikájának szimulációja (Xing et al., 2019; Wanzala et al., 2022; Abraham et al., 2023). Az alábbiakban az eddig széles körben használt, folyamat alapú hidrológiai modelleket ismertettem.

#### 5.1.1. HEC-RAS

A HEC-RAS modell első verzióját az Egyesült Államok Hidrológiai Mérnöki Központja (HEC) készítette el 1964-ben. A RAS a River Analysis System (Vízfolyás Elemző Rendszer) rövidítése. A szoftver a felhasználók számára ingyenesen elérhető. Emellett a modell olyan jellemzőkkel rendelkezik, mint a használat egyszerűsége, a rövid szimulációs idő és az intuitíven bemutatott eredmények. A modellt világszerte széles körben (kutatóintézetekben, mérnöki tanácsadó cégekben, egyetemeken és nálunk például vízügyi igazgatóságokon) alkalmazzák. A HEC-RAS modell négy hidraulikus elemzési komponenst biztosít a felhasználók számára, ezek a 1) egydimenziós egyenletes áramlás vízfelületi profilszámítások; 2) 1D és 2D tranziens áramlási szimulációkhoz; 3) határfelületi üledékszállítás számításokhoz; 4) vízhőmérséklet és transzport modellezéshez. Pregun et al. (2006) tanulmánya szerint a modellhez olyan bemeneti adatokra van

szükség, mint: a meder geometriai adatai (keresztmetszelvények), mederegyenetlenségi együtthatók (Manning-féle  $n$ -együtthatók), az összehúzóási és tágulási együtthatók meghatározása, határfeltételek megadása (állandó vízszint, vízhozam, vízhozam görbe, vízfelszín magassági adatok, megfigyelt és számított vízszint és vízhozam idősorai nem permanens állapot esetén).

Egyes nemzetközi tanulmányokban, mint például Wang H. C. (2014) tanulmányában a HEC-RAS modellt az egydimenziós egyenletes és nem-egyenletes áramlási modellek szimulálására használta. Nguyen és Hoang (2018) a HEC-RAS modellt alkalmazták a vietnami Song Lam-medencében az árvíz szimulálására a hidrodinamikai 1-2 D kapcsolat alapján. A szerzők megállapították, hogy az 1D modell felépítésének legfőbb akadálya a nagy adatsűrűség biztosítása. Ez leginkább a keresztmetszeti adatok gyakoriságára vonatkozik. Emellett a 2D szimuláció hibájának minimalizálásához részletes domborzati adatok, különösen a meder domborzati adatok szükségesek. A HEC-RAS 2D modelljei nem képesek olyan épített környezet figyelembevételére, mint a hidak, átereszek, gátak. Az 1D és 2D modelljeinek kombinációjával ugyanakkor részben át tudjuk hidalni a fenti problémákat. Markowska et al. (2012) szintén alátámasztotta, hogy a HEC-RAS modell kiválóan alkalmas valós idejű szimulációk futtatására és az árvizek során bekövetkező medergeometriai változások becslésére.

A HEC-RAS hátránya azonban, hogy sík területeken kevésbé pontos. A modell nem kezeli megfelelően a kis lejtésű terepviszonyokat, és lényegében figyelmen kívül hagyja az evapotranszpiráció hatását. A térben változó csapadék, szél és beszivárgás kiszámítására az újonnan frissített legújabb HEC-RAS 6.0 verzió már képes. A HEC-RAS modellben nincs kapcsolat a felszíni és a felszínalatti víz között, így a hidrológiai folyamatok teljes körű szimulálása nehézkes. Különösen az alacsonyan fekvő területeken, ahol a talajvíz befolyásolja a csatornák áramlását és a belvizet. Ezek pedig fontos paraméterek a víz körforgásában. Ezért a vízháztartási összetevők értékeinek kiszámításához a HEC-RAS-t más modellekkel, például a HEC-HMS modellel tudjuk kombinálni.

#### 5.1.2. HEC-HMS

A HEC-HMS modell az amerikai hadsereg terméke. A Hidrológiai Mérnöki Központ Alkalmazási útmutatójában (Hydrologic Engineering Center, 2015) a HEC-HMS modellt a következő területeken alkalmazzák: 1) városi árvízi vizsgálatok; 2) árvíz-gyakorisági vizsgálatok; 3) árvízcsökkentési vizsgálatok; 4) árvíz riasztó rendszer tervezési munkálatok; 5) tározó tervezési tanulmányok; 6) környezettanulmányok; 7) felszíni eróziós és hordalékterítési tanulmányok. Így a HEC-HMS modell inkább az olyan áramlások szimulálására összpontosít, mint a lefolyási mennyiség, a közvetlen lefolyás, a felszínközeli áramlás és a mederáramlás. A HEC-HMS modell hatékonysága tovább növelhető más modellekkel és szoftverekkel történő együttes használat esetén. Ilyen modell a HEC-RAS, HEC-FDA, HEC-FIA, HEC-SSP, HEC-ResSim és GIS (HEC, 2015). A HEC-HMS nagyméretű kompatibilitást mutat a többi HEC-programmal és alkalmazását megkönnyíti integrálhatósága az ArcGIS-en alapuló térinformatikai adatokkal, az úgynevezett HEC-GeoHMS és az ArcHydro modellek segítségével. A HEC-HMS modell kalibrálása optimalizáló algoritmussal történik. A modell ingyenesen elérhető, részletes tananyaggal és használati útmutatással. A program fejlesztése folyamatos. Ribanova et al. (2009) nyolc csapadék-lefolyás modell eredményeinek összehasonlítása alapján rámutatott, hogy a HEC-HMS előnye az adatok egyszerű beállításában, szerkesztésében és megjelenítésében van. A program gyenge pontja az, hogy az optimalizálási folyamattal történő kalibrálás időigényes és szakértői tapasztalatot igényel. A program másik hátránya a zárt forráskód, ami a modellező oldaláról nem módosítható.

Vietnamban a HEC modelleket is széles körben használják. Nguyen et al. (2013) a HEC-RAS és HEC-HMS modelleket kombinálta a Huong folyó árvízi áramlásának szimulálására. Az eredmények alapján a HEC-RAS és HEC-HMS modellek kombinációja hatékonyan működik az

árvíz szimulációban, különösen abban az esetben, ha a bemeneti adatok hiányosak és inkonzisztensek. Benavidez et al. (2016) szerint a HEC-HMS modell a katasztrófa-kockázat felismerésében kifejezetten alkalmas, ebben az esetben a görbe szám (curve number) módszer került alkalmazásra a részvízgyűjtő lefolyásának meghatározására, ami gyorsabbá teszi a szimuláció sebességét, de nem tudja rögzíteni a vízgyűjtőn belüli elemek explicit térbeli mintázatát. Ezért nem alkalmazható a földhasználat-gazdálkodással kapcsolatos döntéshozásban.

A katasztrófa-kockázat modellezésében a HEC modellek csak a rövid távú árvíz-előrejelzésben hatékonyak. Hegedüs (2015) doktori értekezésében két modellt, a MIKE 11-et és a HEC-HMS-t, használt a nyugat-mecseki kisvízgyűjtők hidrológiai folyamatainak szimulálására. A szerző szerint a HEC-HMS modell sokkal érzékenyebb a talajnedvesség és beszivárgási sebesség kezdeti beállított értékeire, mint a MIKE11 modell. A HEC-HMS modell sokszor túlbecsüli az árvíz csúcsokat, és a szimulációk eredményeinek pontossága a vízgyűjtő területéről függ. Ezért a bemeneti paraméterek beállításakor körültekintően kell eljárni az olyan környezeti jellemzőkkel, mint az összegyülekezési idő, a beépített területek aránya vagy a talaj telítettsége. A modell általában jól szimulálja az árvízi vízcsúcsokat. Mindeközben a MIKE 11 modell szélesebb körű paraméterezést tesz lehetővé, így a csapadék-lefolyás szimuláció részletesebben és pontosabban paraméterezhető. Hegedüs (2015) azt is megállapította, hogy a talajnedvesség telítettségi értékeivel a MIKE 11 jól működik, anélkül, hogy befolyásolná a szimulációs eredmények pontosságát. A MIKE 11 modellel egyszerűbb a kalibrálás, mert kis változtatások is elegendőek ahhoz, hogy közvetlen hatással legyenek a modell kimenetére.

#### 5.1.3. SWAT

A SWAT (Soil and Water Assessment Tool) egy kisvízgyűjtő léptékű, folyamatalapú modell, amely a földhasználat vízkészletekre gyakorolt hatásainak szimulálására szolgál, mint például a növényzet változásai és a nagy léptékű mezőgazdasági tevékenységek hatásainak vizsgálata. A SWAT modell képes szimulálni a hidrológiai folyamatok egyéb összetevőit, mint például a területhasználat, növényzet, talaj, domborzat, éghajlati jellemzők és bemeneti paraméterek. A SWAT modell bemeneti adatok széles skáláját igényli. Azonban nem mindig van szükség minden bemeneti adatra, az a vizsgálattól függően változik. A bemenő adatok a modellezés céljának megfelelően változtathatók, mint például a klímaváltozási forgatókönyv, földhasználati tervek. Így a vízgyűjtő jövőbeni vízmozgásának vagy más hidrológiai paramétereiben történő változások előrejelzésére képes.

A SWAT-ban lehetőség van automatikus kalibrálásra és ellenőrzésre, ezáltal a szimuláció előkészítése leegyszerűsödik. A SWAT alapvető erőssége a domborzati lefolyás és a medertérben lezajló folyamatok együttes szimulációja. A SWAT modell a vizsgált vízgyűjtőt részvízgyűjtőkre osztja fel. A részvízgyűjtőkre és a hidrológiai reakció egységekre (hydrologic response unit – HRU) való felosztása pontosabb és jobbá teszi az egyes részvízgyűjtő hidrológiai paramétereinek meghatározását, de a teljes vízgyűjtőre történő becslésben okozhat eltéréseket, hiszen nem egységesen kezeli ennek vízmérleg számítását. A SWAT ugyanakkor nem tartalmaz saját vízmérleg számítási modult.

Heuvelmans et al. (2005) a vízmérleg különböző változóinak (párolgás, felszíni lefolyás, talajvíz-utánpótlás és a vízerózióból eredő talajvesztés) felhasználásával a földhasználat változásának a vízre, talajra- és növényzet-egyensúlyra gyakorolt hatását értékelte. Watson et al. (2003) a SWAT modellt tesztelte az ausztráliai Victoria állam délnyugati részén lévő Woady Yaloak folyó vízgyűjtőjén. Az eredmények azt mutatták, hogy a SWAT modell a vízmérleg kiszámítására alkalmas, azonban a talajvíz és a fás szárú növényzet növekedési ütemének szimulációs eredményei is arra utaltak, hogy a SWAT a felszíni és a talajvíz közötti kölcsönhatásokat rendkívül bizonytalanul kezeli. Terskii et al. (2019) ArcSWAT térinformatikai

felületet a belvíz áramlás szimulációjára használta. Eredményei alapján a hóolvadás és az áramlási recessziós görbe száma számított a modell legérzékenyebb paraméterének. A vízmérleg-összetevők szimulált éves átlagai alapján megállapították, hogy a vízgyűjtő vízháztartását leginkább a vizsgált vízgyűjtő jellemzői és a vizes élőhelyek eloszlása befolyásolta.

#### 5.1.4. PAWS

Az Adaptive Watershed Simulator (PAWS) egy átfogó, párhuzamos hidrológiai, folyamatalapú vízgyűjtő szimulátor. A PAWS modell a közösségi földmodellel (Community Land Model – CLM) kombinálva képes szimulálni a szén/nitrogén körforgás, az ökoszisztéma dinamikája és a vízkörforgás közötti kapcsolatokat. A PAWS a hidrológiai ciklus fizikailag determinisztikusan meghatározott folyamatait szimulálja, beleértve a felszíni energiaáramlást, az evapotranszspirációt, a növényzet növekedését, a talajvíz mozgását, a felszíni lefolyást, a háromfázisú zóna és a talajvíz áramlását.

A PAWS a Fortran futtatható csomagban és a PAWS Data Reader and Input System-Matlab (PRISM) csomagban érhető el. A PAWS interaktívan implementálható Matlab-ban vagy Fortran programban. A modell fő bemenete egy MATLAB (.mat) fájl. A modell földfelszíni komponenseit (energia, fázisváltozás, növényzet, evapotranszspiráció) a közösségi földmodellel (CLM) kombinálják, amely számos előnnyel jár (átfogóbb, gyakran frissített), de nehézségeket is okoz a modellek elméletének megértésében.

Shen et al. (2013) a PAWS modellt a felszíni–felszín alatti rendszer integrált hidrológiai folyamatainak értékelésére egy új, nem-iteratív módszerrel egy közepes méretű (1169 km<sup>2</sup>) michigani vízgyűjtőre használta. A szerzők rámutattak a modell gyenge pontjaira, például a talajnedvesség oldalirányú áramlásának hiányára a telítetlen talajban. A modell továbbá nem tudja figyelembe venni a talaj makropórusos áramlását, és a modell hatékonysága csökken abban az esetben, ha a vízgyűjtőn pangóvíz dominál. Shen és szerzőtársai a modellt a kis vízfolyások áramlására, a talajhőmérsékletre, a talajvízszint mélységére és műholdas mérésekre, például az evapotranszspirációra és a levélfelület-indexre vonatkozó mért adatokkal tesztelték. A talajvíz áramlása nagymértékben befolyásolja a michigani medence lefolyását és beszivárgását. Az eredmények igazolják a modell hatékonyságát a hidrológiai és a biogeokémiai kapcsolatok szimulációjában. Shen et al. (2014) különböző adatforrások integrálásával fejlesztette tovább a felszíni és felszín alatti folyamatok modelljét. Ennek keretében összekötötték a modellt a Process-based Adaptive Watershed Simulator és a Community Land Model-lel (PAWS + CLM). A hierarchikus sztochasztikus szelekciós módszerrel nyert földhasználati adatokkal és az új algoritmussal kinyert folyómeder-geometria sokkal jobb eredményekre jutott, mint a hagyományos alkalmazási mód.

#### 5.1.5. AQUAVEO (GMS, SMS, WMS)

A Talajvíz Modellező Rendszer (Groundwater Modeling System-GMS) az AQUAVEO által létrehozott szoftvert jelenti a talajvíz modellezésére és szimulálására. Grid alapú megközelítést és teljes modellező eszközöket használ, beleértve talajvíz térképezését, adatkezelését és megjelenítését. A vízáramlások numerikus modelljeinek széles skáláját tartalmazza, beleértve: MODFLOW, MODFLOW-LGR, MODFLOW-USG, MODPATH, MT3DMS, RT3D, SEAWAT és PHT3D. Ezenkívül az online térképek, a PEST, a párhuzamos PEST, stb. támogatottak. A program háromdimenziós víztartó rétegeket képes szimulálni, és egyéb paraméterek részletesebb szimulációkat is képes végezni.

Az AQUAVEO rendelkezik felszíni víz modellezésére alkalmas rendszerrel (Surface-water Modelling System – SMS) is, amely a part menti és meder szimulációk széles skáláját tartalmazza. A fenti két rendszer mellett az AQUAVEO megépítette a Vízgyűjtő Modellező Rendszert

(Watershed Modeling System – WMS) is. Sadrolashrafi et al. (2008) tanulmányában a földrajzi információs rendszert (GIS) integrálták a Vízyűjtő Modellező Rendszerbe az iráni Khuzestan tartományban található Dez folyó vízgyűjtőjében található (körülbelül 16 213 km<sup>2</sup>) áradások vizsgálatára. Tapasztalataik szerint a WMS modell megbízható eredményeket adott, ennek alapján árvízi veszély térképet készítettek. Továbbá rámutattak, hogy a WMS modell villámárvíz szimulációra hatékony futtatására is képes.

## **5.2. Az integrált hidrológiai modellek**

Kollet et al. (2017) különféle integrált hidrológiai modelleket vizsgáltak meg. Ezek közül a dolgozat terjedelmi korlátai miatt csak néhányat mutatok be, többnyire vázlatosan.

### **5.2.1. WEAP**

A WEAP modell célja, hogy integrált megközelítéssel kezelje a vízkormányzáshoz szükséges lényeges paramétereket, és támogassa a vízkészlet-gazdálkodás politikai irányvonalát. A WEAP modell a vidéki, városi és mezőgazdasági vízigények részletes elemzésére szolgál eszközként. A WEAP a vízgazdálkodási módszereket és az egyéni vízfelhasználást is képes figyelembe venni, valamint a modell beállításával kiszámítható a vízvesztesség mértéke és a szűrkevíz újrafelhasználása. Ezen túlmenően, a WEAP modell képes pénzügyi elemzéseket is támogatni, amellyel támogatható a döntéshozatal. Az érdekelt feleknek és a gazdálkodóknak segít a víz hatékonyabb felhasználásában, az egyre kiszámíthatatlanabb és szélsőségesebb klimatikus viszonyokra tekintettel.

A WEAP modellnek nincs külön vízmérleg kalkulációs modulja. Kandra és Vyleta (2020) a WEAP modell segítségével meghatározta a Garam vízgyűjtő felszíni vizeinek kvantitatív vízmérlegét a 2010–2015 közötti időszakra. Rámutattak, hogy a modell nem igényel túl sok bemeneti adatot, mégis integrált megközelítést biztosít a szlovákiai vízkészlet-gazdálkodási problémák kezeléséhez. Kirilov és Bournaski (2019) kutatási eredményükről a „*Klíma, légkör és vízkészletek az éghajlatváltozás során*” című konferencián számoltak be, konkrétan a vízmérleg modellezés lépéseiről, amelyek a vízmozgások releváns számítási szempontjaira alapulnak. Avilés et al. (2020) a WEAP modellel értékelték a vizsgált vízrendszer vízháztartását, hogy az eredményeknek megfelelően szabályozzák a rendelkezésre álló vízkészlet elosztását a különböző vízigények kielégítésére.

A szimulációk során lehetőség van különféle éghajlatváltozási forgatókönyvek, a földhasználati és talajborítási forgatókönyvek vizsgálatára. Bozorgy et al. (2012) a WEAP modell segítségével becsülték meg egy meglévő öntözési rendszer által elvesztett víz mennyiségét és a rendszer korszerűsítésével megtakarítható vízmennyiséget. Az ausztráliai Nemzetközösség Tudományi és Ipari Kutatás Szervezet (The Commonwealth Scientific and Industrial Research Organisation – CSIRO) a WEAP modellel a vízkészlet elosztási lehetőségek közötti különbségeket szimulálta a klímaváltozási forgatókönyvek alapján. A WEAP modellel képesek voltak meghatározni az aktuális vízmérleget, valamint a jövőbeni változások hatásait is, majd azáltal tudományos alapokon dolgozták ki az Ouémé vízgyűjtő vízkészletének integrált vízkormányzási stratégiáját (Höllermaier et al., 2010).

### **5.2.2. MIKE SHE**

A MIKE SHE integrált hidrológiai modell Freeze és Harlan (1969) koncepcióján alapul. A MIKE SHE számos megközelítést kínál a víz mozgásának leírására, beleértve a felszíni áramlásokat, a folyók és tavak áramlását, a telítetlen és telített áramlásokat és az evapotranszpirációt. Hidrológiai folyamatok integrált szimulációjának elvégzéséhez nagyszámú bemeneti adatra van szükség. Ezek közül a legfontosabbak a geomorfológiai adottságok, a csapadék, a párolgás, hőmérséklet, besugárzás, vízgyűjtő határok és azok peremfeltételei, a meder geometria (hossz- és



keresztsszelvények), a talaj és a sekélyföldtani információk hidrodinamikai jellemzői, a területhasználat térbeli mintázata, stb.

Sun et al. (2006) a MIKE SHE modell számos előnyét azonosították. A MIKE SHE egy integrált hidrológiai modell, és az implementált hidrológiai-hidrodinamikai folyamatokat leíró algoritmusok többsége fizikai alapú. A felszíni- és felszín alatti víztestek közötti kapcsolatokat integráltan képezi le. A program térinformatikai jellegű felhasználói felületet biztosít, így a térbeli és időbeli adatokat tartalmazó adatbázisok közvetlenül összeköthetők a modellel. Továbbá a modell fejlett vizualizációs lehetőségei leegyszerűsítik a modellezés kimeneteleinek értelmezését. A MIKE SHE modell egy integrált modell, így számos vízgazdálkodási paraméter egyidőben meghatározható. A szimuláció felgyorsítása és az eredmények tárolási lemezterületének csökkentése érdekében azonban a szimuláció elvégzése előtt a felhasználó kiválaszthatja a kutatási céljainak megfelelő kimeneteket, így a MIKE SHE modell csak a kiválasztott paramétereket szimulálja.

A modell által nyújtott funkciók alkalmasak lehetnek a felszíni és a felszínalatti vízkészletek integrált modellezésre, ezáltal képes a vízgazdálkodási tevékenységek hatásainak szimulációjára (Hughes és Liu, 2008). Egyes tanulmányok a MIKE SHE-t térinformatikával ötvözve szomszédos vízgyűjtők hidrológiai folyamatainak szimulálására alkalmazták (Paparrizos és Maris, 2015; Právetz et al., 2015). A modell hatékonyan alkalmazható a földhasználat változás és az éghajlatváltozás talajvízre és ökoszisztémára gyakorolt hatásainak vizsgálatában (Keilholz et al., 2015). A MIKE SHE vízgyűjtőszintű modellt összekapcsolva a MIKE URBAN operatív városi hidrológiai rendszerrel és a MIKE 11 mederlefolyási modellel, kifejezetten alkalmas az urbanizációnak a hidrológiai folyamatokra, a talajvízre és vízfolyások hozamára gyakorolt hatásának vizsgálatára is (Chu et al., 2013; Locatelli et al., 2017). A modell eredményei alapján valószínűségi alapú árvízkezelési becsléseket is adhatunk (Oliver et al., 2018). A MIKE SHE modell lehetőséget nyújt csapadék-prognózisok és valós idejű csapadékeloszlás-térképek (radar-adatok) integrálására, ahogyan azt Tran H. T. et al. (2019) a Tra Khuc-Song Ve vízgyűjtőben lévő tározókba való beáramlás hatékonyabb előrejelzése kapcsán bemutatta.

Magyarországon a Dong-ér kisvízgyűjtő kapcsán a belvíz kialakulását okozó háttérfolyamatok értelmezésére, a víztározás optimalizálására és a többletvizek hatékony felhasználásának támogatására használták a MIKE SHE modellt (Nagy et al., 2019). A belvíz-előfordulás modellezésére RapidEye műholdfelvételekkel kalibrálták a MIKE SHE modellt (van Leeuwen et al., 2016). Právetz et al. (2015) 10 év alatt mért valós áramlási adatokat hasonlított össze a MIKE SHE által szimulált adatokkal. Az eredmények gyakran nem egyeztek meg, mert számos bemeneti adat még hiányzott. A VITUKI Magyarország Kft. a MIKE SHE modellel vizsgálta, hogy a Kunpeszér térségében lévő belvízelvezető csatornák elzárása milyen hatással van a talajvíz ingadozására és az elöntésekre (VITUKI, 2017).

A MIKE SHE egyik legfejlettebb és legrugalmasabb funkciója a térben és időben integrált vízmérleg kalkulátor. Ez a funkció az egyes részfolyamatok vízmérlegét képes lokálisan és a teljes vízgyűjtőre vonatkoztatva, bármilyen időintervallumban meghatározni (DHI, 2019b). A MIKE SHE vízmérleg kalkulátor alkalmazásával Asadusjjaman és Farnaz (2014) a földhasználatok változásainak a vízháztartás összetevőire gyakorolt hatását elemezte. Loliyana és Patel (2020) a MIKE 11 hidrodinamikai modellt a MIKE SHE modellel összekapcsolva végzett integrált hidrológiai modell-szimulációkat. A modell a földhasználat változás, a talajvíz változékonyság és a mezőgazdasági öntözés kapcsán is hatékonynak bizonyult.

### 5.2.3. PARFLOW

A ParFlow (PARallel FLOW) egy olyan integrált hidrológiai modell, amely képes szimulálni a felszíni és a felszín alatti áramlásokat (Maxwell et al., 2019). A ParFlow alapvetően a heterogén porózus rétegek 3 dimenziós telített felszíni alatti vizek áramlásait szimulálja. Egy ilyen összetett környezetben a ParFlow három különböző esetet képez le: 1) változó mértékben telített; 2) folyamatosan telített; és 3) integrált vízgyűjtő áramlások. A modell alkalmas nagy számításigényű szimulációk kezelésére egy- és több processzoros számítási hálózatokon. A ParFlow moduláris architektúrát használ, és rugalmas kommunikációs réteget tartalmaz a párhuzamos interakciók leképezésére a rendelkezésre álló hardveres infrastruktúrák széles skáláján. A ParFlow a felszíni és a felszín alatti vizeket egyszerre képes szimulálni, ezáltal szintetikusán szimulálni a felszíni és a lineáris lefolyást. A modellbe a felszíni földhasználatot is integrálni tudjuk. Kuffour et al. (2019) a ParFlow alkalmazási lehetőségeit egy németországi, villámárvizek által fenyegetett kisvízgyűjtő példáján foglalta össze.

A ParFlow a vízmérleg kiszámításához a 3 dimenziós Richards-egyenletet kombinálja a felszíni lefolyás modellel, melyhez a felszíni modellt (Community Land Model) használja (Maxwell et al., 2019). A felszínközeli áramlásokhoz a 2 dimenziós kinematikus hullámegyenletet implementálták. Az áramlási mélység és a lefolyás összefüggéseinek számítása a Manning-egyenlettel történik. A Community Land Model modulként teljes mértékben integrálható a ParFlow-ba, és párhuzamosan futtatható más szimulációkkal. A ParFlow-t úgy építették fel, hogy könnyen össze lehessen kötni egyéb környezeti modellekkel (pl. éghajlati modellek, felszíni lefolyás modellek).

A ParFlow vízmérlegszámításának koncepcionális modelljei azonban hiányosak, mert valójában a felszín alatti vízfelosztás nehezen meghatározható. Számos esetben a felszíni és a felszín alatti víz vízgyűjtője nem esik egybe, sőt egyes vízgyűjtőkben, például a dolgozatomban vizsgált Dong-ér kisvízgyűjtőjén a felszíni vízáramlás nagymértékben függ a kívülről érkező felszín alatti áramlásoktól (Tran Q. H., 2021).

A ParFlow modellben nincs mód az eredmények vizuális megjelenítésére. A ParFlow különleges előnye, hogy TCL (Tool Command Language) szkriptek segítségével a felhasználók alternatív, azonos valószínűségű szimulációk százait konfigurálhatják be és teljesen automatizálhatják. Ezáltal egy lépéssel közelebb kerülhetünk a modellezés bizonytalanságának meghatározásához. A ParFlow előnye még, hogy párhuzamos szimulációs platformok segítségével egyidőben képes szimulálni a telített áramlásokat az egyensúlyi rétegekben, a változó telített heterogén porusokat, és komplex nyolctér-felosztási algoritmusokat használ a vízgyűjtőben lévő összesített áramlás szimulálására.

### 5.2.4. WateRisk

A WateRisk integrált hidrológiai modellt Koncsos et al. (2011) fejlesztette. A modell 1D és 2D modellek integrációján alapul. Az 1D-ben leírt folyamatokat a vízmozgások hidrodinamikai modelleként kezeli. A 2D modell a csapadékot, a hófelhalmozódást, a párolgást és a felszíni lefolyást, valamint a beszivárgást és a talajvízmozgást reprezentáló hidraulikai modelleket írja le. A modellt homogén fizikai tulajdonságokkal rendelkező cellák eloszlása alapján fejlesztették ki. A cellákra felírt hidrológiai egyensúlyi egyenletek a háromdimenziós áramlást fejezik ki (Kardos és Koncsos, 2018). A WateRisk modell koncepcionális algoritmus és komponensei az ARES modellrendszerre épülnek (Koncsos et al., 2011). Az algoritmusok felépítése moduláris, ami azt jelenti, hogy a szimulációk a celláknál nem csak külön-külön működnek, hanem kombinálhatók, ezáltal lehetőség nyílik a térben és időben összetettebb folyamatok szimulációjára. A WateRisk modell célja olyan problémák megoldása, mint a csatornában zajló hidraulikai folyamatok leírása, a szimulációs cellák számának csökkentése, az iterációs lépések csökkentése és a modell

kalibrációjának javítása. Emellett a WateRisk modell a környezeti változások forgatókönyveinek elemzésére is lehetőséget kínál. A modell képes a hidrológiai folyamatok változásainak előrejelzésére, továbbá gazdasági elemzési lehetőségeket is magában foglal. A modell hosszú szimulációs idővel (1–30 év), részletes térbeli és időbeli felbontással és gyors számítási sebességgel képes 50-5000 km<sup>2</sup> méretű vízgyűjtők szimulációjára. A modell azonban nem alkalmas arra, hogy figyelembe vegye a légkörben és a talajvízmozgásokban lejátszódó folyamatokat.

Koncsos et al. (2011) a WateRisk modellt összehasonlította a HEC-RAS modellel. A szerzők a vízfelszíni profil, a felső és középső szakaszok vízszintjének idősoros, vízhozam és a folyásirány alatti vízszint határfeltételek szerinti eredményei alapján végeztek vizsgálatokat. Az eredmények alapján a WateRisk 1D hidrodinamikai modell a HEC-RAS modell által szimulált eredményekkel megegyező eredményeket ad. Kozma (2013) a WateRisk modellt az integrált felszín és felszín alatti vízfelület esetében a hidrológiai és hidrodinamikai folyamatok szimulációjára alkalmazta. Két kísérleti területet vizsgált meg, a Szamos–Kraszna közben (vizes élőhelyre jellemző hidrológiai környezetben) és a Duna–Tisza közén (szárazodás sújtotta területen). Ennek eredményeképpen egy belvíz veszélyeztetettségi térképet készítettek, amely a vízkészletek értékelésébe integrálva vizsgálta az éghajlatváltozási forgatókönyveket és a költség–haszon elemzést. Kozma (2013) kutatómunkájában vízmérleg-elemzést is végzett, beleértve a felszíni tárolók vízmérlegét, a felszíni–felszín alatti vízrendszer vízmérlegét, valamint a természetes tényezők és a vízmérleget befolyásoló tényezők összehasonlítását a Szamos–Kraszna közti belvízi területen. Szintén ezen a vizsgálati területen Kozma (2013) a WateRisk modellt használta a kockázattal kapcsolatos vizsgálatokra és árvízi térképek készítésére. A modell vízmérleg-számításai alapján képes volt meghatározni, hogy mely hidrológiai tényezők képesek előre jelezni a belvízi többletvíz megjelenését.

#### *5.2.5. Integrated hydrologic model (InHM)*

Az integrált hidrológiai modellt (InHM) a Tampa Bay Water és a Délnyugat-Floridai Vízgazdálkodási Körzet együttműködésében fejlesztették ki az 1980-as évek végén. A modell képes a felszínen és a felszín alatt zajló összetett hidrológiai folyamatok szimulálására. A modell két, a kutatásokban széles körben alkalmazott eljárás, nevezetesen a Hydrologic Simulation Program-FORTRAN (HSPF) és a MODFLOW kombinációja. A HSPF a felszíni és a vadózus zónában lejátszódó összefüggések és folyamatok szimulációjáért felelős, a MODFLOW célja pedig reprodukálni a telített rétegekben zajló áramlásokat.

Az InHM a 25 000 km<sup>2</sup>-nél kisebb méretű vízgyűjtőnek és hosszú időintervallumú (több tíz év) szimulációk futtatására alkalmas. Az InHM modellt használó egyes tanulmányok, például Loague et al. (2004) alapján, a talaj kezdeti víztartalmának bizonytalansága jelentősen meghatározza az esemény alapú szimulációk eredményét. Az InHM modell egy kvázi-fizikai alapú csapadék–lefolyás modellel jól teljesített a csúcs csapadékvíz-áramlás szimulációkban, de rosszul a csapadékvíz-áramlás mennyiségi becslésében. Heppner et al. (2006) eróziós kísérleteket használt az üledékszállítási komponens becslési megbízhatóságának meghatározására. Ebben a felszíni hidrológia, az eső és az árvíz okozta üledékszállítás közötti kapcsolatot vizsgálták. Tang et al. (2019) az InHM modellt használta a gátrendszer hidrológiai reakcióira és a domborzati formákra gyakorolt hatásának szimulálásában a Loess-fennsík Hilly-Gully vízgyűjtője (Észak-Közép Kína) kapcsán. Az eredmények alapján, az InHM modell hatékonyan segítette a hidrológiával kapcsolatos hatások értelmezését és az üledékszállításban bekövetkező változások becslését.

### 5.2.6. Egyéb integrált hidrológiai modellek

#### *Cast3M*

A Cast3M modellt a szilárd anyag- és folyadék mechanikával kapcsolatos problémák modellezésére fejlesztették ki. A modell hidrológiai és hidrogeológiai problémákat is megoldhat véges elemes vagy véges térfogat alapon. A Cast3M modell a Darcy több tartományos megközelítést alkalmazza a felszíni áramlások és a felszín alatti áramlások integrálására 2 és 3 dimenzióban (Weill et al., 2009). A felületi lefolyást 3D porózus rétegben számítják ki. Kollet et al. (2017) szerint a több tartományos transzport egyenletek, mint az advekción, diffúzió és diszperzió, a Richards egyenlet segítségével szintén integrálhatók.

#### *Advanced Terrestrial Simulator (ATS)*

Kollet et al. (2017) szerint az ATS (Advanced Terrestrial Simulator) modell az Amanzi-modell és az Arcos multi fizikai menedzsment stratégiája alapján szimulálja az ökoszisztéma hidrológiai folyamatait. Az ATS modell alkalmazási területei a következők: a felszíni- és a felszín alatti termikus hidrológia, fagyási/olvadási folyamatok és a felszíni energiamérleg. A dinamikus növényzet, a szén ciklus, a deformációs képességek és a reaktív transzport leírására a nagylevelű (big-leaf) modellt használja. Az ATS modell a Richards egyenlettel írja le a felszín alatti, a diffúziós hullám modellel pedig a felszíni folyamatokat.

#### *CATHY*

A CATHY (CATchment HYdrology) modellben a 3D Richards egyenletet a véges elemes megközelítésben oldják meg. A felszín-felszín csatolás kezelése egy idő felosztási eljárás alapul, amely iteratív módon frissíti a peremfeltételeket, hogy a potenciális fluxusokat (csapadék és párolgás) automatikusan tényleges fluxusokká bontsa a felszínen (Kollet et al., 2017). A CATHY a tömeg-egyensúly egyenletet használja a felszíni és felszín alatti vízkészlet változásainak értékelésére. A modell a Noah-MP domborzati modellel, valamint különféle vegetációs modellekkel integrálható a perem réteg dinamikai és hidrogeofizikai inverzióval.

#### *HydroGeoSphere (HGS)*

A HydroGeoSphere egy 3 dimenziós véges elem-szimulátor alapú modellezés a hidrológiai körfolyamat felszíni részének szimulálására (Aquanty, 2015). A modell teljes implicit megközelítést alkalmaz a felszíni vízáramlásra vonatkozó differenciál hullám-egyenletének és a felszín alatti áramláshoz köthető Richards egyenlet megoldására. A modell a felszíni és felszín alatti folyamatok integrációjával a felszíni és a felszín alatti szennyezőanyag- és energiatranszport folyamatokat is képes szimulálni. A HGS modell integrálható még az időjárás-kutatás és -előrejelzés (Weather Research and Forecast - WRF) modellel, hogy képes legyen a légkör, a felszíni és a felszín alatti kölcsönhatások szimulálására (Davison et al., 2015). Newton-féle módszer és az iteratív ritka mátrix megoldó kombinációja alkalmazásra került a szabályozó vízáramlási egyenletekben lévő nemlinearitások megoldására (Kollet et al., 2017).

#### *GEOtop*

A GEOtop egy grid alapú, elosztott hidrológiai modell, amelyet a talaj felső rétegében végbemenő, 3 dimenziós vízmozgás szimulációjára fejlesztettek ki. A modell a víz és az energia a légkörrel való kölcsönhatást is képes kiszámítani, valamint figyelembe veszi a vegetációban végbemenő hidrológiai folyamatokat és a domborzat hatásait (Kollet et al., 2017). A hő és a víz áramlási egyenleteit a Newton-Raphson módszerrel oldották meg 3 dimenziós véges térfogatban. A telített zónában lévő víztartalom kiszámítása a van Genuchten által definiált talaj retenciós görbe alapján történik, míg a telített zónában lévő víztartalom a fajlagos tárolóképeség alapján került kiszámításra (Kollet et al., 2017).

### 5.3. A MIKE SHE modell alkalmazásának indoklása a modellek összegző értékelése alapján

Ahogy látható, minden egyes modellnek megvannak a maga előnyei és hátrányai is egyaránt. Egyes modellek a hidrológiai ciklus valamelyik kiragadott folyamatának szimulálására specifikálódnak, míg más egyébként lényeges környezeti folyamatokkal csak érintőlegesen foglalkoznak. Mindez nem más, mint generalizálás, amely minden egyes modellalkotás lényeges eleme, és időkritikus döntéshozatali rendszerek esetében, megfelelő szakmai rálátás esetén nagy előnyt jelenthet. Például a HEC-RAS modell alkalmazása során az evapotranszspirációval, a PAWS modell esetében a telítetlen zóna oldalirányú talajnedvesség-áramlásával nem számolunk.

A természeti elemek között ugyanakkor interaktív kölcsönhatások érvényesülnek, és ez tartja fent a természet működését, ideértve a hidrológiai körforgást is. A hidrológiai folyamatok integrált szimulációjához a folyamat alapú modellek önmagukban korlátozottan képesek, és többnyire további természeti folyamatok leképezésére specifikálódott modellel köthetjük össze azokat az integráció elérése érdekében. Számos példát találunk a HEC-RAS modell és más, a modelleszaládba tartozó modell integrációjára. A modell hatékonyságát növelhetjük a HEC-RAS, HEC-FDA, HEC-FIA, HEC-SSP, HEC-ResSim modellek összekötésével (Fakhruddin, 2015; Dunn et al., 2016). A PAWS és a CLM modellek kombinációjára is számos példát találunk. E két modell kombinációjával a talaj textúra és a talajvíz között végbemenő hidrológiai kapcsolatok modellezhetők eredményesen (Ji et al., 2015). Gyakorlati szempontból problémát jelent, ha egyszerre túl sok eltérő logikával, paraméterezéssel, adatformátummal felépülő modellt kell egységes egésszé összekapcsolni. Az integrált hidrológiai modelleknél is beszélhetünk előnyökről és hátrányokról. A WaterRisk modell például csak azoknak hidrológiai részfolyamatoknak a szimulálására koncentrálna, amelyek befolyásolják a mederben lezajló hidrodinamikai állapot-tényezőket. Hasonló módon az InHM modell az üledékszállítási folyamatok állapot-tényezőinek kiszámítására fókuszál.

Az integrált hidrológiai modellek felépítése többnyire igen bonyolult, számos bemenő adatra van szükségünk, azonban sok kimeneti eredménnyel szolgálnak a döntéshozatalhoz. Az integrált hidrológiai modellek nagy része képes a hidrológiai ciklus komplex vizsgálatra, elemzésére, de nem mindegyik képesek a vízmérlegi komponenseket külön számolni. Az egyébként nagyon jól skálázható és paraméterezhető, igen összetett, soktényezős Parflow modell használatához például szükség van a Linux rendszer ismeretére. Megjegyzem ugyanakkor, hogy a Kárpát-medence léptékű egységes hidrológiai-hidrodinamikai modellezés során talán mégis ez a modell lehet hosszú távon a megoldás, hiszen szuper számítógépes környezetben, korlátlan kapacitással futtatható.

A modellek áttekintés során kizárólag a MIKE SHE modell rendelkezik külön modullal a vízmérleg számítására. A modul alkalmas a teljes vízmérleg, beleértve az egyes komponensek (lombkorona intercepció, szárazföldi, telítetlen és telített zóna) kiértékelésére. A modellépítés nagyszámú, térinformatikai szempontból előkészített bemenő adatot igényel. Az eredmények különféle formátumokban értékelhetők, szövegesen, idősorosan, és térképi állományok formájában. A nagy adatmennyiség lehetővé teszi a természetben lezajló komplex hidrodinamikai folyamatok valóságosabb szimulációját, ezáltal hozzásegítve a felhasználót a természetben lejátszódó események jobb megismeréséhez. A MIKE SHE modell ugyanakkor kereskedelmi szoftver, így az ingyenes használatához nem mindenki férhet hozzá. A doktori kutatásom keretei között a fejlesztő ingyenes hallgatói hozzáférést biztosított számomra. Lényeges továbbá, hogy a jelenlegi munkahelyem, az Országos Vízügyi Főigazgatóság is megvásárolta a szoftvert, és az intézményen belül aktív fejlesztések zajlanak a modell szélesebb körű alkalmazása kapcsán.

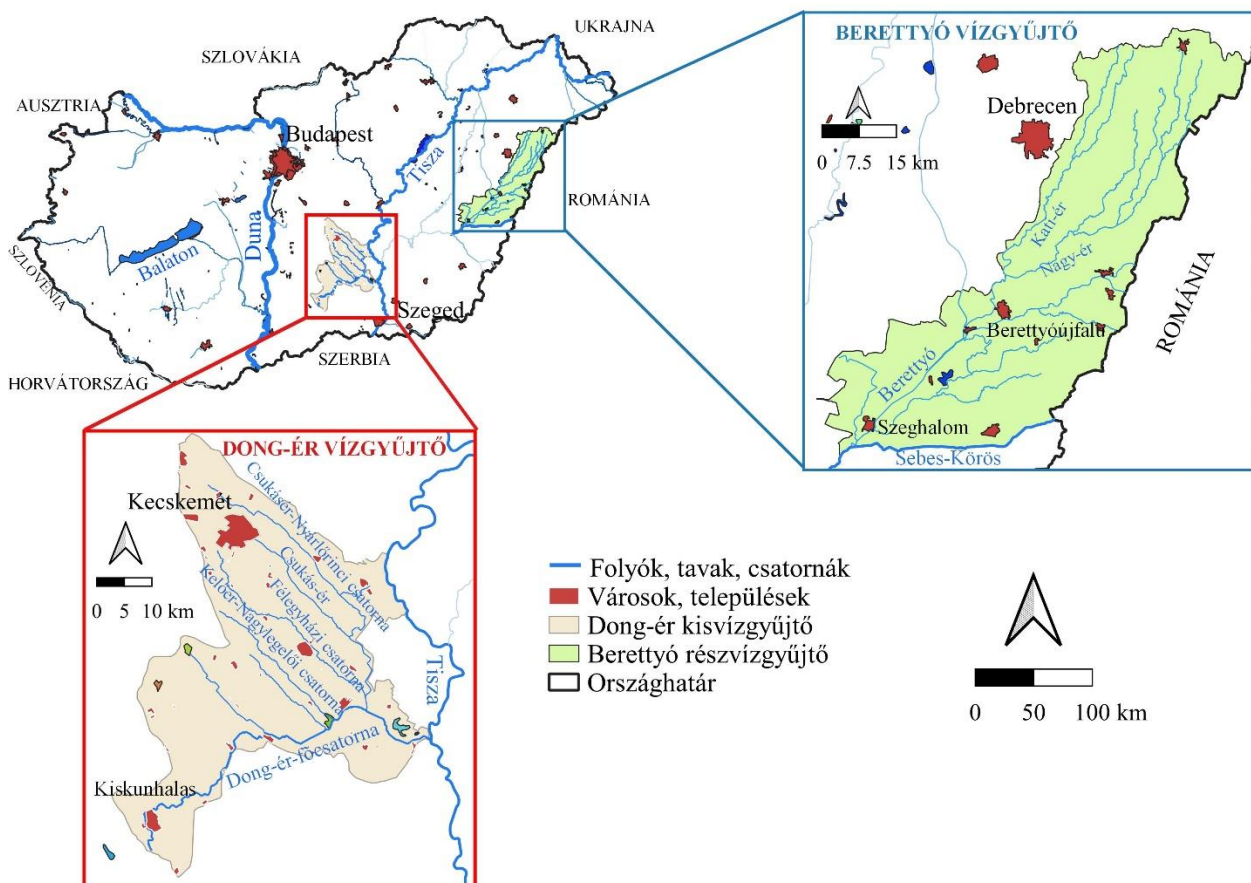
A modellek karakterisztikájának és az alkalmazási lehetőségek figyelembevételével éppen ezért a MIKE SHE modellt választottam Dong-ér kisvízgyűjtő és a Berettyó részvízgyűjtő hidrológiai paramétereinek és vízmérlegi komponenseinek meghatározására a klímaváltozás aspektusából.

## 6. A VIZSGÁLT TERÜLETEK ÉS A MÓDSZERTAN

### 6.1. A kutatás során vizsgált mintaterületek

A dolgozatban az Alföld két mintaterülete került modellezésre. Az egyik a Duna–Tisza között található Dong-ér kisvízgyűjtő, a másik az Alföld keleti részén lévő Berettyó részvízgyűjtő (4. ábra).

A két vizsgált kisvízgyűjtő (a Dong-ér és a Berettyó) természeti adottságai eltérőek, továbbá a rendelkezésre álló alapadatok tekintetében is nagy eltérés mutatkozik. A Berettyó részvízgyűjtőben számos felszíni víz mérőállomás adatai áll rendelkezésre, melyre a hidrodinamikai modell nagy bizonyossággal kalibrálható. A Dong-ér kisvízgyűjtő modelljét a nagy területi adathiány miatt előbb egy jól modellezhető referencia vízgyűjtő paraméterei alapján kellett kalibrálni (ennek részletesen módszertana a 6.3. fejezetben található).



4. ábra. A Dong-ér kisvízgyűjtő és a Berettyó részvízgyűjtő

#### 6.1.1. A Dong-ér kisvízgyűjtő természeti földrajzi jellemzése

A Dong-ér-főcsatorna belvízrendszer a Duna–Tisza-közi hátság középső részén, Magyarország déli határától körülbelül 50 km-re található. Legnagyobb részét az Alsó-Tisza Vízügyi Igazgatóság kezeli (4. ábra). A vízgyűjtő teljes területe 2 127 km<sup>2</sup>. A vízgyűjtő nyugati része a Bugaci-homokhát keleti részéhez tartozik, ahol a felszínt enyhén hullámos síkság és északnyugati–délkeleti irányban elhúzódó buckasorok, szélbarázdák, vizenyős mélyedések, tőzeggel borított területek taglalják. Az itteni átlagos relatív relief értéke 3,5 m/km<sup>2</sup>. A terület felszín közeli üledékében a futóhomok dominancia mutatkozik, melynek vastagsága néhány métertől 50–60 m-ig terjedhet. A terület vizeinek nagyobb része a Dong-éri-főcsatornába folyik. A terepbejárás során



megfigyelhető, hogy a Dong-éri-főcsatorna kezdeti szakaszán – a Duna–Tisza-közi hátság vízválasztója közelében – minimális a felszíni vízszállítás, az időnként ki is száradó medret inkább csak a vizes élőhelyek növényzete mutatja (1. melléklet). Ezért az itteni vízkészlete hasznosításra nem alkalmas, ezért itt inkább a felszín alatti vízkészletek használata kerül előtérbe (Kozák, 2020a). A Dong-éri-főcsatorna vízfolyás jellege inkább Kiskunhalas belterületéhez közeledve figyelhető meg (2. melléklet). Innentől a csatorna vízkészlete három forrásból alakul ki: a csapadékos időszakokban felszíni lefolyás (ennek mennyiségét azonban a homokos felszín erősen befolyásolja), a felszín alatti vizekből való beszivárgás (a homokbuckás területeken erre kedvező lehetőség van), illetve a települések használt vizei (5. ábra).



*5. ábra. A település tisztított szennyvizének befolyása a Dong-éri-főcsatornába Kiskunhalason a Kiskunsági Víziközmű-Szolgáltató Kft. központi épületének közelében*

A Bugaci-homokhát talajvize az 1970-es évek végéig 2–4 m mélységben volt elérhető, de az utóbbi évtizedekben jelentős süllyedés tapasztalható. A Dong-ér kisvízgyűjtő délnyugati része a Dorozsma–majsai-homokháthoz tartozik. Magyarország tájbeosztása szerint a Dong-ér kisvízgyűjtő nagyobb része a Kiskunsági löszös háthoz tartozik, ami lösszel és homokkal borított hordalékkúp síkság (Dövényi, 2010). Az itteni relatív relief értéke  $5 \text{ m/km}^2$ . A vízgyűjtőn az egymással közel párhuzamosan lévő – ÉNy–DK-i irányú – csatornák rendszere összegyűjti és a Dong-éri-főcsatornába szállítja a többlet vizet, ami Baks közelében ömlik a Tiszába.

Az uralkodó szélirány északnyugati, az átlagos szélsébség 2–3 m/s körül alakul. A szél tevékenysége átalakította a helyi domborzatot, ami alapvetően meghatározza a vízhálózatot. A Dong-éri-főcsatorna folyásiránya nagyjából nyugat-keleti, míg a mellécsatornák folyásiránya északnyugat-délkeleti, jellemzően a természetes deflációs mélyedéseket követik (4. ábra). Csapadékos időszakokban a talajvíz megjelenhet a deflációs mélyedésekben, és átmenetileg elöntött területeket képeznek (Sipos és Právecz, 2014).

Az Országos Meteorológiai Szolgálat (OMSZ) két regionális klímamodellel és két forgató könyvvvel készített vizsgálatai alapján Magyarország átlaghőmérséklete az évszázad végére 3–4°C-

kal emelkedhet és így a 2°C küszöböt várhatóan hamarabb fogja elérni. A terület éghajlata mérsékelt, illetve meleg-száraz. A mintaterület az ország legmelegebb, legszárazabb vidékei közé tartozik, ennek megfelelően a térség aszályhajlama igen nagy (Sipos és Právecz, 2014). Az OMSZ adatbázisa szerint a térségben az átlagos éves csapadékösszeg 511 mm körül alakult, de szélsőséges esetben (2014-ben) akár 842 mm-t vagy a csapadékhiányos 2000 évben 203 mm-t mértek. A 2000–2018 közötti időszakban a havi középhőmérséklet legalacsonyabb értéke -5,2°C 2012 februárjában és 2017 januárjában, a legmagasabb +24,5°C volt 2018 augusztusában, és az átlagos havi középhőmérséklet +12,5°C körül ingadozik. A hótakaró vastagsága télen átlagosan 18–22 cm.

Nem öntözött szántóterület uralja a vízgyűjtő ~41%-át, ezt követik a legelők ~13%-kal, a lombos erdők ~10%-kal, a fennmaradó kisebb területhasználatok az időszakos erdős-cserjés, a különböző művelési tevékenység és a nem folytonos települések. A rendelkezésre álló genetikai talajtérkép (MTA TAKI, 2009) alapján a terület talajadottságai rendkívüli heterogének, a legjellemzőbb talaj típusok a futóhomokos homokos talajok, a humuszos homoktalaj, a csernozjom és mélyedésekben a szikes talajok. Ezek a talajtípusok általában igen nagy víznyelésűek. A Duna–Tisza-közi térségben igen intenzív talajvízváltozás volt az elmúlt évtizedekben (Pálfi, 1994; Szalai, 2011; Kohán, 2014; Fehér és Rakonczai, 2019; Tran Q. H. et al., 2022;). A talajvíz csökkenés átlagosan 2 méter körül alakult, de a magasabb helyeken ennek többszöröse is lehet (Fehér, 2019). A tartósan csapadékos időszakban a homokhátság alacsonyabb részein nemcsak helyre állt a vízhiány, hanem annyira felemelkedett a talajvízszint, hogy időnként már káros felszíni elöntéseket is okozott (Kozák, 2011; Szatmári és van Leeuwen, 2013).

#### *6.1.2. A Berettyó részvízgyűjtő természeti földrajzi jellemzői*

A Berettyó Románia területén ered és hazánkban torkollik a Sebes-Körösbe. A teljes magyarországi hossza közel 75 km (4. ábra). Hazánkban a Berettyó két részvízgyűjtőjét különíthetjük el: a felső részen a Kálló-ér vízgyűjtő, az alsó szakaszon a Berettyó részvízgyűjtő fekszik. Az integrált hidrológiai modell felépítésekor a Kálló-ér részvízgyűjtőt és a Berettyó részvízgyűjtőt együtt kezeltem. Az így összevont vízgyűjtő (a továbbiakban Berettyó részvízgyűjtő) területe 2748,44 km<sup>2</sup>. A Berettyó részvízgyűjtő határa északon megközelítőleg azonos Szabolcs–Szatmár–Bereg megye déli határával, keleten az országhatár (Románia), délen a Sebes-Körös folyó, nyugaton a vízgyűjtő nyugati oldala határolja. A Berettyó részvízgyűjtő a domborzata alapján két részre tagolható. Az északkeleti harmada szélhordta homokkal fedett homokformákkal fedett síkság, itt a felszínt a homok, homokos vályog talajok borítják. A vizsgált terület magassága 104–159 m tszf. között változik. A Berettyó részvízgyűjtő délnyugati része a Nagy-Sárréthez tartozik, ahol a Sebes-Körös által feltöltött hordalékkúp nyugati oldalán található. A vízgyűjtő ezen területén nagy arányban van a vízzáró tulajdonsággal rendelkező vörös iszap és csak néhány helyen a változatos vastagságú iszapos, agyagos tőzeg. Tehát a vízgyűjtőn a felszín beszivárgási viszonyait kettősség jellemzi: az északkeleti rész jellemzően a jó vízvezető képességű homokos, a délnyugati felén viszont rossz vízvezető agyagos, finom kőzetliszt dominál. A területet kis relatív relief (~1,5 m/km<sup>2</sup>) jellemzi, nyáron ezen a szakaszon a vízsebesség 0,13–0,14 m/s. A terület 86–101 m tengerszint feletti magasságban található és a délnyugati irányba lejt (28. ábra).

A Berettyó jobb parti részén a Berettyó–Kálló köze található. Az itteni domborzat 89–134 m tengerszint feletti magasságú hordalékkúp síkság. A Berettyó–Kálló köze felszínének közel ¾-ét holocén ártéri, mocsári iszap és agyag talaj alkotja, míg ¼-e a mozaikosan elhelyezkedő pleisztocén ártéri infúziós lösszel, iszappal fedett térrész (Dövényi, 2010). A Berettyó árvizei a tavaszi hóolvadásból és a kora nyári csapadékból származnak. Ősszel kisvizek a jellemzők. A Berettyó bal parti része a Bihari-síkon helyezkedik el. Itt a Sebes-Körös hordalékkúpja határozza meg a domborzatot, amelynek tengerszint feletti magassága 86–106,5 m között változik és enyhén a délnyugati irányba lejt. A jellemző felszíni formák a fattyúágak, morotvaroncsok és a parti



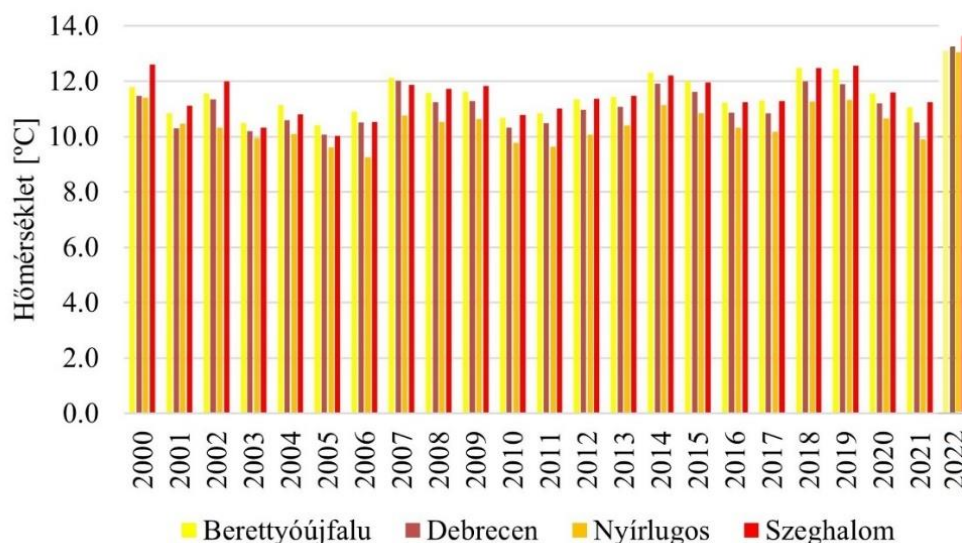
dűnesorok. A vízgyűjtő déli, délnyugati mélyebben fekvő részeit (a 19. század második felében végrehajtott) folyószabályozások és ármentesítések előtt az év jelentős részében a folyók kiöntött árvizei borították.



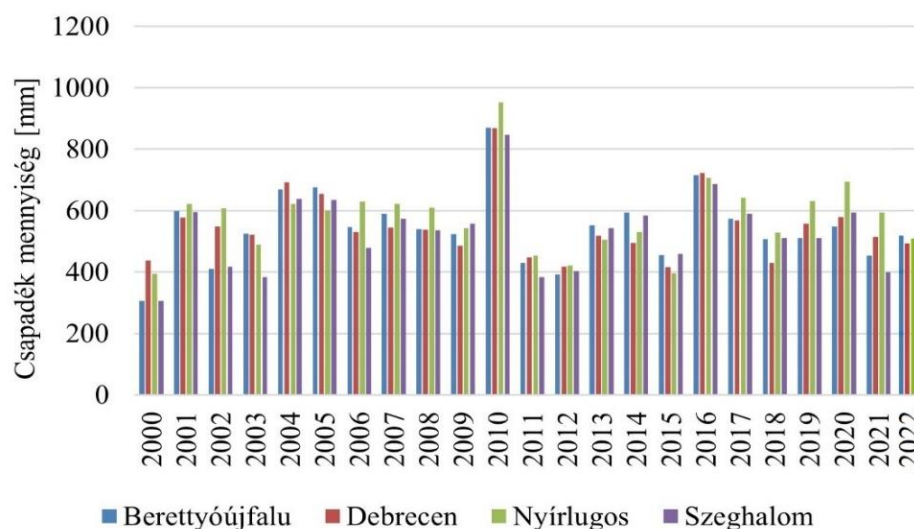
6. ábra. A Berettyó folyó Szeghalomnál 2022. augusztus 14-én

A tájon keresztül utazva sokfelé még ma is jól láthatóak az egykori medermaradványok. Az egykor vizes-mocsaras táj alacsonyabb részein inkább réti (37%) és szikes (21%), a magasabb részeken pedig leginkább vázталajok (25%) és csernozjom talajok (15%) találhatóak. A Berettyó részvízgyűjtőn területhasználat szempontjából a szántó dominál 53%-ban, 20%-a rét és legelő, 17%-a erdő (TIVIZIG, 2016). A rendelkezésre álló Corine felszínborítási térképek alapján a Berettyó részvízgyűjtőn nem történt lényeges vegetáció- és földhasználati változás az elmúlt 30 évben.

A Berettyó részvízgyűjtő éghajlata mérsékelt meleg-száraz. Az Országos Vízügyi Főigazgatóság (OVF) adatbázisa szerint az évi középhőmérséklet 2000-től 2021-ig emelkedő tendenciát mutatott (a két szélsőség: 9,3°C és 12,6°C) (7. ábra). Az évi csapadékösszegek alapján – az országos értékhez hasonlóan – 2010-ben volt a legtöbb és 2000-ben a legkevesebb csapadék (8. ábra).

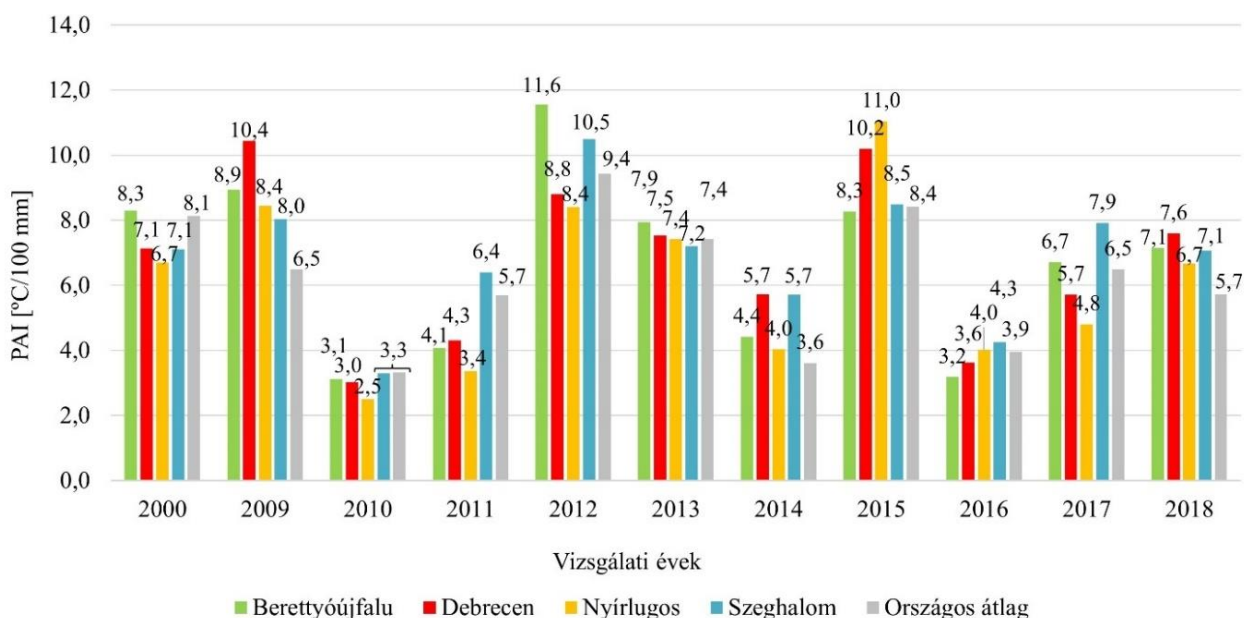


7. ábra. Az évi átlaghőmérsékletek a Berettyó részvízgyűjtőn (OVF adatai alapján)



8. ábra. Az évi csapadékösszegek a Berettyó részvízgyűjtőn (OVF adatai alapján)

A Berettyó részvízgyűjtő mérőállomásai (Berettyóújfalu, Nyírlugos, Szeghalom és Debrecen) adatai alapján bemutatom a vizsgálati évek klimatikus viszonyait a gyakorlatban elterjedt Pálfai-féle aszályindex (PAI) segítségével is (9. ábra). Ez alapján a 2012-es évben volt magas az aszályindex, ezt követte a 2009-es év. Ha összevetjük az évi átlaghőmérsékletek ábráját a Pálfai-féle aszályindex megfelelő adataival, akkor azt tapasztalható, hogy nem minden magas hőmérsékletű évnek magas az aszály indexe, példaképpen ilyen a 2000-es, 2014-es és a 2018-as időszakok. Az évi csapadékösszeg és az aszályindex kapcsolat szempontból a csapadékos 2010-es és 2016-os, illetve a szárazabb 2012-es, 2015-ös és 2018-as években az évi csapadéknak jobban van szerepe, ahogy a 8. és 9. ábra mutatja. Az ábrák alapján azonban látható, hogy az aszály és a csapadékmennyiség nincs feltétlenül szoros kapcsolatban. Ezt talán legszemléletesebben a közel azonos csapadéku 2011-es és 2012-es évek mutatják. Azaz a vegetáció klímaérzékenysége a korábbi évek csapadékviszonyai jelentős hatással vannak.



9. ábra. A Pálfai-féle aszályindexek a Berettyó részvízgyűjtő mérőállomásai adatai alapján 2000 és 2018 között (az ATIVIZIG adatai alapján)

## 6.2. Az alkalmazott modellek bemutatása

### 6.2.1. A MIKE SHE integrált hidrológiai modell

Az 5.3-as fejezetben részletesen bemutatam a MIKE SHE modell előnyeit és hátrányait. Ebben a fejezetben a modell felépítés során előforduló lényeges elméleti aspektusait, illetve az általam végzett fejlesztéseket ismertetem. A MIKE SHE modell felületének három része van: a dinamikus adatfa struktúra, dialógus felület és a validálási terület. Az adatfa megjelenít minden egyes elemet, amely a modellfuttatáshoz szükséges. A dialógus felület pedig az adatfa beállításainak megfelelően jeleníti meg a műveleteket. A validációs területen a hiányzó, érvénytelen vagy hibás részekről ad információt. Ez a három felület egymással össze van kapcsolva.

#### a. A felszíni vízáramlás modellezése

A MIKE SHE modellben a szimuláció specifikáció párbeszédpanelben van lehetőségünk a felszíni lefolyás tétel kijelölésére. A felszíni lefolyás számításának két módszere van: a véges differencia és a részvízgyűjtő alapú módszer. A véges differencia módszer a MIKE SHE leggyakrabban alkalmazott eljárása. Ebben az esetben két numerikus megoldó között választhatunk, az egyik a közvetett (implicit) mátrix megoldó, úgynevezett SOR (Successive Over-Relaxation) megoldó. A másik a közvetlen (explicit) megoldó. Azért közvetlen, mert nem használja az iteratív mátrixszal való megoldást. A SOR megoldó gyorsabban számítja ki a felszíni lefolyást, azonban a szimuláció kevésbé pontos eredményeket ad. Mindkét megoldó a diffúz hullám közelítéssel oldja meg a Saint Venant egyenleteket. A részvízgyűjtő módszernek a számítási megközelítése az egyszerűsített felszíni áramlási útvonal alapján, amely a lefolyó vízmélység és a felszíni visszatartás közötti empirikus összefüggésen alapul.

A dolgozatban a felszíni lefolyás szimulálására a SOR megoldót használtam. A természetes felszíni vízmozgás leírására a MIKE SHE Felszíni áramlás modulja a Saint Venant egyenleteket a diffúziós hullám közelítésével oldja meg (DHI, 2019b). A módszer alapja a tömegmegmaradás egyenlete:

$$\frac{\partial h}{\partial t} + \frac{\partial}{\partial x}(u \cdot h) + \frac{\partial}{\partial y}(v \cdot h) = i \quad (1)$$

és az impulzus-megmaradás egyenlet:

$$S_{fx} = S_{Ox} - \frac{\partial h}{\partial x} - \frac{u}{g} \frac{\partial u}{\partial x} - \frac{1}{g} \frac{\partial u}{\partial t} - \frac{q \cdot u}{g \cdot h} \quad (2)$$

$$S_{fy} = S_{Oy} - \frac{\partial h}{\partial y} - \frac{v}{g} \frac{\partial v}{\partial y} - \frac{1}{g} \frac{\partial v}{\partial t} - \frac{q \cdot v}{g \cdot h} \quad (3)$$

ahol:  $h(x,y)$  – a vízmélység [m], a  $t$  idő folytonos függvényei;

$u(x,y)$  – vízáramlás sebessége  $x$ -irányban [m/s], a  $t$  idő folytonos függvényei;

$v(x,y)$  – vízáramlás sebessége  $y$ -irányban [m/s], a  $t$  idő folytonos függvényei;

$i(x,y)$  – a bemenő vízhozam [ $\text{m}^3/\text{s}$ ];

$g$  – a gravitációs állandó [m/s<sup>2</sup>];

$S_{Ox}$  és  $S_{Oy}$  –  $x$ -és  $y$ -irányú mederesés [-];

$S_{fx}$  és  $S_{fy}$  – az energiavonal esése [-].

A grafikus felhasználói interfészhez tartozó felszíni lefolyás párbeszédpanelben lehetőség van a felszíni lefolyás modellezésre vonatkozó adatok megadására. Ezek a Manning (M) érdességi

tényezők, az árvízi tározókéesség és a kezdeti vízmélység. A Manning (M) érdességi tényezőket megadhatjuk egyenletes (uniform), hálós (.dfs2), pontos/vonalas (.shape) és XYZ pontos (.txt) fájlokkal. A hálós, pontos/vonalas és XYZ pontos fájlokkal részletesebben felépíthető a modell. Tudjuk, hogy minél részletesebbek a bemenő adatok, annál pontosabb az eredmény, azonban sokkal több bemeneti adatra van szükségünk. A bemenő adatok hiánya miatt McGuigan et al. (2015) eredményei alapján mindkét vízgyűjtőre egységesen 25 m<sup>1/2</sup>/s Manning (M) érdességi tényező értékét adtam meg. A tározókéességet és a kezdeti vízmélységet a bemenő adatok hiányára hivatkozva a modell által javasolt alapértelmezett értékekkel definiáltam.

#### b. Az evapotranszspiráció számítása

A MIKE SHE modellben az evapotranszspiráció számítás egyik módszere a Kristensen és Jensen (1975) által empirikusan levezetett egyenleteken alapul. A másik módszer a kétrétegű evapotranszspirációs modell, ami egyszerűbb az előzőnél. A kétrétegű evapotranszspirációs modell a telítetlen zónát két részre osztja. Az egyik a gyökérzóna, ahonnan a párologtatás történik, a másik a gyökérzóna alatti réteg, ahonnan nincs párologtatás-eredetű vízveszteség. Ez a módszer leginkább a sekély talajvíztükör esetében hatékony, például vizenyős területeken (DHI, 2019b). A MIKE SHE modell felépítése során az empirikusan levezetett egyenletekkel számoltam. A referencia evapotranszspiráció az egyik legnehezebben meghatározható paraméter, mivel számos bemenő adatra van szükség, miközben a vizsgált területeken kevés adat áll rendelkezésre. A referencia evapotranszspiráció kiszámítására több megoldás is létezik. A módszerek közül a FAO-56 Penman–Monteith egyenletrendszer széles körben alkalmazzák. Ennek használata során szintén az a probléma merült fel, hogy számos bemeneti adatra van szükség. A bemeneti adatok hiánya miatt a FAO-56 Penman–Monteith egyenlet használata is korlátozott. Az Allen et al. (1998) a FAO honlapján közzétett kézikönyvben szereplő egyszerűsített modellt alkalmaztak. Ez alapján a különböző hőmérsékleti (T) értékekhez becsült potenciális evapotranszspiráció (ET<sub>P</sub>) mértékét egy hatványfüggvénnyel jó közelítéssel meghatározhatjuk (Fiala et al., 2018).

$$ET_P = ET_{ref} = e^{0.07T} \quad (4)$$

Tekintettel a rendelkezésemre álló adatok hiányára, a dolgozatban mind a két vízgyűjtőre a fenti összefüggést használtam. Jövőbeli terveim között szerepel egy pontosabb, távérzékelési technológián alapuló (SEN-ET) térbeli és időbeli evapotranszspiráció modell alkalmazása.

#### c. Talaj

A telítetlen zóna talajprofil eloszlás beállításánál az egyenletes (uniform) vagy a térbeli eloszlás lehet alkalmazni. Az egyenletes eloszlás azt jelenti, hogy a modellben szereplő összes rácscella azonos értékű. Ebben az esetben a teljes vízgyűjtőre vonatkozóan a talajprofil (függőleges talajrétegződések, rétegenként egyes talajtípusok jellemzői) egységesen és egyenletesen van definiálva. A valóságban ennél bonyolultabbak a talajtani viszonyok, mind a horizontális, mind a vertikális léptékben. Úgy gondolom, hogy a telítetlen zóna talajprofilját a lehető legjobban területi és mélységi pontossággal meg kell határozni, hogy ezáltal a szimuláció eredményei a valósághoz minél közelebb legyenek. Ezért a rendelkezésemre álló talajtani adatok alapján térbeli disztribúcióban definiáltam a modell telítetlen zóna talajprofil eloszlását, mégpedig egy térinformatikai poligon (.shape) fájlal. A részletesebb fejlesztés során az egyes talajtípusok jellemzőit a MIKE ZERO egyik moduljával .uzs kiterjedésű fájlal definiáltam. Ebben a fájlban a talajtípus jellemzőit (a talaj tömörödési mutatója, a retenciós görbe, a hidraulikus áteresztőképesség) adtam meg. A vizsgált vízgyűjtők talajtömörödési mutatóit, hidraulikus áteresztőképesség paraméter értékeit a van Genuchten et al. (1991) által felépített RETC szoftverrel határoztam meg. Ez a szoftver egyszerűen és hatékonyan elemzi és/vagy megbecsüli a telítetlen talaj hidraulikus tulajdonságait, beleértve a retenciós görbe és a hidraulikus vezetőképesség paramétereinek meghatározását is. A RETC modellnek a Rosetta adatbázison és

neurális hálózaton alapuló előrejelzésének alkalmazásához a talajrétegek arányára és a talaj tömörödésének mutatójára van szükség. A talajrétegek aránya az egyes talajtípusok esetében a Magyar Állami Földtani Intézet (MÁFI) egyes talajtípusokra vonatkozó térbeli (horizontális) eloszlású adatai és a felszínközeli 10 m-es összlet kőzetkifejlődés (vertikális eloszlású) térképei szerint lettek felépítve, a talaj tömörödésére vonatkozó adatokat pedig Pásztor et al. (2020) kutatásának eredményeiből határoztam meg.

*d. A telítetlen zónában történő vízáramlása*

A felszín alatti viszonyok (telítetlen és telített talajok víztartalma) pontos meghatározása döntő jelentőségű a modellépítésben. Rakonczai et al. (2011) és Farsang (2014) szignifikáns kölcsönhatást állapították meg a talaj és a terület vízháztartása között. A telítetlen zónában lejátszódó függőleges vízáramlási folyamatok meghatározásához a MIKE SHE modell három módszert javasol, ezek a Richards-egyenleten alapuló módszer, a gravitációs áramlási módszer és a két rétegű telítetlen zóna módszer. A Dong-ér kisvízgyűjtő és a Berettyó részvízgyűjtő esetében egyaránt a Richards-féle módszerrel határoztam meg a telítetlen zóna áramlását.

A Richards-egyenlet a telített talaj vízáramlásának alapegyenletén, a Darcy egyenleten alapul:

$$q = -K(\theta) \frac{\partial h}{\partial z} \quad (5)$$

ahol:  $K(\theta)$  – a hidraulikus vízáteresztőképesség;

$\frac{\partial h}{\partial z}$  – a vertikális (gravitációs) potenciál gradiens, amely a függőleges vízáramlásnak a hajtó ereje.

A telített zónában feltételezhető, hogy a talajt összenyomhatatlannak és a talajvíz állapotát állandónak feltételezve felírhatjuk a folytonossági egyenletet:  $\frac{\partial \theta}{\partial t} = -\frac{\partial q}{\partial z} - S(z)$  (6)

ahol:  $\theta$  – talaj nedvességtartalma;

$S(z)$  – a gyökérzet vízkivétele a függőleges koordináta függvényében.

Tekintettel arra, hogy a telítetlen zóna vízáramlásának hajtóereje az összpontenciál gradiense:

$h = z + \psi$ , ahol  $h$  az összpontenciál gradiens,  $z$  a gravitációs potenciál és  $\psi$  a nyomás alatti potenciál. (7)

Az (5), (6), és (7)-es képletekből megkaphatjuk a Richard-egyenlet általános alakját:

$$\frac{\partial \theta}{\partial t} = -\frac{\partial}{\partial z} \left( K(\theta) \frac{\partial \psi}{\partial z} \right) + \frac{\partial K(\theta)}{\partial z} - S(z), \quad (8)$$

amely homogén és heterogén talajszelvényekre egyaránt érvényes. Ez a módszer igen számításigényes, ugyanakkor a legpontosabb is (DHI, 2019a).

*e. A telített zóna vízáramlása*

A telített zónában lejátszódó áramlási folyamatok leírására a MIKE SHE két módszert javasol: véges differencia alapú és lineáris tározós módszer. Véges differencia alapú módszer lehetővé teszi a háromdimenziós áramlás modellezését a heterogén víztartó rétegben. A kezdeti vízszinteket és egyéb változók térbeli és időbeli változásait a háromdimenziós Darcy egyenlet írja le és egy iteratív implicit véges differencia technikával oldja meg (DHI, 2019b).

$$\frac{\partial}{\partial x} \left( K_{xx}(\theta) \frac{\partial h}{\partial x} \right) + \frac{\partial}{\partial y} \left( K_{yy}(\theta) \frac{\partial h}{\partial y} \right) + \frac{\partial}{\partial z} \left( K_{zz}(\theta) \frac{\partial h}{\partial z} \right) - Q = S \frac{\partial h}{\partial t}, \quad (9)$$

ahol,  $K_{xx}$ ,  $K_{yy}$ ,  $K_{zz}$  – az x, y, és z koordináták szerinti hidraulikus vízáteresztőképesség;

$Q$  – a vízhozam;

$S$  – a fajlagos tárolási együttható.

A lineáris tározókon alapuló módszer alkalmazásakor a teljes vízgyűjtő részvízgyűjtőkre való felbontása szükséges. Minden részvízgyűjtőn belül a telített zónát egymásra épülő, sekély átfolyási tározók sora képviseli. Emellett számos különálló, mély talajvíz tározóval számolunk, amelyek hozzájárulnak a vízfolyások áramlásához. A módszer hátránya, hogy az egyes részvízgyűjtők vízmérlege félrevezethet, ezáltal nem adnak pontos eredményeket (DHI, 2019a). Erre tekintettel a MIKE SHE modellek felépítése során csak a véges differencia módszert alkalmaztam. A módszer alkalmazása során három numerikus megoldó közül lehet választani, nevezetesen az átmeneti-, az állandó előfeltételes konjugált gradiens, és a közvetett (implicit) mátrix megoldó, úgynevezett SOR (Successive Over-Relaxation) megoldó. A telített zóna leírásánál fontos a hidrogeológiai paraméterek értékeinek megadása, amelyek a sekélyföldtani, illetve a talajtani rétegeken keresztül megfelelően paraméterezhetők.

*f. A telített zóna sekélyföldtani rétegei*

A Dong-ér kisvízgyűjtő és a Berettyó részvízgyűjtő telített zóna mélységében lévő sekélyföldtani rétegeiben a finom kőzetliszt, agyag és a durva kőzetliszt szemcseméret a domináns. A hozzájuk kapcsolódó lencsés térrészek anyaga homok, durva kőzetliszt és finom kőzetliszt vagy agyag. A telítetlen zóna bemenő adataként a számítási réteget, vagyis a vízzáró réteg alsó szintjét, illetve a kezdeti potenciális talajvízszintet is meg kell adni. A vízzáró réteg külső határai a vízgyűjtő vízválasztó vonalával esnek egybe. Az 1. táblázatban a felépített sekélyföldtani rétegek találhatóak.

*1. táblázat. A telített zóna sekélyföldtani rétegek adatai*

Sekélyföldtani rétegek	Talaj típus	Paraméterek	Eloszlás	Formátum	Megjegyzés
Réteg	Finom kőzetliszt és agyag;	Alsó szint	Térbeli mintázat	2- dimenziós gridháló (.dfs2)	Shape file-ből MIKE Tool konverzió
		Horizontális hidraulikus vezetőképesség	Területileg konstans		Egyenletes eloszlás
		Vertikális hidraulikus vezetőképesség	Területileg konstans		Egyenletes eloszlás
	Durva kőzetliszt	Vízhozam	Területileg konstans		Egyenletes eloszlás
		Tározókéesség	Egyenletes		Egyenletes eloszlás
Lencsék	Homok;	Kiterjedése	Térbeli	Polygon (.shape fájl)	MAFI adatbázis
	Durva kőzetliszt;	Fedő (Felső szint)	Térbeli	2- dimenziós gridháló (.dfs2)	Shape file-ből MIKE Tool konverzió
		Fekü (Alsó szint)	Térbeli		Shape file-ből MIKE Tool konverzióval
	Finom kőzetliszt és agyag	Horizontális hidraulikus vezetőképesség	Területileg konstans	2- dimenziós gridháló (.dfs2)	Egyenletes eloszlás
		Vertikális hidraulikus vezetőképesség	Területileg konstans		Egyenletes eloszlás
		Vízhozam	Egyenletes		
		Tározókéesség	Egyenletes		
Számítási réteg	Víztartó réteg	Fekü (Alsó szint)	Térbeli	2- dimenziós hálós fájl .dfs2)	Shape file-ből MIKE Tool konverzió
		Kezdeti potenciális talajvízszint	Térbeli	2- dimenziós hálós fájl .dfs2)	Talajvízállásadatokból

*g. Számítási rétegek*

A telített zónában lezajló áramlási folyamatok szimulálásához az egyes számítási rétegek alsó szintjének explicit meghatározása szükséges (számítási rétegek, illetve a numerikus vertikális diszkretizálás). A külső peremfeltételek meghatározására a *fixed head* típust alkalmaztam, amely egy adott térben elosztott és időben változó .dfs2 fájlban alapul.



#### *h. A MIKE SHE modell további bemenő adatai*

A 2. táblázatban összefoglaltam a modell felépítéshez szükséges további bemenő adatok alkalmazott formátumait és információit.

*2. táblázat. MIKE SHE bemenő adatai és az adatok forrása*

Adatok	Formátum	Megjegyzés
Vízgyűjtő területe	Shape	
Vízhálózat	Shape	
Vízfolyások geometriai adatai	Shape és Excel táblázat	A Dong-ér kisvízgyűjtőhöz tartozó csatornák geometriai adatai az ATIVIZIG biztosította. A Berettyó részvízgyűjtő esetében csak a Berettyó folyóra rendelkezésre állnak mért geometriai adatok. A többi vízfolyásra egyáltalán nincsenek geometriai adatok, így azokat Madarassy (1998) jegyzete alapján feltételezéssel határoztam meg (lásd. 8.2.1.a pont).
Digitális domborzati modell (DDM)	Tiff	10x10m felbontású, Térbeli referencia rendszer: HD72 / EOVI. A DDM adatokat térbeli eloszlású 2-dimenziós rácspontfájlba (.dfs2) konvertáltam. Az így kapott térbeli eloszlású gridfájlt használtam fel bemenő adatként.
Felszíni vízállás	Excel táblázat	A Dong-ér kisvízgyűjtő felszíni vízállás adatai az ATIVIZIG-től származnak. A Berettyó részvízgyűjtő napi felszíni vízállás adatai részben a vízrajzi évkönyvekből és az Országos Vízügyi Főigazgatóságtól származnak.
Felszíni vízhozam	Excel táblázat	A Dong-ér kisvízgyűjtő felszíni hozam adatai nincsenek meghatározva. A Berettyó részvízgyűjtő napi felszíni hozam adatai a vízrajzi évkönyvekből és az Országos Vízügyi Főigazgatóságtól származnak.
Felszínborítás	Shape	100 m x 100 m a felbontású Corine felszínborítási (CLC) adatok. A földhasználatok és a felszínborítások de facto szabványa szerint a páneurópai szinten állnak rendelkezésre (Feranec et al., 2016; Aune-Lundberg and Geir-Harald, 2020).
Talajvíz		Az talajvíz adatok meghatározott koordinátákkal rendelkező talajvízmérő állomásból kerülnek meghatározásra. A talajvíz szintje sok tényezőtől függ, például a domborzati viszonyoktól, a nagy befogadó (Duna, Tisza, Balaton, stb.) vízszintjétől, a talajjellemzőktől, hidrometeorológiai adottságoktól, a külső vízgyűjtőből történő beáramlástól, az előző évi hidrometeorológiai adottságoktól, az antropogén tényezőktől, és még sorolható.
Gyökérzet mélysége	Text	CORINE kategóriák szerint lett meghatározva Nagy et al. (2019) alapján.
Levélterület index (LAI)	Tiff	CORINE kategóriák szerinti átlagos LAI értékeinek becslése a MODIS távérzékelte képek alapján (Myneni et al., 2015)

#### *i. A MIKE SHE modell kalibrációja és validációja*

A MIKE SHE integrált hidrológiai modell felépítése során számos bemeneti adatra van szükség. Ezek közé tartoznak a hidrometeorológiai adatok, felszíni viszonyokat leíró adatok (digitális domborzatmodell, területborítások, vegetáció jellemzők, folyórendszerekhez tartozó vízrajzi hidrográfia, hossz- és keresztmetszvény, Manning szám stb.), felszín alatti adatok (talaj horizontális eloszlás és vertikális rétegek, telített zóna geológiai adottságok és jellemzők). A



bemenő adatok különféle típusú és mértékű bizonytalansági tényezőkkel terheltek. Sajnos gyakran becsülni kell a bemeneti értékeket, mert a rendelkezésre álló adatok vagy nem kielégítő mennyiségűek, vagy nem megbízhatóak. Ilyenkor kénytelenek vagyunk becsülni, illetve feltételezett értékek alapján felépíteni a modellt. A dolgozatomban a MIKE SHE modellekben a rendelkezésre álló 2018. évi talajvízszint értékek és a hagyományos statisztikai módszerrel meghatározott vízhozam adatok szerinti kalibráció mellett fontosnak tartom a MIKE SHE modellhez csatlakozó hidrodinamikai modell kalibrációját még az adathiányos körülmények között is. Ezért kidolgoztam a hidrológiai analógia alapú módszertant, amely lehetővé teszi a vízhiányos területeken a felszíni adatok generálását (lásd.: 6.3. fejezet). Ez alapján elvégezhető a hidrodinamikai szempontból a kalibrálás (Tran Q. H., 2023). A MIKE SHE modellnek vannak elvi kalibrációs paraméterei, amilyen például a felszíni érdességi tényezők, a meder szivárgási együttható, telített hidraulikus vezetőképesség, specifikus vízhozam, specifikus készlet stb. A modell felhasználói kézikönyve alapján (DHI, 2019a) ezek a paraméterek általában nem részei a kalibrálásnak. Ezeket a paramétereket akkor kell kalibrálni, ha egy adott hidrológiai részfolyamat különösen pontos szimulációjára van igény.

*j. Az alkalmazott modell kimeneti eredményei*

A MIKE SHE egy integrált modell, így szimulációs eredmények széles skálájához juthatunk. A kimeneti eredmények az általunk kiválasztott modellezési folyamatoktól függenek. A MIKE SHE eredményei a következő fájl formátumokban tárolódnak: 1) ASCII fájlok, amely a szimulációhoz társított összes kimeneti fájl katalógusa (.sheres); 2) bináris kimeneti fájlok, amelyek tartalmazzák a szimuláció összes statikus információját, valamint az összes idősoros eredményt, amelyeket nem lehet egyszerűen tárolni .dfs formátumban (.frf); 3) az egyszerűbb, idősorosan létrehozott .dfs0, a 2-dimenzióban definiált .dfs2, illetve a 3-dimenziójú .dfs3 fájlok (DHI, 2019b).

A jelen dolgozatban a vízmérlegre vonatkozó .sheres formátumú eredményeket és az idősoros (.dfs0, .dfs2 és .dfs3) eredményeket vizsgáltam. A .dfs2 és .dfs3 kimeneti adatok megmutatják a mintaterület tetszőlegesen megválasztott koordinátaiban, időlépésenként a vertikális (függőleges rétegek) és horizontális (vízszintes cellák) értékeinek alakulását. A nagyszámú hidrológiai paraméter közül a 3. és a 4. táblázatban lévő kimeneti értékeket vizsgáltam.

A MIKE SHE eredményeinek előjel konvenciója szerint pozitívnak tekintjük azokat az értékeket, amelyek az x, y, illetve z koordináták növelésének irányában tartanak. Így a függőlegesen lefelé irányuló áramlások, mint a beszivárgás negatívak. Pozitív a vízkészlet értéke, ha az növekvőben van. A vízgyűjtőből (x-irányban) kilépő összes áramlás pozitív, és az összesített vízmérleg is pozitív, ha a vízrendszerből kiáramlik a víz. A MIKE SHE ezen konvenciói ellentétesek azzal a köztudattal, hogy pozitív értékűek a vízgyűjtőbe befolyó vízmennyiségek, és negatív az összes kiáramlás vagy vízvesztés, illetve a vízrendszer vízkészlete pozitív a tárolt vízmennyiség növekedése, és negatív a csökkenése esetén. Ezek az előjelváltozások azt eredményezik, hogy az összesített vízmérleg eredménye eltér a MIKE SHE számítási eredményétől. *A dolgozatban a félreértések elkerülésének érdekében a gyakorlatban gyakran alkalmazott jelkonvenciót használtam a vízgyűjtő vízmérlegének leírására.*

A vízmérlegi helyzetet úgy kapjuk meg, ha előjelesen összeadjuk a vízmérlegi komponensek értékeit. A pozitív vízmérleg változásról a fenti konvenció alapján tehát akkor beszélhetünk, ha a vízkészlet változásának és a teljes kiáramlásnak az összege kisebb, mint a teljes beáramlás ( $\Delta\text{Készlet} + \text{Kiáramlások} < \text{Beáramlások}$ ).

3. táblázat. A megvizsgált kimeneti paraméterek (Forrás: DHI, 2019b)

Hidrológiai paraméter	Adat típusa	Mértékegység	Leírás
<i>Referencia evapotranszspiráció</i>	Evapotranszspiráció ráta	mm/nap	A napi potenciális evapotranszspiráció értéke a (4) egyenlet alapján
<i>Aktuális evapotranszspiráció</i>	Evapotranszspiráció ráta	mm/nap	A vizsgált időszakban a tényleges talajnedvesség viszonyok mellett, adott klímán előforduló tényleges evapotranszspiráció (Fetter, 1994)
<i>Aktuális párologtatás</i>	Evapotranszspiráció ráta	mm/nap	A folyékony halmazállapotú víz elpárolgása leginkább a levelek pórusain keresztül.
<i>Aktuális talaj párologás</i>	Evapotranszspiráció ráta	mm/nap	Az aktuális talajpárologás;
<i>Felszíni vízmennyiség</i>	Vízmennyiség (a mm-ben megadott vízmennyiség az egy területegységre jutó vízoszlop magasságát jelenti a következőkben)	mm	A felszíni víz vagy a lefolyás akkor fordul elő, ha a csapadék elég nagy ahhoz, hogy meghaladja a talaj víznyelő képessége és a transzspiráció összegét. Az alacsonyan fekvő területeken fordulhat elő lokális felszíni víz. A talajvíz szintje a felszín fölé emelkedve belvíz jelenséget okoz.
<i>Felszíni áramlás az x-irányban</i>	Vízhozam	m <sup>3</sup> /sec	A lejtőn történő lefolyás pozitív x-irányú
<i>Felszíni áramlás az y-irányban</i>	Vízhozam	m <sup>3</sup> /sec	A függőleges y-irányú vízmozgás
<i>Beszivárgás</i>	Beszivárgás	mm/nap	A rendszer felé irányuló vízmozgás pozitív
<i>Telítetlen zóna deficit</i>	Deficit	mm	A telítetlen zóna deficit a talajban lévő levegő mennyisége, tehát csökkenő deficit a nedvesebb, növekvő deficit pedig szárazabb talajt jelenti.
<i>Átlagos víztartalom a gyökérzónában</i>	Víztartalom	-	
<i>Talajvíz áramlás intenzitása az x-irányban</i>	Vízhozam	m <sup>3</sup> /sec	Pozitív, ha nyugat-keleti irányú Egységnyi keresztmetszeten egységnyi idő alatt átáramló talajvíz mennyiség
<i>Talajvíz áramlás intenzitása az y-irányban</i>	Vízhozam	m <sup>3</sup> /sec	Pozitív, ha dél-északi irányú Egységnyi keresztmetszeten egységnyi idő alatt átáramló talajvíz mennyiség
<i>Talajvíz áramlás intenzitása az z-irányban</i>	Vízhozam	m <sup>3</sup> /sec	Pozitív, ha lefelé irányul a vízáramlás Egységnyi keresztmetszeten egységnyi idő alatt átáramló talajvíz mennyiség

4. táblázat. A vizsgálatokhoz felhasznált vízmérlegi komponensek (Forrás: DHI, 2019b)

Vízmérlegi komponensek		Mértékegység
<i>Csapadék</i>		mm
<i>Evapotranszspiráció</i>	Evapotranszspiráció (ET)	mm
	Beszivárgás (ET beszámítva)	
	Exfiltráció (ET beszámítva)	
<i>Áramlások</i>	Felszíni kifolyás	mm
	Felszíni befolyás	
	Felszíni lefolyás a csatornába	
	Talajvíz beáramlás	
	Talajvíz kiáramlás	
	Felszín közeli áramlás a csatornába	
	Felszín közeli áramlás a csatornából	
<i>Készletek</i>	Lombkorona vízkészlet	mm
	Hókészlet	
	Felszíni vízkészlet	
	Felszíni alatti vízkészlet (telítetlen- és telített zóna vízkészletek)	
<i>Vízmérlegi helyzet</i>		mm

#### 6.2.2. A MIKE Hydro River modell bemutatása

A MIKE Hydro River egydimenziós természetes folyómedrekben lévő vízmozgás leírására szolgáló hidrodinamikai modell, amely képes a vízfolyások hidraulikáját, hidrodinamikáját, vízminőséget, hordalékmozgásokat, árvíz jelenségeket szimulálni és előrejelezni. A modell dinamikus hullám megközelítéssel oldja meg a Saint Venant egyenleteket. Az egyenletrendszer részletes levezetése és az összefüggések vizsgálata számos szakirodalomban megtalálható (Chow, 1959; Cunge et al., 1980; Abbott és Cunge, 1982; DHI, 2019b). A dinamikus Saint Venant áramlási egyenletek számos változót tartalmaznak, lásd (1), (2), (3) egyenletek. Ezek a változók egyrészt automatikusan kiszámításra kerülnek a szimuláció során, ugyanakkor egyes paramétereiket a felhasználó definiálja.

A MIKE Hydro River modell beállításai egy dinamikus adatfa struktúrában történnek. A szimuláció specifikációjában beállíthatóak a szimuláció moduljai, a szimulálni kívánt időperiódus és szimuláció időléptéke, valamint egyéb számítási kontroll-paraméterek. MIKE Hydro River modell feladata az egyes vízfolyások meghatározása és a folyóágak összekapcsolódása és definiálása. A hidrodinamikai modell egy másik fontos művelete a meglévő vízfolyások keresztshelvényeinek felépítése, ami egy külön modulban történik (MIKE Zero/MIKE Hydro/Cross Section), ahol a vízfolyások mért, illetve feltételezett keresztshelvényei megszerkeszthetők. A modell lehetőséget biztosít a meglévő vagy a beépítendő/tervezendő műtárgyak és az alapértelmezett peremfeltételek, mint a vízszintek és be-, kifolyási hidrográfok, valamint a folyóágak áramlásai, különféle meteorológiai adatok és egyes szerkezetekkel kapcsolatos peremfeltételek beállítására. A MIKE SHE Couplings opció lehetővé teszi a MIKE Hydro River modellben lévő, kiválasztott folyóágak összekapcsolását a MIKE SHE integrált hidrológiai modellel.

#### 6.2.3. A MIKE NAM modell bemutatása

A MIKE NAM modell egy DHI által fejlesztett csapadék-lefolyás modell. Ez egy olyan halmozott paraméterű, konceptuális modell, amely képes a részletes térbeli adatok hiányában is a vízgyűjtőn lejátszódó folyamatok leírására, és a kifolyás shelvényében az összes lefolyás kiszámítására

(Liptay és Czigány, 2014). A NAM modell négy függőleges tározóból – fentről lefelé haladva a hó tározó, felszíni tározó, gyökérzóna tározó és a talajvíz tározó – és ezek egymásra gyakorol lineáris kölcsönhatás elvén épül fel. A legmagasabban van a hó tározó, amely függ a hőmérséklettől. Az eső, illetve az olvadt hó a felszíni tározóba kerülnek. A felszíni tározóba soroljuk az intercepció által visszafogott-, felszíni mélyedésekben-, és a felszínen lévő vízkészleteket. A tározó befogadóképességének felső határa  $U_{\max}$  paraméterrel jellemezhető. A felszíni tározó vízkészletében (U) folyamatos párolgás megy végbe, továbbá innen táplálkozik a keresztirányú szivárgás is, melynek hatására felszín közeli áramlás keletkezik. Ha a felszíni tározó vízkészlete túllépi az  $U_{\max}$ -ot, akkor a „kicsorgó” vízmennyiség a gravitáció hatására a vízfolyásokba folyik, útközben valamennyi része beszivárog a talajba, és tovább perkolálódik a gyökérzónába. A gyökérzónában lévő vízmennyiség vagy az evapotranszspiráció révén hagyja el a vízrendszert, vagy tovább szivárog a talajvíz tározóba. A következő a felszínközeli (gyökérzóna) tározó, melynek a befogadó felső határa az  $L_{\max}$ , az aktuális víztartalma az  $L$  és a  $L/L_{\max}$  hányados határozza meg a felszínközeli tározó vízkészletének állapotát. A talajvíz tározó további két (felső és alsó) résztározókra oszlik, amelyek különböző időintervallumú lineáris tározóként működnek. Ez a két résztározó alapáramlasként táplálhatja a vízfolyásokat.

#### 6.2.4. A modellek teljesítmény-alapú értékelése

A szakirodalomban számos statisztikai mutató létezik a hidrológiai modellek teljesítményének értékelésére (Moriasi et al., 2007; Saha és Zeleke, 2014; DHI, 2019b; Yilmaz és Onoz, 2020; Paudel és Benjankar, 2022). Az alábbiakban a MIKE SHE integrált hidrológiai modellek értékelésére leggyakrabban alkalmazott statisztikai módszereket ismertetem (Paudel és Benjankar, 2022).

- *Abszolút közép hiba (MAE: Mean absolute error)*: Az egyik legegyszerűbb statisztikai jellemző, amivel a szimulált eredmény és a mért adat közötti különbség abszolút értéke határozható meg. Ennek alapján kifejezhető, hogy átlagosan mekkora a szimulált adatokra jellemző alapponti hiba mértéke. A MAE értéke nullához közeledve egyre kisebb méretű hibának felel meg (Willmott és Matsuura, 2005).

$$MAE = \frac{\sum_i |Mért_i - Szim_i|}{n} \quad (10)$$

- *Négyzetes középhiba (RMSE: Root mean square error)*. Ha az RMSE hiba értéke nulla, akkor tökéletes az egyezés a szimulált és mért értékek között. A 0-tól történő eltérés mértékével megegyezően növekszik a hibaszórás mértéke. Singh et al (2005) ezt a hibamutatót ajánlja a MIKE SHE modell értékelésére.

$$RMSE_t = \sqrt{\frac{\sum_t (Mért_{t,i} - Szim_{t,i})^2}{n}} \quad (11)$$

- *Korrelációs együttható (r)*. Korrelációs együttható a megfigyelt és szimulált adatok közötti lineáris kapcsolat mértékének mutatója. Értéke -1-től 1-ig változik. Ha  $r=0$ , akkor nincs lineáris kapcsolat. Ha  $r=1$  vagy  $r=-1$ , akkor tökéletes pozitív vagy negatív lineáris függvény kapcsolatról van szó (Moriasi et al., 2007).

$$r_{t,i} = \frac{\sum_i (Szim_i - Szim_{\text{átlag}}) \cdot (Mért_i - Mért_{\text{átlag}})}{\sqrt{\sum_i (Szim_i - Szim_{\text{átlag}})^2} \cdot \sqrt{\sum_i (Mért_i - Mért_{\text{átlag}})^2}} \quad (12)$$

- *Nash-Sutcliffe hatékonysági együttható (NSE: Nash-Sutcliffe efficiency)*. Nash-Sutcliffe hatékonysági együttható egy normalizált statisztikai érték, amely meghatározza a függvényillesztési maradék-variancia relatív nagyságát a megfigyelt adatértékek varianciájához képest (Nash és Sutcliffe, 1970).

$$NSE = 1 - \frac{\sum_i (\Delta_{t,i})^2}{\sum_i (Mért_i - Mért_{\text{átlag}})^2} \quad (13)$$

Az NSE értéke a (13) egyenlet alapján számítható, és  $-\infty$  és 1,0 intervallumban mozog. A hidrológiai gyakorlatban az NSE értékét akkor tekintjük kielégítőnek, ha meghaladja a 0,5 értéket. Ha  $NSE > 0,65$ , akkor az már jónak tekinthető (Motovilov et al., 1999; Perreault et al., 2022), és ha nagyobb, mint 0,75 akkor már nagyon jó az összeillesztés (Lin et al., 2017).  $NSE=1$  azt jelenti, hogy a tökéletesen illesztenek egymáshoz a mért és a szimulált adatok (Yilmaz és Onoz, 2020). A MIKE SHE modell használati útmutatója is ezt az együtthatót javasolja (DHI, 2019b).

### 6.3. Hidrológiai és hidrodinamikai modellek alkalmazása a felszíni adatok becslésére a hidrológiai analógia felhasználásával

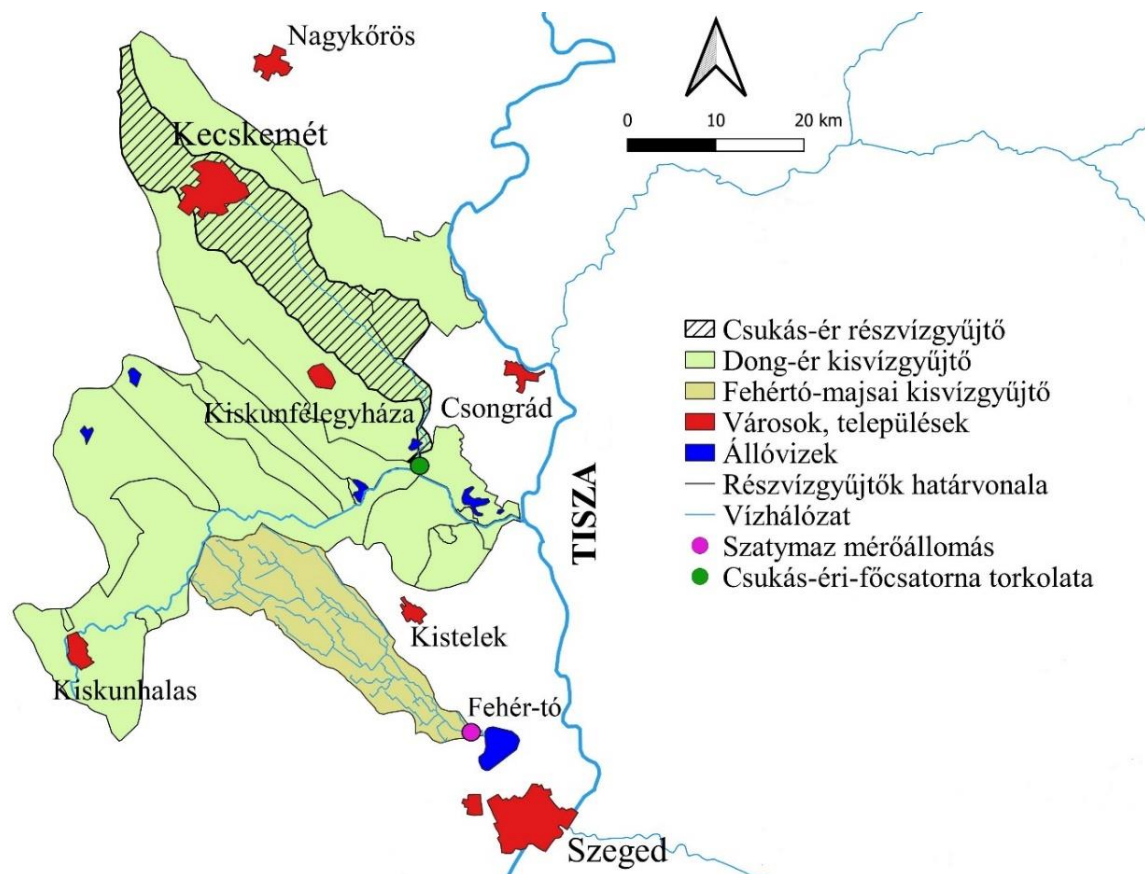
Azokon a területeken, vízgyűjtőkön, ahol nincs vagy nem megbízhatóak a mért felszíni vízállás és vízhozam adatok, ott nem vagy nagyon nehezen kalibrálhatók, illetve validálhatók a hidrológiai modellek. Mindazonáltal a modell kalibrálása, illetve validálása megkerülhetetlen ahhoz, hogy a felépített modellt megbízhatónak tekinthessük. Kutatásaim során hazai viszonylatban nem talákoztam olyan hidrodinamikai modellel, amely az olyan vízgyűjtők modellezésére irányul, ahol ismereteink rendkívül limitáltak. Márpedig a hazai vízügyi viszonylatban a monitoring hálózat nem minden területen szolgáltat kielégítő mennyiségű információt a vízkészletek alakulásáról.

A dolgozatban bemutatott módszer valójában Tobler (1970) első törvényére épít, miszerint *„minden minden máshoz kapcsolódik, de az egymáshoz közeli dolgok sokkal erősebb összefüggést mutatnak egymással, mint ez egymástól távolabb végbemenő folyamatok”*. A tétel logikáját követve a hasonló környezeti viszonyokat, fejlődéstörténetet mutató, szomszédos vízgyűjtők hidrológiai-, illetve hidrodinamikai folyamatai, valamint egyéb környezeti elemek közötti kapcsolatok „nagyjából” megegyeznek. Következésképpen elméletileg az egyes környezeti tényezők hatása arányaiban nem térhet el szignifikánsan a szomszédos területek között, vagyis a víz áramlási egyenletei közel identikus paraméter-halmazzal írhatók fel. Rientjes et al. (2011) és Pereyra et al. (2019) tanulmányaikban bizonyították a hidrológiai analógia, vagy más néven a „párhuzamos vízgyűjtő módszer” alkalmasságát az adathiányos területek kalibrációja során.

Jobban belegondolva, a modell alkalmazása során nem más, mint egyfajta fraktál alapú generalizálás történik, amelyet nem az adatok léptékére, hanem a modell paraméterezésére értelmezünk, azzal a kitételrel, hogy az így felállított modell hibája nem haladhat meg egy általunk meghatározott küszöbértéket. A küszöbérték meghatározása ugyanakkor minden esetben attól függ, hogy milyen precizitást követelünk meg a modelltől. Tekintve, hogy az illegális talajvíz-kitermelés milyen mértékű hatással van a vízkészletekre, tapasztalataink azt mutatják, hogy a párhuzamos modellezésben tapasztalt hiba mértéke elhanyagolható. A fenti hipotézis az alapja a hidrológiai analógia alapján történő modellezésnek.

A részletes területi adatok hiánya miatt – a vizsgálatok alapját a DHI Hungary Kft által felépített modell képezte (Nagy et al., 2019), melynek tanulmányozásával kapcsolatos tapasztalatok meghatározták a továbbfejlesztés irányát – a Dong-ér kisvízgyűjtőt választottam a módszer tesztelésére. A vizsgálataim során egy szomszédos, ám hasonló területi adottságokkal jellemezhető

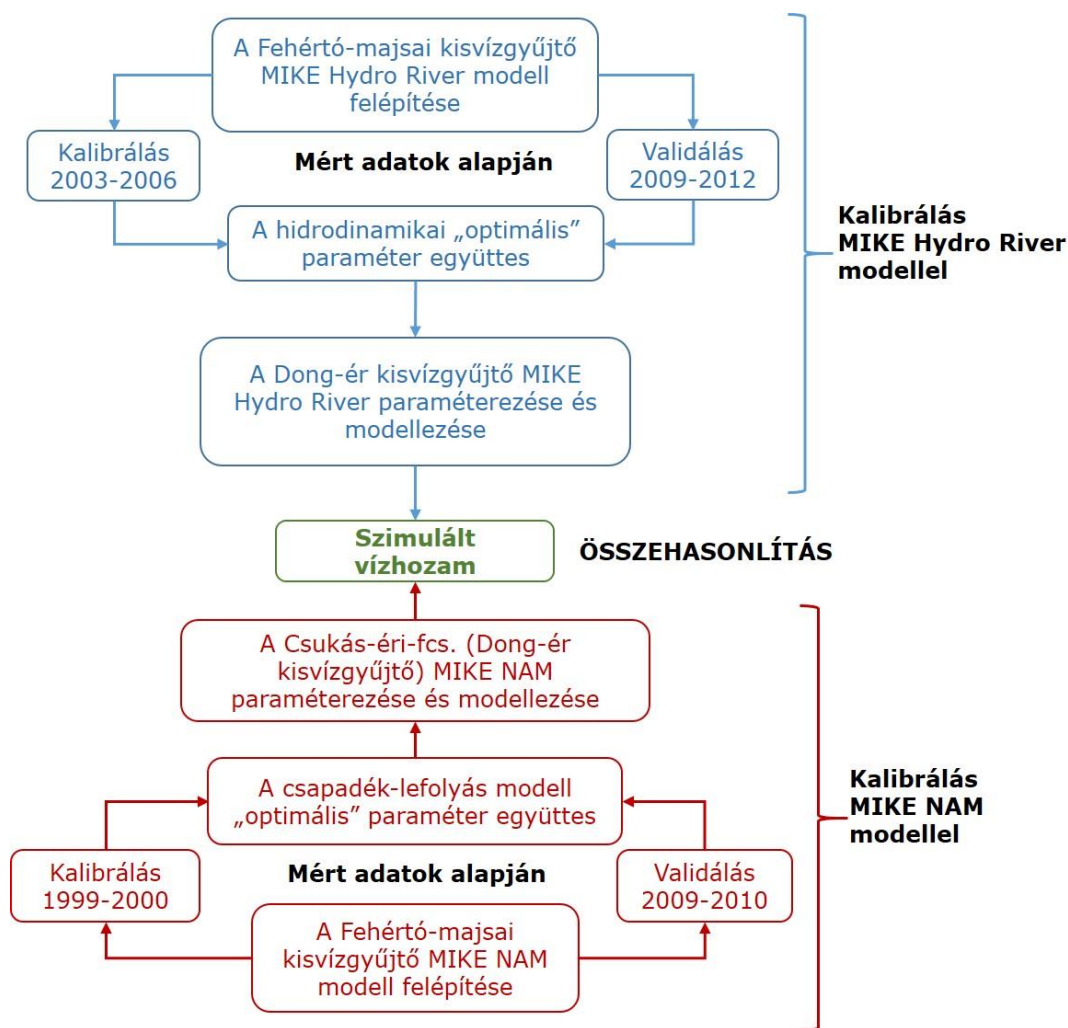
referencia vízgyűjtő adataira kalibrált paraméterekkel helyettesítettem a Dong-ér hidrológiai modelljeit. A jelen dolgozatban a Fehértó–majsai kisvízgyűjtő szatymazi mérőállomásán mért felszíni adatokból kiindulva – a csapadék–lefolyás (MIKE NAM) és a hidrodinamikai (MIKE Hydro River) modellek egyesített modelljével – vizsgáltam a Dong-ér kisvízgyűjtő modelljének validitását a vízgyűjtőre eső Csukás-éri-főcsatorna torkolati szelvényének vízállás adatai alapján (10. ábra).



10. ábra. A Dong-ér- és Fehértó–majsai kisvízgyűjtő, illetve a Csukás-ér részvízgyűjtő térképe

A modellek egyesítése során két módszerrel kalibráltam, majd összehasonlítottam az eredményeket. Az I. esetben a MIKE Hydro River hidrodinamikai modellt, a II. esetben a MIKE NAM csapadék–lefolyás modellt futtattam (11. ábra). Az eljárás alkalmazhatóságát az alábbi statisztikai együtthatókkal vizsgáltam: abszolút közép hiba (MAE), négyzetes középhiba (RMSE), korrelációs együttható ( $r$ ) és a Nash-Sutcliffe hatékonysági együttható (NSE). A statisztikai eredmények alapján a mért és szimulált értékek jól illeszkednek ( $NSE \geq 0,65$ ) (Motovilov et al., 1999; Lin et al., 2017; Perreault et al., 2022).





11. ábra. A párhuzamos vízgyűjtő módszer folyamatábrája

A következő fejezetekben előbb ismertetem a Fehértó–majsai kisvízgyűjtő általános adottságait, majd az alkalmazott modelleket. Ezt követi hidrodinamikai modellel és a csapadék–lefolyás modellel történő kalibrálás. A kettős kalibrációval és két egymástól eltérő szimulációs algoritmussal történő szimuláció alátámasztja az alkalmazott módszer megbízhatóságát.

### 6.3.1. A Fehértó–majsai kisvízgyűjtő bemutatása

A Fehértó–majsai-főcsatorna kisvízgyűjtő területe az ország déli részén található, területe 290 km<sup>2</sup>, ami közel azonos méretű, mint az annak északi határán elterülő Dong-ér kisvízgyűjtőn lévő Csukás-éri részvízgyűjtő (10. ábra). A kisvízgyűjtő területének nagy része a Dorozsmai–majsai-homokháton helyezkedik el, a keleti- és az alsó szakasza pedig a Dél-Tisza völgyben található (Dövényi, 2010). A főcsatorna felső szakaszának lejtése 0,78–1,16 m/km, míg az alsó részen 0,27–0,78 m/km (Právetz et al., 2015). A vízgyűjtő relatív relief értéke körülbelül 3–6 m/km<sup>2</sup>. A domborzatát főként homokos dűnék és a deflációs mélyedések alkotják, vízhálózata az uralkodó szélirány (ÉNy–DK) szerint alakult (Marosi és Somogyi, 1990). Az éves csapadékösszege körülbelül 520–570 mm. Általánosságban a Fehértó–majsai kisvízgyűjtő területe, a lejtés viszonya, a vízhálózat jellemzői (hálózatsűrűség, folyásirányok), a talaj adottságai és a meteorológiai jellemzői a Dong-ér kisvízgyűjtőben lévő Csukás-ér-főcsatorna részvízgyűjtőhöz hasonlóan alakulnak.



### 6.3.2. A MIKE Hydro River hidrodinamikai modell kalibrálása és validálása

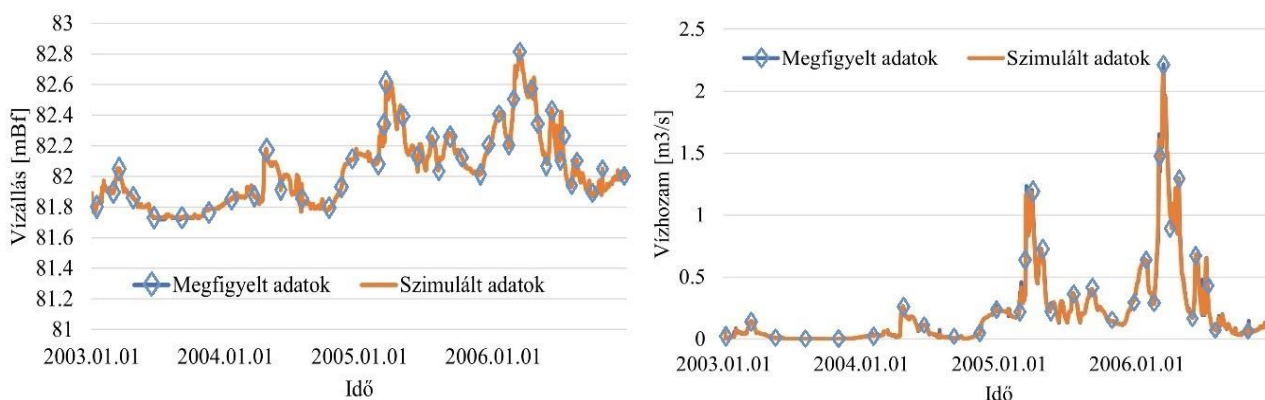
#### A Fehértó–majsai kisvízgyűjtő hidrodinamikai modelljének kalibrálása

Felépítettem a MIKE Hydro River hidrodinamikai modellt a Fehértó–majsai kisvízgyűjtőre. A folyamat magában foglalja az alapadatok (a vízhálózatok, keresztaszelvények, meder érdesség, határmenti peremfeltételek, hidrodinamikai kezdő állapotok) beállítását. A megfelelően működő hidrodinamikai modell felépítését követően megtörtént annak kalibrálása, illetve validálása ezáltal megbizonyosodhatunk annak megfelelő alkalmazhatóságáról. A Fehértó–majsai kisvízgyűjtő egyetlen pontján, a szatymazi mérőállomáson (4+800 fkm) zajlik a vízállás monitoring. A szatymazi mérőállomáson 1962-től állnak rendelkezésre adatok, 2003 óta pedig digitális távmérős adatszolgáltatás történik, lehetővé téve a nagy pontosságú kalibráció lehetőségét.

A modellt a 2003–2006 közötti időszakban mért vízállás és vízhozam adatokra kalibráltam. Az időszak választásának oka az, hogy 2000 és 2003 között jelentős csapadékdeficit halmozódott fel, majd az ezt követő 2004-es és 2005-ös év csapadékból gazdagabb volt. A MIKE Hydro River modell lehetőséget ad az időben változó hidrodinamikai adatok (vízállás, illetve vízhozam) alapján történő kalibrálásra. A kalibráció eredményeként a megfigyelt és szimulált eredmények között mind a négy statisztikai hibamutató és az idősorok is szignifikáns illeszkedést mutatnak (5. táblázat és 12. ábra).

5. táblázat. A Fehértó–majsai hidrodinamikai modell kalibrációja (2003–2006)

Érték	Megfigyelt átlag	Szimulált átlag	Eltérés	NSE	RMSE	r	MAE
Napi vízállás [m]	82,03	82,03	0,001	1	0,004	1	0,001
Napi vízhozam [m <sup>3</sup> /s]	0,20	0,20	0	1	0,033	0,989	0,01



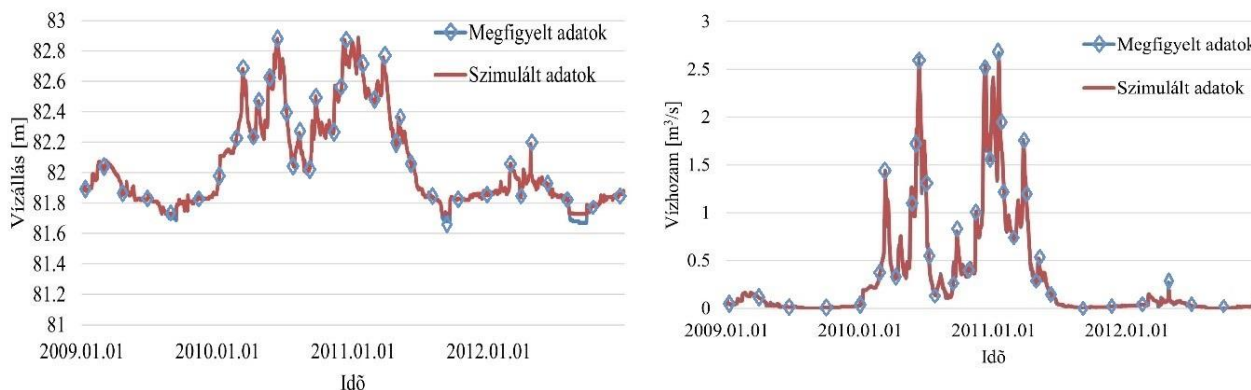
12. ábra. Megfigyelt és szimulált adatok összehasonlítása 2003-tól 2006-ig

#### A Fehértó–majsai kisvízgyűjtő hidrodinamikai modell validálás

A kalibrálási időszaktól eltérően a 2009-től a 2012-ig tartó időszak került választásra a modell validálás érdekében. Választásom oka, hogy 2006-tól 2009-ig jelentős csapadékhiány volt, melyet az elmúlt száz év két legextrémebb (2010-es nedves és 2011 aszályos) éve követett. A validálás során ismét négy statisztikai hibafaktortól értékeltem az eredményeket. (6. táblázat és 13. ábra).

6. táblázat. A Fehértó–majsai hidrodinamikai modell validációja (2009–2012)

Érték	Megfigyelt átlag	Szimulált átlag	Eltérés	NSE	RMSE	r	MAE
Napi vízállás [m]	82,045	82,048	0,003	0,999	0,011	0,999	0,004
Napi vízhozam [m <sup>3</sup> /s]	0,288	0,288	0	0,987	0,057	0,987	0,024



13. ábra. A megfigyelt és szimulált adatok összehasonlítása 2009-től 2012-ig

A fenti eredmények alapján a modell még a szélsőséges csapadékmennyiség hatását is szinte tökéletesen képes leképezni. A kalibrációs és a validációs eredmények alapján az irányított hidrodinamikai határértékek alapján felépített modell szinte tökéletesen reprodukálja a valóságban lezajló hidrodinamikai folyamatokat.

*Az „optimális” paraméter együttes beépítése a Csukás-éri részvízgyűjtő MIKE Hydro River hidrodinamikai modelljébe és a szimuláció eredményei*

A Fehértó–majsai kisvízgyűjtő hidrodinamikai modelljében alkalmazott irányított hidrodinamikai határértékek – ezek közül a legfontosabb a mért napi adatsor .dfs0 fájl – beépítésre kerültek a Csukás-éri részvízgyűjtő hidrodinamikai modellbe. A szatymazi mérőállomáson alkalmazott időben változó hidrodinamikai adatok kerültek a Csukás-éri kifolyási szelvényére (zöld pont a 10. ábrán), mint a Csukás-ér részvízgyűjtő hidrodinamikai modelljének az alsó peremére. A Csukás-éri-főcsatorna kifolyási szelvényében – a Dong-ér-főcsatornába befolyás előtti keresztselektió – a szimulált eredmények kisgyűjtésre kerülnek, mert a MIKE NAM modellben is ebben a pontban kapom meg a csapadék–lefolyás eredményeket.

### 6.3.3. A MIKE NAM csapadék–lefolyás modell kalibrálása és validálása

Wagener et al. (2004) könyvükben tárgyalták a csapadék–lefolyás modellek alkalmazásának lehetőségeit a lefolyási paraméterek meghatározásában olyan vízgyűjtőkön, ahol nem áll rendelkezésre kielégítő mennyiségű és megfelelő minőségű adat. A csapadék–lefolyás modell kalibrációjának folyamata kisebb eltérésekkel hasonlít az előző fejezetben tárgyalt hidrodinamikai modellhez. A Fehértó–majsai kisvízgyűjtő hidrológiai számításához a MIKE NAM csapadék–lefolyás modellt alkalmaztam (11. ábra).

A Fehértó–majsai kisvízgyűjtő hét részvízgyűjtőre tagolódik, ugyanakkor a csatornának csak a 4+800 fkm-en történik vízállás és vízhozam-mérés, amely a szatymazi részvízgyűjtőhöz tartozik. Ez az állomás használható a modell kalibrálásához és validációjához.

*A Fehértó–majsai kisvízgyűjtő csapadék–lefolyás modelljének kalibrációja és validációja*

A Fehértó–majsai kisvízgyűjtő MIKE NAM modelljét az 1999–2000-es évek adatai alapján kalibráltam. A vizsgálati időszakot a 1999. évi rendkívüli belvíz és a 2000. évi súlyos aszály miatt választottam ki. A 2010-es nagy mennyiségű csapadék miatt a modell-validációhoz a 2009–2010-es vizsgálati időszakot választottam. Meg kell jegyezni, hogy az alkalmazott csapadék–lefolyás modell csak vízhozamokat és vízmennyiségeket szimulál. A szimulációk eredményeit összehasonlítottam a szatymazi mérőállomáson megfigyelt vízhozamokkal. Az összehasonlítási eredmények validitásának értékelésére a Nash–Sutcliffe-féle hatékonysági együtthatót használtam (7. táblázat).

7. táblázat. A MIKE NAM modell kalibrálásának és validálásának eredményei a szatymazi mérőállomás adatai alapján

Sorszám	Részvízgyűjtő neve	Időszak		Nash-Sutcliffe	
		Kalibráció	Validáció	Kalibráció	Validáció
1	Szatymaz	1999–2000	2009–2010	0,58	0,63
2	Szatymaz	1999–2012			

Mivel a MIKE NAM modellel szimulált- és a megfigyelt értékek kapcsolatára a Nash-Sutcliffe együtttható értéke meghaladja a 0,5 értéket, így a modell-illeszkedés szignifikánsnak tekinthető (Motovilov et al. 1999; Perreault et al. 2022). Ennél jobb összeillesztést különösen nagyszámú iterációt követően sem sikerült elérni. Ennek nagy valószínűséggel az az oka, hogy a Dong-ér kisvízgyűjtőben a homokos feltalaj dominál, ami a legtöbb felszínre érkező csapadékat azonnal elnyeli, így nem keletkezhet számottevő felszíni lefolyás (Kozák, 2020a; Tran, Q. H., 2021). A 8. táblázatban összefoglaltam a Fehértó–majsai MIKE NAM modellben alkalmazott paraméterek optimálisnak vélt értékeit.

8. táblázat. A Fehértó–majsai vízgyűjtő részvízgyűjtőinek paraméterei

Sorszám	Részvízgyűjtő neve	Területe [km <sup>2</sup> ]	Paraméterek								
			Umax	Lmax	CQOF	CKIF	CK1,2	TOF	TIF	TG	CKBF
1	SZATYMAZ	89,813	20	265	0,493	219,6	49,5	0,734	0,268	0,092	3416
2	BASIN1	28,428	20	300	0,4	210	50	0,5	0,451	0	2000
3	BASIN2	49,285	20	300	0,4	210	50	0,5	0,451	0	2000
4	BASIN3	5,63	20	300	0,4	210	50	0,5	0,451	0	2000
5	BASIN4	23,105	20	300	0,4	210	50	0,5	0,451	0	2000
6	BASIN5	37,96	20	300	0,4	210	50	0,5	0,4	0	2000
7	BASIN6	23,76	20	300	0,4	210	50	0,5	0,4	0	2000

Az „optimális” paraméter együttes beépítése a Dong-ér kisvízgyűjtő MIKE NAM csapadék–lefolyás modellbe

A hidrológiai analógiára alapozva a Fehértó–majsai modellhez meghatározott paramétereket használtam fel a Dong-ér csapadék–lefolyás modelljének felépítésére (8. táblázat). A Dong-ér vízgyűjtőjét 9 részvízgyűjtőre osztottam fel a csapadék–lefolyás modell felépítése során.

#### 6.3.4. A Dong-ér kisvízgyűjtő MIKE Hydro River és MIKE NAM szimulációinak összehasonlítása

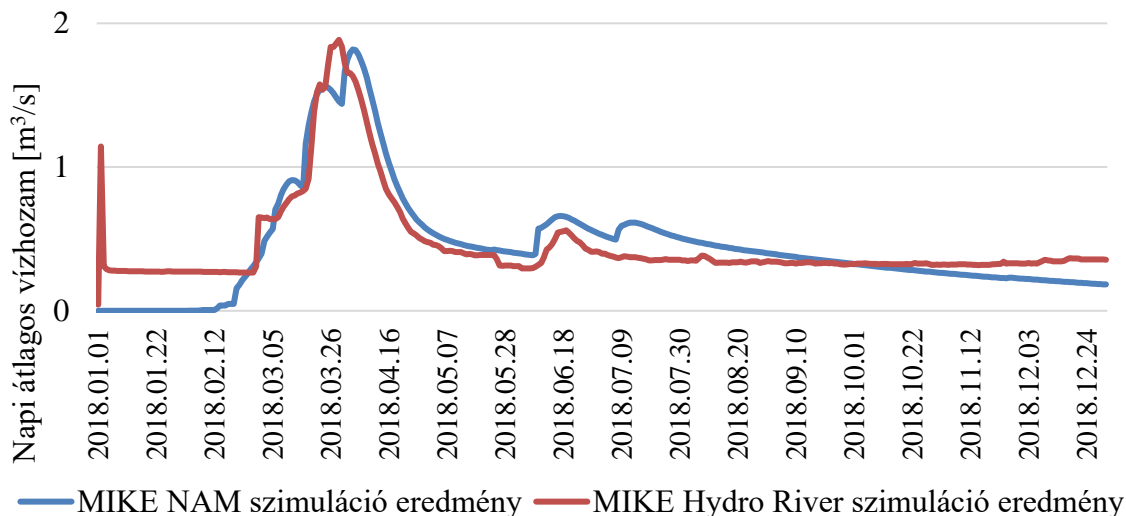
A MIKE Hydro River modell futtatását követően a csatorna bármely keresztmetszetében képesek vagyunk meghatározni a szimulált felszíni vízállás és vízhozam adatokat. A MIKE NAM csapadék–lefolyás modell ugyanakkor kizárólag a vízhozamot és vízmennyiséget képes kiszámítani. Az összehasonlítás érdekében a két modellel szimulált vízhozam adatait a Csukás-ér kifolyási szelvényében vizsgáltam meg. A két megközelítéssel szimulált eredmények közötti kapcsolat statisztikai paramétereket a 9. táblázatban foglaltam össze.

A két megközelítéssel számított átlagos vízhozamok csak nagyon minimális eltérést mutatnak. A statisztikai hibamutatók, különösen az NSE érték alapján (Lin et al., 2017) a két modell eredményei között nagyon jó ( $NSE \geq 0,75$ ) illeszkedés mutatkozik (9. táblázat).

9. táblázat. A MIKE NAM és a MIKE Hydro River modellel szimulált adatok összehasonlítása a Csukás-ér kifolyási szelvényében

Érték [m <sup>3</sup> /s]	NAM szimuláció	MIKE Hydro River szimuláció	Eltérés	NSE	RMSE	r	MAE
Átlagos vízhozam	0,46	0,46	0	0,804	0,17	0,898	0,135

A 14. ábrán látható, hogy a MIKE NAM csapadék-lefolyás modellel és a MIKE Hydro River hidrodinamikai modellel szimulált eredmények nagyságrendje és időbeli lefutásának mintázata közel azonos.



14. ábra. A MIKE NAM és a MIKE Hydro River modellel való szimulált adatok összehasonlítása 2018-ban

#### 6.4. A hidrodinamikai és csapadék-lefolyás modellek havi vízmérlegének összehasonlítása a statisztikai alapú vízkészlet-gazdálkodási vízmérlegekkel

Vízgazdálkodásunk fontos stratégiai kérdése a területi vízmérlegek jobb megismerése. Ehhez azonban nem rendelkezünk megfelelő részletességű adatokkal, így jobbra hidrológiai modellezéssel próbáljuk ismereteinket kiegészíteni. Mivel azonban ezeket a modelleket nem a magyarországi viszonyokra dolgozták ki, ezért kétirányú kutatást kell elvégeznünk. Egyrészt meg kell határoznunk, hogy a rendelkezésünkre álló (nem egységes területi felbontású, és nem feltétlenül kielégítő gyakorisággal megfigyelt) adatok hogyan használhatók fel az összetett visszacsatolásokkal terhelt környezeti kapcsolatrendszerek modellezésében. Másrészt adódik a kérdés, hogy milyen biztonsággal alkalmazhatjuk hazai körülmények között a nemzetközi gyakorlatban széles körben elterjedt modelleket. Ennek érdekében havi adatok felhasználásával két alföldi kisvízgyűjtőn végeztem kutatásokat. Ennek során összehasonlítottam a ténylegesen mért adatokból a statisztikai és a hidrológiai számítással készült hagyományos (vízkészlet-gazdálkodási mérleg modellel számított) vízmérleget a csapadék-lefolyás (MIKE NAM) és a hidrodinamikai (MIKE Hydro River) modellel számított modellek eredményeivel.

##### 6.4.1. Alapadatok

A KEHOP-1.1.0-15-2016-0008 azonosítószámú „A Víz Keretirányelv előírásai szerinti állapotértékelések, elemzések, vizsgálatok, valamint a vízgyűjtő-gazdálkodási tervek második felülvizsgálata és korszerűsítése” keretében elkészült a Tisza vízgyűjtő 57 részvízgyűjtőjének statisztikai alapú, havi részletességű vízkészlet-gazdálkodási mérlege. Az így kapott eredmények közül jelen tanulmányban a Dong-ér vízgyűjtőjének és a Berettyó hazai vízgyűjtőjének statisztikai adatait vettem alapul.

A hazai vízkészlet-gazdálkodási gyakorlat szerint a biztonsággal rendelkezésre álló vízkészlet a vízfolyások középvízhozamának felét-ötödét kitevő kisvízi tartományba eső, augusztusi mértékadó, 80%-os tartósságú lefolyás. A 12 havi mértékadó felszíni vízkészlet-gazdálkodási mérleg kiszámításához használt adatok körét az 10. táblázat tartalmazza.

10. táblázat. A 12 havi vízmérleg modell bemenő adatai (Forrás: VIZITERV Environ Kft.)

A természetes vízkészlet statisztikai jellemzőjének kiválasztása	Havonkénti 80%-os átlagos tartósságú napi lefolyás a 2012. évre [m <sup>3</sup> /s].
Mérlegszámításhoz a külföldi, felvízi készletérték kiválasztása	Határon ténylegesen belépő hozam, mint természetes vízkészlet [m <sup>3</sup> /s].
Hazai keletkezésű ökológiai vízmennyiségként figyelembe veendő lefolyás	1981–2010. időszakra havonkénti 80%-os átlagos tartósságú napi lefolyás 50%-a [m <sup>3</sup> /s].
Külföldi vízgyűjtőről érkező, ökológiai vízmennyiségként figyelembe veendő lefolyás	Határon ténylegesen belépő, az 1981-2010. időszakra vonatkozó havonkénti 80%-os átlagos tartósságú napi lefolyás 50%-a [m <sup>3</sup> /s].
Mérlegszámításhoz a vízhasználati adatállomány kiválasztása	2012. évi engedélyezett maximális vízkivételek [m <sup>3</sup> /s].
Hasznosítható bányavíz redukciós tényezője az engedélyezett bevezetés százalékában	50%
Hasznosítható kommunális szennyvíz redukciós tényezője az engedélyezett bevezetés százalékában	70%
Hasznosítható ipari szennyvíz redukciós tényezője az engedélyezett bevezetés százalékában	100%

A 2012-es évre azért esett a választás, mert a Tisza-völgyben ez egy rendkívül száraz év volt. Emellett ebben az évben rendelkezésre álltak az engedélyezett éves és havi vízkivételi és vízbevezetési adatok. Döntésemet továbbá alátámasztotta, hogy – a Berettyó esetében – a határon ténylegesen belépő vízhozamok, valamint a havi felbontású tározási, vízátvételi és öntözőfűtővízkivételi adatok is rendelkezésre álltak 2012-re.

6.4.2. A vízügyi gyakorlatban alkalmazott vízkészlet-gazdálkodási vízmérleg számítási módszere

A vízkészlet-gazdálkodási vízmérlegben a vízkészlet meghatározása statisztikai számításokon alapszik, amelyhez az alapadatokat a vízrajzi állomások észlelései adják. Egyes vízgyűjtőkön több vízrajzi állomás is található – ilyen a Berettyó részvízgyűjtő is. A rendelkezésre álló megfigyelt, 30 év hosszúságú vízhozam idősorok feldolgozása, értékelése lehetővé teszi a vízkészlet statisztikai jellemzők (napi, havi és éves középvízhozamok, havonkénti 80%-os átlagos tartósságú értékek) számítását. Azokon a vízgyűjtőkön – például a Dong-ér kisvízgyűjtőjén –, ahol nincs mért vízhozam adatsor, a lefolyás a hidrológiai analógia módszerével került meghatározásra. A KEHOP-1.1.0-15-2016-0008 azonosítószámú vízgyűjtő-gazdálkodási tervek második felülvizsgálata során a Dong-ér kisvízgyűjtőjére a Kígyós-főcsatorna vízhozam adatai szolgáltak támpontul. Az adathiányos vízgyűjtő vízkészletét – a fajlagos lefolyás értékének analógiája alapján – a következő egyenlettel számolták ki (VIZITERV Environ Kft., 2022):

$$Q_{\text{mértlen}} = Q_{\text{mért}} \frac{A_{\text{mértlen}}}{A_{\text{mért}}} k_{\text{mértlen}} \quad (14)$$

ahol:

$Q_{\text{mértlen}}$  Az adathiányos vízgyűjtő meghatározandó természetes vízkészlete [m<sup>3</sup>/s];

$Q_{\text{mért}}$  A mért adatokkal rendelkező vízgyűjtő meghatározott természetes vízkészlete [m<sup>3</sup>/s];

$A_{\text{mértlen}}$  Az adathiányos vízgyűjtő területe [km<sup>2</sup>];

$A_{\text{mért}}$  A mért adatokkal rendelkező vízgyűjtő területe [km<sup>2</sup>];

$k_{\text{mértlen}}$  Az adathiányos vízgyűjtő kalibráló tényezője:  $0,9 > k_i > 1,1$ .



A vízügyi gyakorlatban elterjedt vízkészlet-gazdálkodási vízmérleg számítási módszere gyakorlatilag mért adatokból kizárólag statisztikai eszközök használatával határozzuk meg a vízfolyásokban lévő felszíni vízmennyiségeket. Következésképpen a módszer hátránya, hogy nem képes komplex környezeti visszacsatolásokat leképezni.

#### 6.4.3. A hidrodinamikai és csapadék-lefolyás modellek havi vízmérlegének számítás módszere

A Dong-ér kisvízgyűjtő modell paramétereit a részletes területi adatok hiánya miatt egy szomszédos hasonló területi adottságokkal jellemezhető referencia vízgyűjtő adataira kalibráltam. Lényeges különbség az előzőekhez képest, hogy nem a Kígyós-főcsatorna vízhozam adatait vettem alapul, hanem a Fehértó-majsai kisvízgyűjtő szatymazi mérőállomásán mért felszíni adatokból kiindulva meghatároztam a csapadék-lefolyás (MIKE NAM) és hidrodinamikai (MIKE Hydro River) modellekhez kalibrált paramétereket (lásd: 6.2 fejezet). A Dong-ér kisvízgyűjtő és a Berettyó részvízgyűjtő modelljei a 2012. év adataival kerültek kalibrálásra, illetve szimulálásra. A Dong-ér kisvízgyűjtőre felépített MIKE Hydro River hidrodinamikai modell kalibrálása a Csukás-éri-főcsatorna torkolati szelvényére futtatott a MIKE NAM csapadék-lefolyás modell által szimulált felszíni vízhozam idősor alapján került végrehajtásra (10. ábra).

A MIKE Hydro River hidrodinamikai modell és a MIKE NAM csapadék-lefolyás modell szimulációs eredményeinek összehasonlítása alapján megállapítható, hogy mind a négy, hibát kifejező statisztikai paraméter jó illeszkedést mutat a generált eredmények között (Tran, Q. H. et al., 2023). Adathiány miatt a Dong-ér kisvízgyűjtő modelljére nem tudtam keresztvalidálást végezni. A Berettyó részvízgyűjtő esetében rendelkezésre állnak – az Országos Vízügyi Főigazgatóság által kiadott vízrajzi évkönyvben szereplő – a Berettyó folyóhoz tartozó Kismarja, Pocsaj, Berettyóújfalu, Darvas mérőállomás, illetve a Kálló-éren a Berettyóújfalu és Bakonszeg mérőállomások vízállás idősorai. A 11. táblázatban összegeztem a Dong-ér kisvízgyűjtő és a Berettyó részvízgyűjtő kalibrációjának kiértékeléséhez a hiba-statisztikai paramétereket: abszolút közép hiba (MAE), négyzetes középhiba (RMSE), korrelációs együttható ( $r$ ) és a Nash-Sutcliffe hatékonysági együttható (NSE). A statisztikai eredmények alapján a mért és a szimulált értékek közötti illeszkedésnek legalább jó a minősítése ( $NSE \geq 0,65$ ). Egyes mérőállomásokon szinte tökéletes az illeszkedés, mint például a Berettyó esetében Kismarján, ahol az  $NSE = 0,99$  és a Kálló-ér Berettyóújfalun, ahol az  $NSE = 0,91$  (11. táblázat).

11. táblázat. MIKE Hydro River modell 2012. évre történt kalibrációjának statisztikai jellemzői

	Vízfolyás	Mérőállomás	Paraméterek			
			MAE	RMSE	$r$	NSE
MIKE NAM csapadék-lefolyás modell által számított vízhozamra	Dong-ér	Csukás-ér torkolati szelvény	0,156	0,175	0,965	0,665
		Kismarja	0,011	0,022	0,999	0,99
	Berettyó	Pocsaj	0,142	0,194	0,925	0,836
		Berettyóújfalu	0,126	0,172	0,956	0,85
		Darvas	0,067	0,107	0,925	0,835
	Kálló-ér	Berettyóújfalu	0,043	0,052	0,957	0,91
Mért vízállásra		Bakonszeg	0,08	0,105	0,764	0,668

#### 6.4.4. A modellek alkalmazhatóságának értékelése

A 12. táblázatban található a 2012-es év adataiból statisztikai módszerrel a mérlegegyenlegből számított, az alsó vízgyűjtőkre továbbadott vízhozamok, nevezetesen a Dong-éri-főcsatorna esetén a Tiszába, illetve a Berettyó esetén a Sebes-Körösbe befolyó vízhozam értékei. A számítások során figyelembe vettem a különböző vízkivételeket, vízviasszavezetéseket, párolgást stb. Az eredmények alapján a Dong-ér kisvízgyűjtő esetében októberben volt megfigyelhető a legnagyobb ( $4,04 \text{ m}^3/\text{s}$ ) és júliusban a legkisebb ( $0,24 \text{ m}^3/\text{s}$ ) vízhozam, míg az éves átlag  $0,77 \text{ m}^3/\text{s}$ . A 2012-es évben a Dong-ér kisvízgyűjtőjén keletkező lefolyás az őszi csapadékból, halastó leürítésből és talajvíz megcsapolásából származott.

A 2012-es évben a Berettyón áprilisban volt a legnagyobb vízhozam ( $10,21 \text{ m}^3/\text{s}$ ), a legkisebb pedig augusztusban ( $0,61 \text{ m}^3/\text{s}$ ). A Berettyó torkolati részén  $4,99 \text{ m}^3/\text{s}$  volt az éves átlagos vízhozam. A Berettyó magyarországi szakaszán a lefolyás forrása lehet a külföldi (romániai) csapadék és a magas hegyvidékeken lévő hóolvadás. Továbbá a lefolyást befolyásolja a romániai Berettyószéplaki víztározó és az Ér-főcsatornán üzemelő Endrédi víztározó is.

12. táblázat. Statisztikai megközelítéssel a mérlegegyenlegből számított havi vízhozam [ $\text{m}^3/\text{s}$ ] a Dong-ér, illetve a Berettyó zárószelvényében 2012. évben (Forrás: VIZITERV Environ Kft.)

Hónapok	I.	II.	III.	IV.	V.	VI.	VII.	VIII.	IX.	X.	XI.	XII.	Éves átlag
Dong-ér	0,60	0,57	0,73	0,78	0,57	0,36	0,24	0,29	0,31	4,04	0,29	0,42	0,77
Berettyó (Kálló-ér + Berettyó alsó szakasz)	6,68	6,30	7,31	10,21	7,82	1,31	0,79	0,61	7,76	5,71	3,04	2,27	4,99

Az általam felépített MIKE Hydro River modellből napi felbontásban exportáltam a szimulált vízhozam eredményeket, melyekből havi, majd éves átlag számolható. A 13. táblázatban láthatóak a Csukás-éri-főcsatorna torkolati szelvényében szimulált, a Dong-éri-főcsatornába továbbadott vízhozamok. Ahhoz azonban, hogy a Tiszába befolyó vízhozamot meg tudjuk határozni, figyelembe kell vennünk a Dong-ér torkolati szelvényének vízhozamát, valamint számításba kell venni a különféle vízveszteségeket (vízkivételek, evapotranszspiráció) és a víztöbbleteket (csapadék, külső vízgyűjtőből belépő vízkészlet, vízbevezetések, beszivárgás) is. A Dong-éri-főcsatorna torkolati szelvényében az összegzett, a MIKE Hydro River modell által számított lefolyás és a vízkivételek, illetve a vízbevezetések havi átlagos vízhozam egyenlege a 13. táblázatban található. A modell eredménye szerint a Dong-éri-főcsatornának februárban volt a legkisebb vízhozama ( $0,27 \text{ m}^3/\text{s}$ ), míg rögtön ezt követően, márciusban volt megfigyelhető a legnagyobb vízhozam ( $1,07 \text{ m}^3/\text{s}$ ). A vízszállítás ezt követően fokozatosan csökkent. Ha a vízkivételeket és a vízbevezetéseket is figyelembe vesszük, akkor a nyári időszakban (június, július és augusztus) a legkisebb a lefolyás ( $0,32\text{--}0,41 \text{ m}^3/\text{s}$ ). Ennek oka, hogy ezekben a hónapokban intenzívebb az öntözési célú vízkivétel. Továbbra is márciusban a legnagyobb a továbbadott vízhozam ( $1,11 \text{ m}^3/\text{s}$ ), a tavaszi csapadék miatt.



13. táblázat. MIKE Hydro River modellel meghatározott havi vízmérleg [ $m^3/s$ ] a Dong-éri-főcsatorna zárószelvényében 2012. évben

Hónapok		I.	II.	III.	IV.	V.	VI.	VII.	VIII.	IX.	X.	XI.	XII.	Éves átlag
MIKE Hydro River modellből számított	Csukás-éri- fcs. továbbadott vízhozama	0,30	0,27	1,09	1,00	0,63	0,69	0,72	0,64	0,55	0,47	0,40	0,36	0,59
	Dong-ér továbbadott vízhozama	0,36	0,27	1,07	1,01	0,63	0,69	0,72	0,64	0,56	0,48	0,41	0,36	0,60
Közvetlen felszíni vízkivételek a vízmérleg egységben		0	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0,00
Öntözőrendszerben megvalósuló felszíni vízkivételek és rendszer veszteség		0	0	0	-0,14	-0,15	-0,36	-0,34	-0,35	-0,01	0	0	0	-0,11
Felszín alatti eredetű szennyvíz bevezetés		0,02	0,03	0,03	0,02	0,02	0,02	0,02	0,02	0,02	0,01	0,02	0,02	0,02
Felszíni eredetű szenny- és használtvíz bevezetések összesen		0,01	0,01	0,01	0,01	0,01	0,01	0,01	0,01	0,01	0,01	0,01	0,01	0,01
<i>Dong-ér kisvízgyűjtő összesen</i>		<i>0,39</i>	<i>0,31</i>	<i>1,11</i>	<i>0,9</i>	<i>0,51</i>	<i>0,36</i>	<i>0,41</i>	<i>0,32</i>	<i>0,58</i>	<i>0,5</i>	<i>0,44</i>	<i>0,39</i>	<i>0,52</i>

A 14. táblázatban láthatóak a Berettyó zárószelvényében – Sebes-Körösbe való befolyásnál – a MIKE Hydro River modellből számított 2012. évi havi átlagos vízhozamok, amelyekhez hozzá kell még adni azokat a vízveszteségeket, víztöbbleteket is, amelyeket a Tisza-völgy tizenkét havi vízkészlet-gazdálkodási mérleg modelljében a mért adatok alapján határoztak meg (VIZITERV Environ Kft.). A MIKE Hydro River modellből számított vízhozamok alapján áprilisban volt a legnagyobb vízhozam ( $9,90 m^3/s$ ) – megegyezően a vízgyűjtő bemutatásában leírtakkal –, míg a júliusi és augusztusi vízhozamok a legkisebbek ( $0,78$  és  $0,75 m^3/s$ ). Itt az éves átlag  $5,11 m^3/s$ . Ha még itt is figyelembe vesszük a Kálló-ér, illetve a Berettyó alsó vízgyűjtőjének vízkivételeit és -bevezetéseit, akkor látható, hogy a két számítási módszer sem az értékben, sem időbeli eloszlásban nem mutat lényeges különbséget. A modellezett és a mért eredmények összege éves átlagban  $5,05 m^3/s$ , ami lényegesen nem tér el a modellezett éves átlagtól. Megállapítható, hogy a Berettyó részvízgyűjtőhöz hasonló intenzív mezőgazdasági tevékenységgel és nagy népsűrűséggel jellemezhető területeken a MIKE Hydro River modellből számított eredmények alapján hatékonyan tudunk mértékadó felszíni vízkészletet számítani.

14. táblázat. MIKE Hydro River modellel meghatározott havi vízmérleg [ $m^3/s$ ] a Berettyó zárószelvényében 2012. évben

Hónapok	I.	II.	III.	IV.	V.	VI.	VII.	VIII.	IX.	X.	XI.	XII.	Éves átlag
MIKE Hydro River modell alapján a Berettyó alsó részvízgyűjtőjére szimulált, továbbadott vízkészlet	6,63	6,44	8,04	9,90	8,14	2,73	0,78	0,75	7,94	5,33	2,66	2,03	5,11
Kálló-ér vízgyűjtőn a vízkivételek és - bevezetések a vízmérleg egységben													
Közvetlen felszíni vízkivételek	0,00	0,00	0,00	-0,01	-0,01	-0,08	-0,07	-0,07	-0,01	0,00	0,00	0,00	-0,02
Öntözőrendszerben megvalósuló felszíni vízkivételek és rendszer veszteség	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00
Felszín alatti eredetű szennyvíz bevezetés	0,02	0,02	0,02	0,03	0,03	0,03	0,03	0,03	0,02	0,02	0,02	0,02	0,02
Felszíni eredetű szenny- és használtvíz bevezetések összesen	0,02	0,02	0,02	0,02	0,02	0,02	0,02	0,02	0,02	0,02	0,02	0,02	0,02
Berettyó alsó részvízgyűjtőn a vízkivételek és - bevezetések a vízmérleg egységben													
Közvetlen felszíni vízkivételek	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00
Öntözőrendszerben megvalósuló felszíni vízkivételek és rendszer veszteség	0,00	0,00	0,00	-0,14	-0,15	-0,36	-0,34	-0,35	-0,01	0,00	0,00	0,00	-0,11
Felszín alatti eredetű szennyvíz bevezetés	0,02	0,03	0,03	0,02	0,02	0,02	0,02	0,02	0,02	0,01	0,02	0,02	0,02
Felszíni eredetű szenny- és használtvíz bevezetések összesen	0,01	0,01	0,01	0,01	0,01	0,01	0,01	0,01	0,01	0,01	0,01	0,01	0,01
Kálló-ér vgy. + Berettyó alsó vgy. összesen	6,7	6,52	8,12	9,83	8,06	2,37	0,45	0,41	7,99	5,39	2,73	2,1	5,05

A 15. táblázatban összehasonlítottam a statisztikai módszerrel (VIZITERV Environ Kft. által) és az általam felépített MIKE Hydro River modell segítségével számított továbbadott vízkészletek alakulását (szimulált vízhozam és a vízkivételek, vízbevezetések). A Dong-ér kisvízgyűjtő esetében lényeges eltérés mutatkozik a két módszer eredményei között. A MIKE Hydro River modellből számított éves átlagérték kisebb, mint a statisztikai módszerrel számított továbbadott vízkészlet ( $0,31 m^3/s$ -mal kevesebb). Valószínűleg ennek oka lehet, hogy a statisztikai módszerrel történő számítás során a hidrológiai analógiaként felvett – a Duna–Tisza közti homokhátság nyugati oldalán található – Kígyós-főcsatorna vízjárása nem reprezentálja kellőképp a Dong-éri-főcsatorna vízjárását az eltérő természeti – talaj, domborzat stb. – adottságok miatt. A MIKE Hydro River modellből számított vízhozamoktól inkább várható, hogy a valósághoz közelebb állnak, hiszen azt az azonos természeti adottságokkal rendelkező „szomszédos” Fehértó–majsai kisvízgyűjtőn belül a szatymazi mérőállomásra kalibráltuk azokat. Az időbeli eloszlás is körülbelül azonos, minthogy március és április hónapban vannak a legnagyobb, illetve a nyári hónapokban (június, július és augusztus) a legkisebb vízhozamok.

A Berettyó vízgyűjtővel kapcsolatban a statisztikai módszerrel számolt havi eredmények és a MIKE Hydro River modellből számított, továbbadott havi vízkészlet között nagyon jó az

illeszkedés (NSE = 0,979). Az eredmények azt mutatják, hogy a mért adatokkal rendelkező vízgyűjtőkön egyszerűbb a továbbadott vízkészlet számítása, így a két módszerrel számított eredmények egymáshoz közeli értéket adnak. Megállapítható, hogy a MIKE Hydro River modellből számított vízhozamok a valósághoz és a statisztikai módszerrel számított értékekhez illeszkednek, alátámasztva a módszer alkalmazhatóságát és hatékonyságát.

15. táblázat. A statisztikai alapú vízmérleg-számítás és MIKE Hydro River modell által számított továbbadott vízkészlet értékeinek [ $m^3/s$ ] összehasonlítása 2012. évben

Vízgyűjtő neve	Dong-ér kisvízgyűjtő													Éves átlag
Hónapok	I.	II.	III.	IV.	V.	VI.	VII.	VIII.	IX.	X.	XI.	XII.		
Statisztikai módszerrel számított, az alsó vízgyűjtőre továbbadott vízkészlet	0,6	0,57	0,73	0,78	0,57	0,36	0,24	0,29	0,31	4,04	0,29	0,42	0,77	
MIKE Hydro River modellből számított, az alsó vízgyűjtőre továbbadott vízkészlet	0,39	0,31	1,11	0,9	0,51	0,36	0,41	0,32	0,58	0,5	0,44	0,39	0,52	
Vízgyűjtő neve	Berettyó részvízgyűjtő (Kálló-ér vízgyűjtő + Alsó-Berettyó vízgyűjtő)													Éves átlag
Hónapok	I.	II.	III.	IV.	V.	VI.	VII.	VIII.	IX.	X.	XI.	XII.		
Statisztikai módszerrel számított, az alsó vízgyűjtőre továbbadott vízkészlet	6,68	6,3	7,31	10,21	7,82	1,31	0,79	0,61	7,76	5,71	3,04	2,27	4,99	
MIKE Hydro River modellből számított, az alsó vízgyűjtőre továbbadott vízkészlet	6,7	6,52	8,12	9,83	8,06	2,37	0,45	0,41	7,99	5,39	2,73	2,1	5,05	

Vizsgálataim bizonyították, hogy amennyiben két szomszédos vízgyűjtő természeti adottságai közel azonosak, akkor annak ellenére, hogy az egyik vízgyűjtőt jelentős adathiánnyal jellemezhetjük, a felépített MIKE NAM és MIKE Hydro River modellek együttes használatával megbízható kiindulási modell paraméterek nyerhetők (Tran Q. H., 2023). A hazai vízügyi gyakorlatban rutinszerűen alkalmazott statisztikai módszerrel és a MIKE Hydro numerikus modellezéssel számított eredmények összehasonlítása alapján megállapítható, hogy a mért, és MIKE NAM csapadék-lefolyás modell által szimulált felszíni adatokra kalibrált MIKE Hydro River hidrodinamikai modell képes a valósághoz közeli megoldásokat generálni. A hidrológiai analógia elvének alkalmazása során a referencia vízgyűjtőt körültekintően kell megválasztani, figyelembe véve a táj természeti adottságait és a hidrológiai viszonyok (folyásirány, vízfelszín esése, műtárgyak hatása stb.) sajátosságait. A statisztikai módon kiszámított eredmény lehet egy referencia érték, amelyhez a vízgazdálkodási modell kalibrálható, de a modellek eredményei is

kiegészíthetik a statisztikai módszerrel számított eredményeket az adathiányok ellenére is. Összefoglalva elmondható, hogy a modellek vízmérleg eredményei és az azokból levonható következtetések hozzájárulhatnak a területi vízkészlet-megosztási döntések, alternatív vízgazdálkodási javaslatok hatásainak tanulmányozásához, valamint a jövőbeni éghajlati változások a vízkészletre gyakorolt hatásainak elemzéséhez.

## **6.5. A modell paraméter-érzékenységi vizsgálatának módszertani fejlesztése**

### *6.5.1. Módszertani előzmények*

A hidrológiai modellezésben az érzékenységi vizsgálat egyszerűen úgy definiálható, mint egy vagy több bemeneti adat vagy paraméter változásának hatására előálló alternatív szimulációs eredmények eltéréseinek összehasonlítása (Devak és Dhanya, 2017; Kovács A., 2020). A vizsgálatot a hidrológiai modellezés szerves részeként kell tekinteni (Saltelli et al., 2004). Az érzékenységi vizsgálat elkerülhetetlen lépés a modellezésben. Az alkalmazási területektől függően eltérő definíciói léteznek (Razavi és Gupta, 2015; Song et al., 2015). A jelen fejezetben „*érzékenységi vizsgálat*”-ként bemutatott eljárást a paraméterekhez rendelhető lehetséges értékek, valamint a kapcsolódó modell kimenetének minőségi és/vagy mennyiségi eltéréseinek meghatározására értelmezem.

Hamby (1994) és Lenhart et al. (2002) szerint a bemeneti adatok megváltoztatása arányosan hatással van a modell eredményeire, továbbá rámutatnak, hogy az érzékenységi vizsgálatot meghatározhatjuk, hogy mely bemenő adat van a legnagyobb hatással a kimeneti eredményekre. Egyes vélemények szerint a paraméterek érzékenységi vizsgálata megkönnyíti a kalibrációt, mert ezáltal megismerhető a vizsgált rendszer viselkedése (Gou et al., 2020; Eryani et al., 2022). Bahremnad és De Smedt (2007) szintén kiemelte, hogy az érzékenységi vizsgálat a modell egyes paramétereinek fontossága jól azonosítható, és ezáltal a modell szerkezete stabilabbá tehető. Ibarra et al. (2016) is bizonyította, hogy az érzékenységi vizsgálat lényegesen hozzájárul a szimuláció pontosságának javításához és a hatékonyabb kalibrációhoz. Emellett az érzékenységi vizsgálat lehetővé teszi a paraméterek értékeinek becslését, és megadja a modell választ a bemenő adatok változtatására. A determinisztikus modell törekszik a természetben lejátszódó hidrológiai folyamatok minél valósághoz közelebbi dinamikus rekonstrukciójára, és folyamatokban résztvevő tényezők közötti kölcsönös interakciók modellezésére. Így a determinisztikus modellnek valósághű szimuláció eredményei vannak, azonban a modell (*ad hoc* módon vagy empirikusan meghatározott) bemeneti adatainak is megvan a maga bizonytalansága. Ezek közé tartoznak az alternatív paraméter variációk a részrács-skálán, továbbá a kezdeti paraméterek és a peremfeltételek megválasztásában rejlő bizonytalanságok (Graham és Butts, 2005). Megjegyzendő továbbá, hogy hibás mérések alapján nem lehet eredményes környezeti modelleket előállítani, azonban a mérési hibák sem az érzékenység vizsgálatok, sem a modell-bizonytalanság témájába nem sorolhatók!

A nemzetközi szakirodalomban számos, különféle matematikai megközelítésen alapuló érzékenységi elemzés módszer megtalálható. A megfelelő eljárás megválasztását befolyásolja a rendelkezésre álló adatok mennyisége, az alkalmazás költsége és a módszer alkalmazhatósága az adott modell esetében. A különféle érzékenység-vizsgálati modelleket Devak és Dhanya (2017), illetve Mai et al. (2020) foglalta össze. A tanulmányok közös megállapítása, hogy minden érzékenység vizsgálati módszernek megvannak a maga előnyei és hátrányai, ezért nem tudunk objektívan dönteni a különféle megközelítések jóságáról. A megfelelő módszer kiválasztása az alkalmazási területtől és az érzékenység vizsgálat céljától függ. Wang A. és Solomatine (2019) felhívták a figyelmet továbbá arra, hogy a megfelelő módszer megválasztása során fontos szempont a módszer hatékonysága, egyszerű használhatósága és a hidrológiai modell képességeinek figyelembe vétele is.

### 6.5.2. Az érzékenységi vizsgálat módszertani fejlesztése

Kutatásomban az úgy nevezett *one-at-time* (OAT) módszert alkalmaztam. Ez a legegyszerűbb érzékenységi vizsgálat, ahol az érzékenység mértéke úgy határozható meg, hogy az egyes paramétereket egymástól függetlenül változtatjuk, miközben az összes többi paramétert változatlanul hagyjuk (Hamby, 1994).

Ez a módszer abban hasonlít a *trial and error* módszerhez, hogy mindkét eljárás támogatja a kalibráció folyamatát. A *trial and error* módszer működésének alapja, hogy a paraméterek értékeinek változtatásával megpróbáljuk minél jobban egymáshoz illeszteni a szimulált és a mért adatokat, így főként a kalibrálás során hatékony (Zhang R. et al., 2012; Wu et al., 2017). A két eljárás közötti lényeges különbség az, hogy az *one-at-time* módszer egyszerre csak egyetlen paraméter érzékenységét vizsgálja, miközben a *trial and error* módszer a közvetlen a kalibrálási műveleteket segíti elő. A MIKE Zero program tartalmaz bizonyos funkciókat az adatok módosítására, vizsgálatára és kezelésére. Ezek egyike az *Auto Calibration*, amellyel az automatikus kalibráció és az érzékenységi vizsgálat végezhető (DHI, 2019a). Ilyen kalibrációt a már működő modellen a *trial-and-error* módszerrel lehet végrehajtani, ezáltal a teljes vízhálózatra és az egyes keresztszelvényekhez tartozó mederérdességi tényezőket, vagy a feltételezett keresztszelvény geometriák racionális értékeit manuálisan „próbálgathatjuk” mindaddig, amíg el nem érjük, hogy a szimulált eredmények jól illeszkedjenek a mért adatokhoz. Azért a mederérdességi tényezőt választottam, mert a Manning formulával számított vízhozam és vízállás érzékeny a meder érdességi tényező értékére (Fuladipannah és Majediasl, 2012; Gebrehiwot et al., 2015).

Az *one-at-time* módszer egyik hátránya az, hogy csak lokálisan, egy bizonyos kiválasztott pont érzékenységét vizsgálja (Hamby, 1994). A hátrányt ismerve a kutatásomban az integrált hidrológiai modellezéssel, pontosabban a MIKE SHE modellel igyekeztem javítani az *one-at-time* érzékenységi vizsgálat korlátait. Az eredmények alapján a MIKE SHE modell térbeli és időbeli léptékű rugalmas szimulációs keretrendszerével az *one-at-time* módszer hátránya javítható, így integrált és átfogóbb képet ad az egyes paraméterek érzékenységéről. Az integrált hidrológiai modellezéssel kombinált *one-at-time* érzékenységi vizsgálatot az *integrált one-at-time* (iOAT) módszertannak nevezem. Az általam alkalmazott *integrált one-at-time* módszer alkalmazásával elemezhetők azok az elképzelések, scenáriók, amikor csak egy választott paraméter értékeit változtatom meg. Az köztudott, hogy a valóságban egyszerre nem csak egy paraméter változik meg a természeti folyamatokban, hanem visszacsatolások által minden más paraméter is változhat. Például rövid időn belül változhat a csapadékeloszlás, ami vegetáció állapotára, ezáltal a hidrológiai ciklus számos elemére (beszivárgás, párolgás, intercepció, gyökérmélység) is hatással van. A dolgozatomban az *integrált one-at-time* módszerrel meghatároztam, hogy néhány kiválasztott paraméter megváltoztatása milyen hatással van a hidrológiai paraméterekre és a vízmérlegi komponensekre.

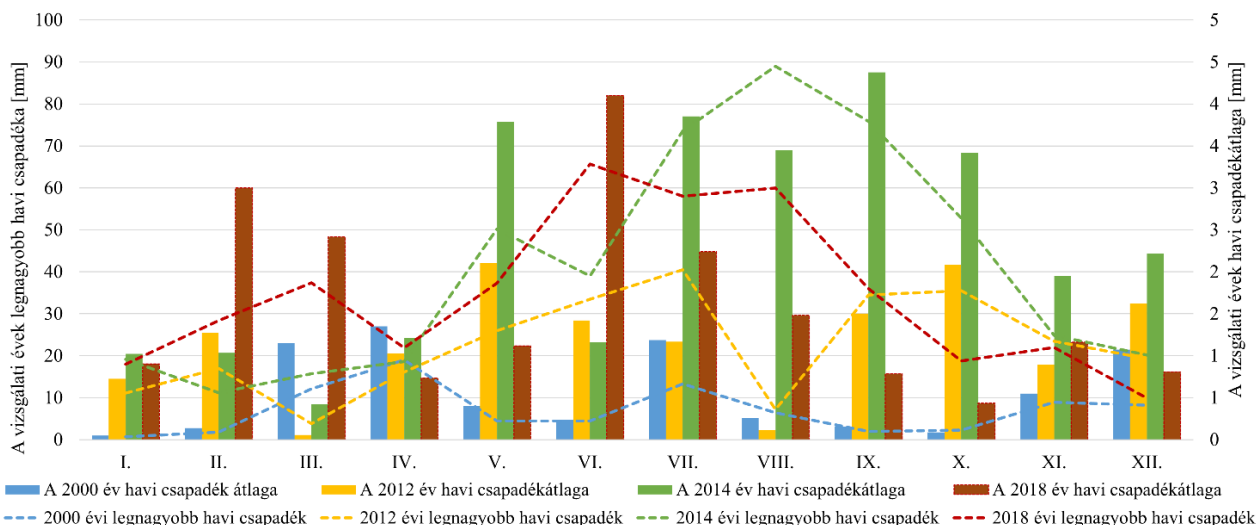
Módszeremmel vizsgálhatóvá válnak a múltban, a jelenben és a klímaváltozás hatására megváltozó jövőbeni meteorológiai események, szélsőségek (extrém csapadék, hőmérséklet-emelkedés), a talajjellemzők, a különböző felbontású digitális domborzatmodellek hatása, és a vízfolyások keresztszelvény-sűrűségének változása. ***Más szóval azokra a kérdésekre keresem a választ, hogy a klimatikus hatásokra eredeztethető, illetve a bemenő adatok felbontásával, részletességével előidézett változások milyen érzékenyen befolyásolják a modellezett hidrológiai paraméterek és a vízmérlegi komponensek szimulált értékeit?*** Az így kapott eredmények jelentősége abban rejlik, hogy ezáltal előre becsülhetők a klímaváltozás következtében szélsőségesebbé váló csapadékesemények vagy a hőmérsékleti változások.

## 7. A KUTATÁS SORÁN VIZSGÁLT MINTATERÜLETEK MODELLJEI

### 7.1. A Dong-ér kisvízgyűjtő

#### 7.1.1. A Dong-ér kisvízgyűjtőre épített MIKE Hydro River modell

A MIKE Hydro River hidrodinamikai modell számos bemenő adatot igényel (lásd: 6.2.1. fejezet). A vizsgált területre hulló csapadéokra vonatkozóan 25 meteorológiai állomás napi mért adatai álltak rendelkezésre a 2010–2018 közötti időszakra az Alsó-Tisza-vidéki Vízügyi Igazgatóságtól (ATIVIZIG). A 15. ábrán láthatók a vizsgált évek havi csapadék adatai a Dong-ér kisvízgyűjtőben.



15. ábra. A vizsgált évek havi csapadék adatai a Dong-ér kisvízgyűjtőben

A Dong-ér kisvízgyűjtő modellezési keretrendszere 23 különböző Corine felszínborítási osztályt azonosított (EEA, 2018). A vízhálózat kereszt-, és hossz-szelvénynek adatait az ATIVIZIG biztosította számomra. A kereszt-szelvény adatok a MIKE Zero/MIKE HYDRO/Cross sections (.xns11) modulba be lettek építve. A felszínközeli geológia adottságok az ATIVIZIG 13 fűrásának adatai alapján lettek meghatározva. Az ATIVIZIG által biztosított talajvíz adatok, 33 darab pontos koordinátákkal rendelkező talajvízmérő állomásból, 2010-től 2018-ig álltak rendelkezésemre. A talajvíz szintje a domborzati viszonyoktól és a Tisza vízszintjétől függően változik. Az évszakos változás nagymértékben befolyásolhatja a talajvíz változását (Kozák, 2020b). A 2010–2018 közötti időszakban mért adatok alapján a talajvízszint általában április–május hónapban volt a legmagasabb, a legalacsonyabb talajvízszint pedig az október–december időszakban alakul ki. A mélyebb geológiai rétegek területi eloszlását egyenletesnek adtam meg. A modell beállítása során nem vettem figyelembe a nagyon vékony rétegeket, ennek érdekében a geológiai rétegek korrekciójához legalább 2 m-es rétegvastagságot alkalmaztam. A 6.4. fejezetben a Dong-ér kisvízgyűjtővel kapcsolatban a MIKE Hydro River modellből számított, továbbadott havi vízkészlet és a statisztikai módszerrel számolt havi eredmények közötti összehasonlítás alapján megállapítható, hogy a MIKE Hydro River modellből számított vízhozamok a valósághoz és a statisztikai módszerrel számított értékekhez illeszkednek, alátámasztva a hidrodinamikai modell alkalmazhatóságát és hatékonyságát.

#### 7.1.2. A MIKE SHE modell kalibrációja és validációja

A Dong-ér kisvízgyűjtőre épített MIKE SHE modell teljes kalibrálásához és validálásához számos adat (például a csatornák vízszintje és a vízhozama, illetve a telített hidraulikai vezetőképesség a telítetlen áramlás kalibrálásához, fajlagos hozam, fajlagos tárolás a talajvíz áramlási kalibrálásához) nem áll rendelkezésemre. Azonban rendelkezésemre állt a 2018-as év talajvíz adata,

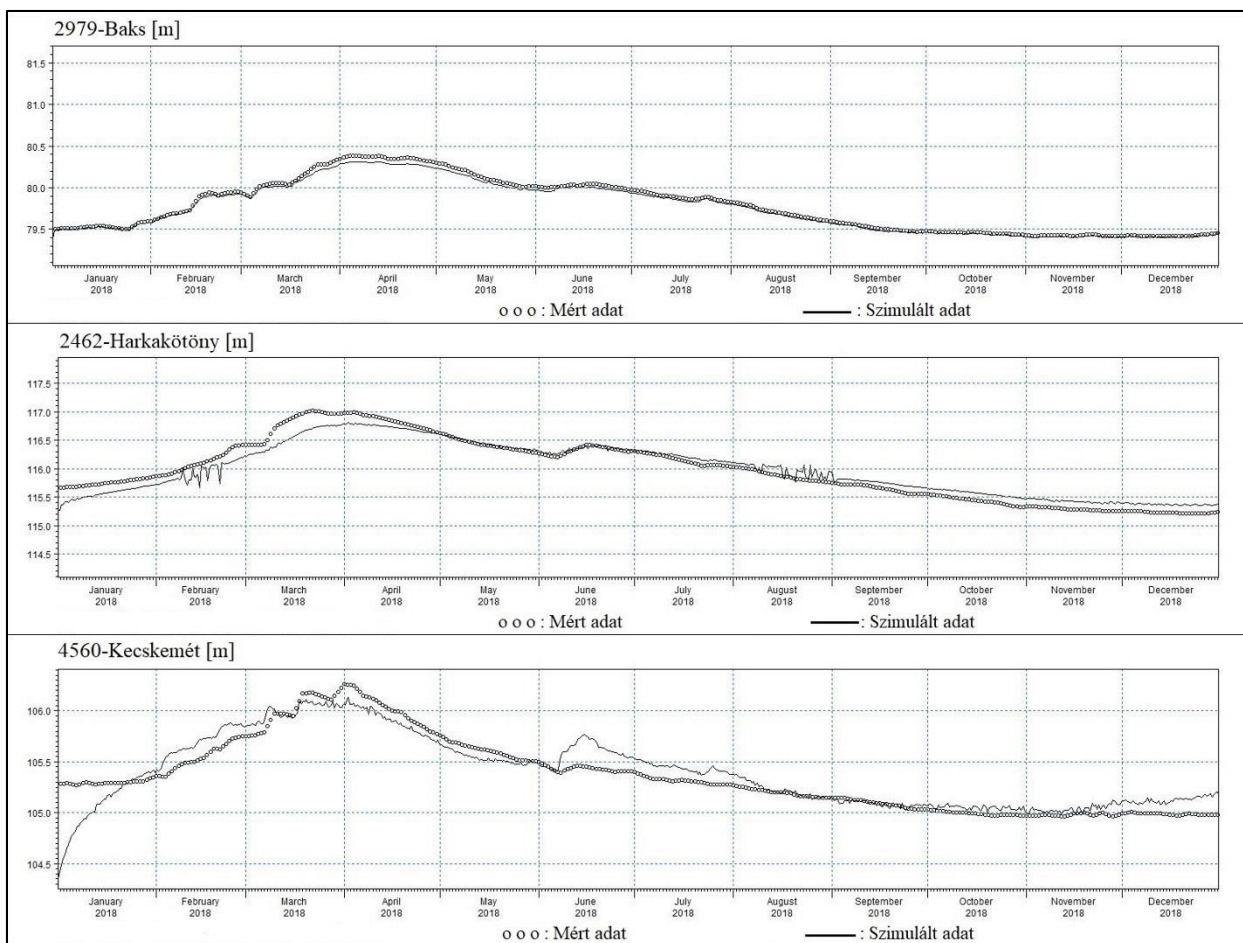


így erre tudtam elvégezni a MIKE SHE modell kalibrációját. A szimulált eredményeket és a mért adatokat összevetve a különbség körülbelül 40 cm, ami a bemeneti paraméterek hiánya és a bizonytalanságok miatt megfelelőnek tekinthető.

Mint korábban leírtam, a telítetlen zónát teljes térbeli eloszlású talajjellemzőkkel definiáltam. A 16. táblázatban és a 16. ábrán összehasonlítottam a Dong-ér kisvízgyűjtő egyes mérőállomásain a szimulációs eredményeket a mért talajvíz adatokkal. Az eredmények azt mutatják, hogy a szimulált adatok minden kalibrált ponton “rásimulnak” a mért adatokra, a trendjük a valóságot követi. Ezt a tényt a hibastatisztikai mutatók is alátámasztják.

16. táblázat. A 2018-as év kalibrálás statisztikai értékei a mérőállomásokon

Kalibrálás	Mérőállomás (kód)	Paraméterek			
		MAE	RMSE	r	NSE
Talajvízállásra	Baks (2979)	0,03	0,035	0,999	0,987
	Harkakötöny (2462)	0,121	0,144	0,971	0,927
	Kecskemét (4560)	0,103	0,141	0,923	0,846



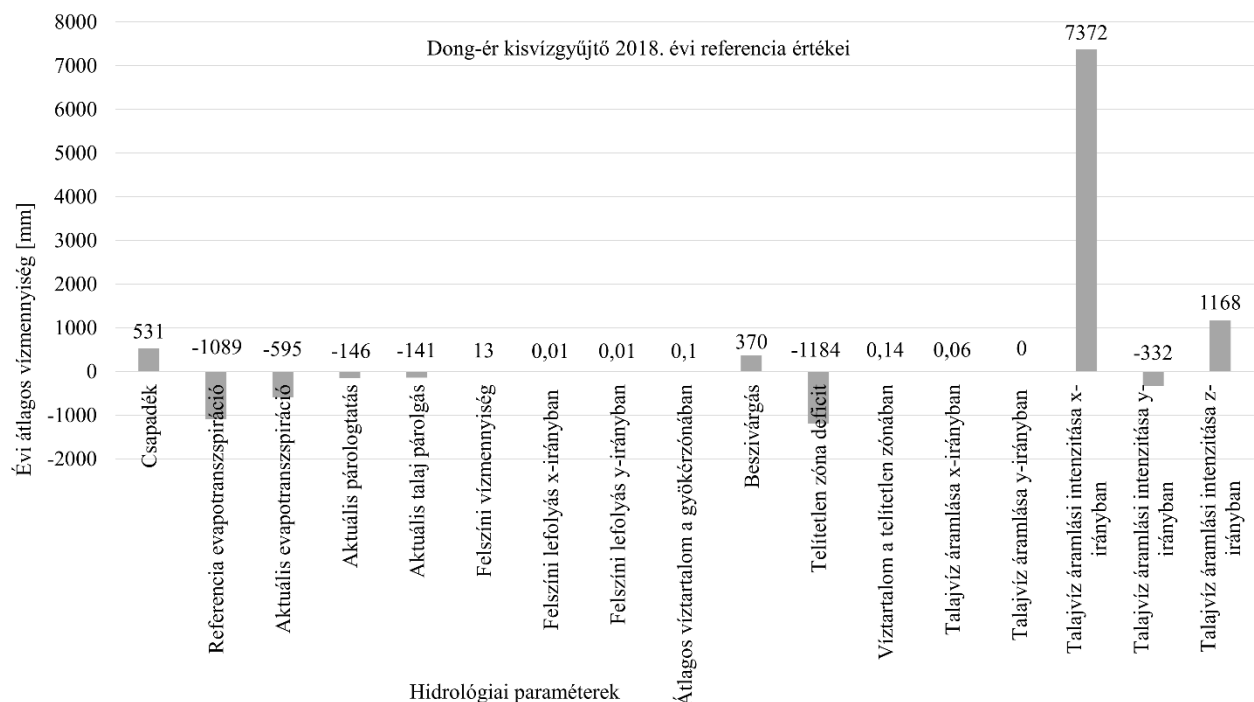
16. ábra. Példák a Dong-ér kisvízgyűjtő kalibrációs eredményeire a 2018-as évben néhány talajvízkút környezetében



### 7.1.3. A 2018. évi alap szimuláció eredményei

A Dong-ér kisvízgyűjtőn a hidrológiai folyamatok és a vízháztartás változásának vizsgálatához szükség van egy alap (referencia) szimuláció eredményeire. Az így kapott eredményeket viszonyítási alapként tekinthetjük a későbbi különböző csapadék- és hőmérséklet-szenáriókkal, valamint az eltérő térbeli részletességgel futtatott modellek értelmezése során. Az alap vagy referencia modellhez a 2018-as évet választottam, a következő okok miatt: 1) Ebben az évben összességében – országos adat szerint – átlagos mennyiségű (524 mm) csapadék esett<sup>23</sup>. 2) A felszíni vízállás, vízhozam és talajvíz adatok alapján került kalibrálásra és validálásra a 2018-as referencia modell. 3) A 2018-as évi Corine Land Cover (felszínborítás) adat, vegetáció jellemzőinek adatai (levélfelületi index, gyökérmélység) rendelkezésre álltak. 4) A 2018. évhez tartozó vízepítési műtárgyak működési szabályozása elérhető. 5) A 2018. évben mért kereszt-szelvény geometriai adatok rendelkezésre álltak. 6) Ebben az évben nyilvántartott vízhasználatok rendelkezésre álltak.

A 2018-as évre a MIKE SHE modellel meghatározott hidrológiai paraméterek a 17. ábrán láthatóak. A vízgyűjtő éves átlagos csapadékösszege 531 mm, amely az országos homogenizált, interpolált éves átlagos csapadékösszegnek körülbelül a 71%-a. Az aktuális evapotranszspiráció révén 64 mm-rel több a vízvesztesség, mint az éves szinten átlagosan lehullott csapadékösszeg. Az evapotranszspirációval kapcsolatban a növények általi párologtatás értéke 5 mm-rel meghaladja a talajpárologtást, így a két paraméter értéke közel azonosnak mondható. Kitűnik itt is, hogy a Dong-ér kisvízgyűjtő homokos talaj dominanciája miatt a csapadék nagyobb része (70%-a) beszivárog a talajba, egy része elpárolog, így a csapadékból származó felszíni lefolyás értéke minimális (0,01 mm). A talajba beszivárgott vízmennyiség leginkább a talaj felső rétegében raktározódik, és csak lassan –  $10^{-5}$  m/s sebességgel – szivárog a talaj mélyebb rétegeibe. Ezt mutatja a telítetlen zóna deficitje is, amelynek értéke 1184 mm (17. ábra).



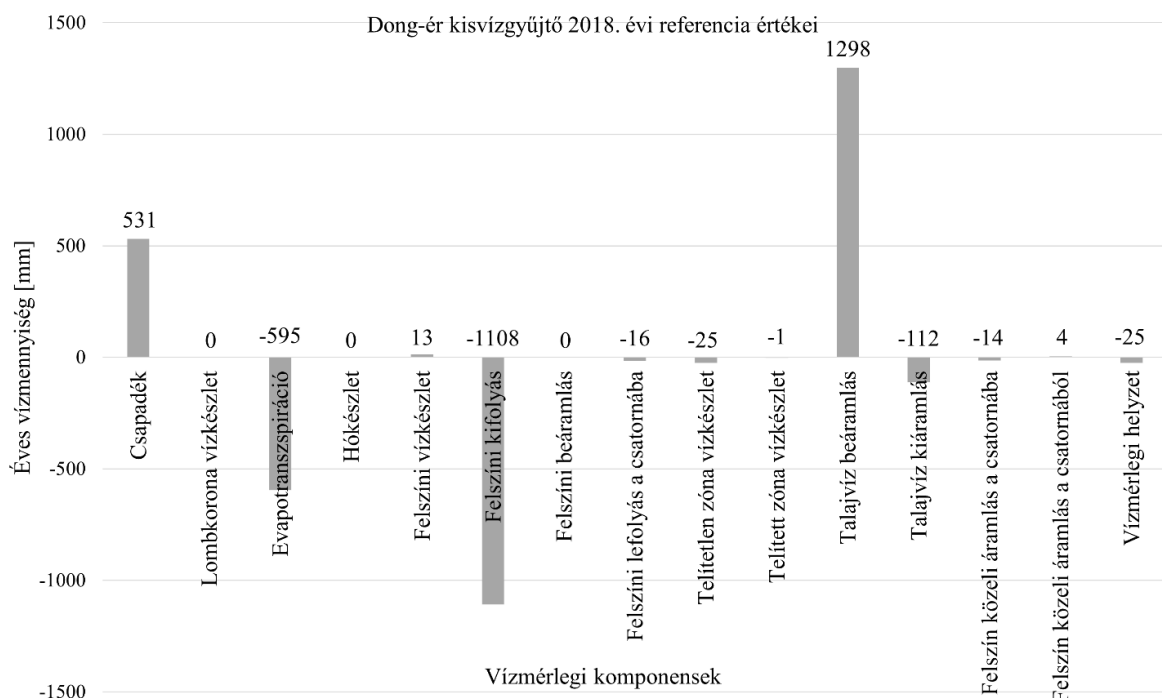
17. ábra. A Dong-ér kisvízgyűjtő 2018. évi referencia modell hidrológiai paramétereinek eredményei

A talajvíz áramlás x- és y-irányban csak kis mennyiségben tér el a felszíni lefolyástól. A talajvíz áramlási intenzitása x-irányban jóval magasabb, mint az y- és az z-irányokban, ami a nyugat-keleti

<sup>23</sup> [https://www.met.hu/omsz/OMSZ\\_hirek/index.php?id=2430&hir=2018-as\\_ev\\_eghajlati\\_ertekelese](https://www.met.hu/omsz/OMSZ_hirek/index.php?id=2430&hir=2018-as_ev_eghajlati_ertekelese)

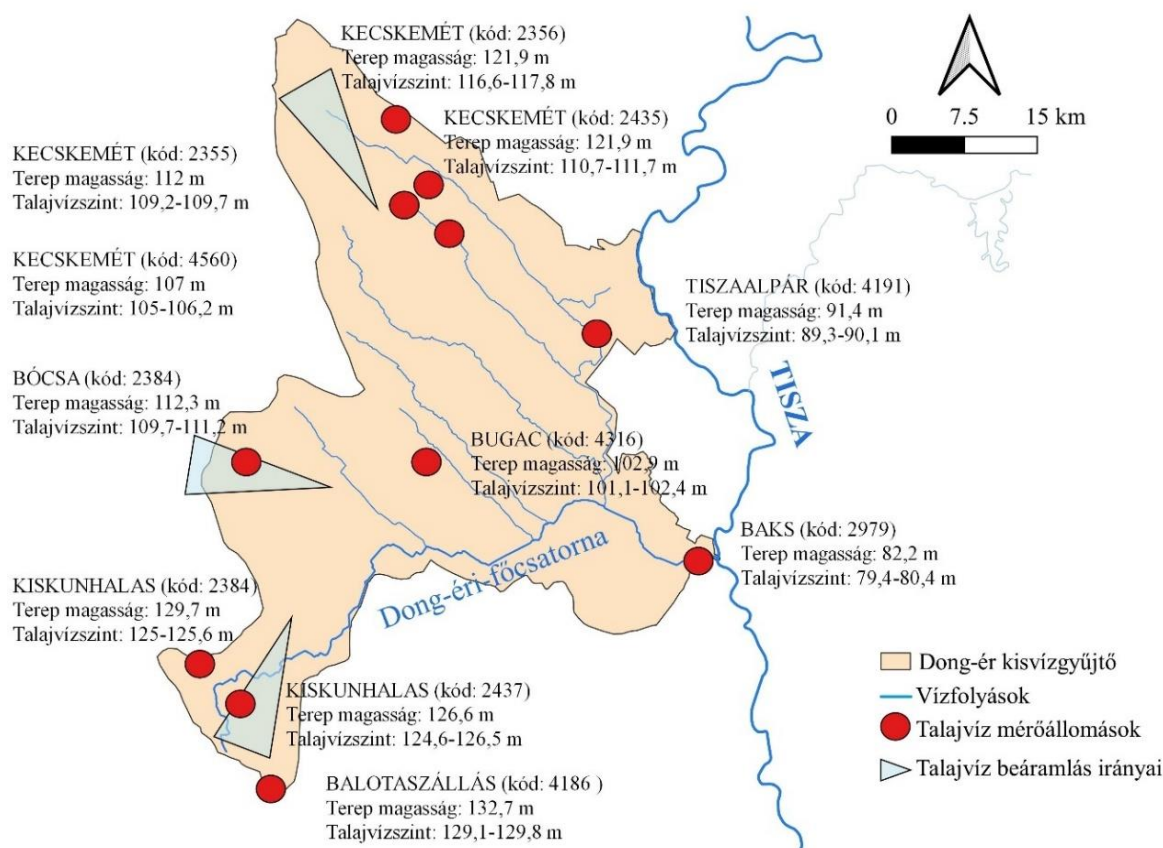
irányban az egységnyi víztartó réteg keresztmetszetén egységnyi idő (egy év) alatt átáramló talajvíz mennyiségére utal. A pozitív z-irányú talajvíz áramlási intenzitás a talajvízszint csökkenését jelzi: 1,17 m körüli csökkenést mutat a szimuláció eredménye, ami egybevág Fehér és Rakonczai (2019) Duna–Tisza közti kutatási eredményeivel.

A 18. ábrán bemutatom a vízmérleg kalkuláció modullal kiszámított vízháztartási értékeket. Látható, hogy leginkább a talajvíz beáramlás, a felszíni kifolyás, az evapotranszpiráció és a csapadék értékei meghatározóak a Dong-ér kisvízgyűjtő vízmérlegében. A talajvíz – mért adatok alapján meghatározott – beáramlás irányai a domborzati lejtés irányt követik. A két „nyeregkupa” és Bócsa település felől folyik be a talajvíz (19. ábra). Az egyes mérőállomáson – Kiskunhalas, Bugac – mért magasságokra tekintve látható, hogy a talajvízszint közelíti a terep magasságot. Ha figyelembe vesszük a vízfolyások medreinek mélységét, akkor a talajvíz leginkább a felszíni vízfolyások vízkészletét táplálja, emellett a talajvíz feltöltheti az állóvizeket és deflációs mélyedéseket. (Ezt a terepi megfigyelések – főként tavasszal – meg is erősítik.) Ez adja meg a választ arra a kérdésre, hogy honnan van a felszíni kifolyásban a vízmennyiség (1108 mm), amely kétszer nagyobb a csapadék (531 mm) mennyiségénél. A talajvíz 112 mm-es mennyiségben tovább áramlik és elhagyja a vizsgált vízrendszert. Itt megjegyzendő, hogy a talajvíz továbbáramlása nagyban függ a Tisza árhullámától (Kovács S., 2007). Ha a Tisza vízszintje magasabb a Dong-ér kisvízgyűjtő felől érkező talajvízszintnél, akkor a Tisza visszaduzzasztja a talajvizet. Ebben az esetben könnyen megjelenhetnek a „Vágás-féle sorban állási” eredetű belvíz elöntések is (Rakonczai et al., 2011).



18. ábra. A Dong-ér kisvízgyűjtő 2018. évi referencia modell vízmérlegi komponensek eredményei

A vízmérlegi komponensek előjeles összeadásával megkapjuk a vízmérlegi helyzetet, amely 2018-ban -25 mm-t vízhiányt mutatott. Ennek szorzata a vízgyűjtő területével (2127 km<sup>2</sup>) megadja a vízhiány mértékét, amely több, mint 53 millió m<sup>3</sup>.

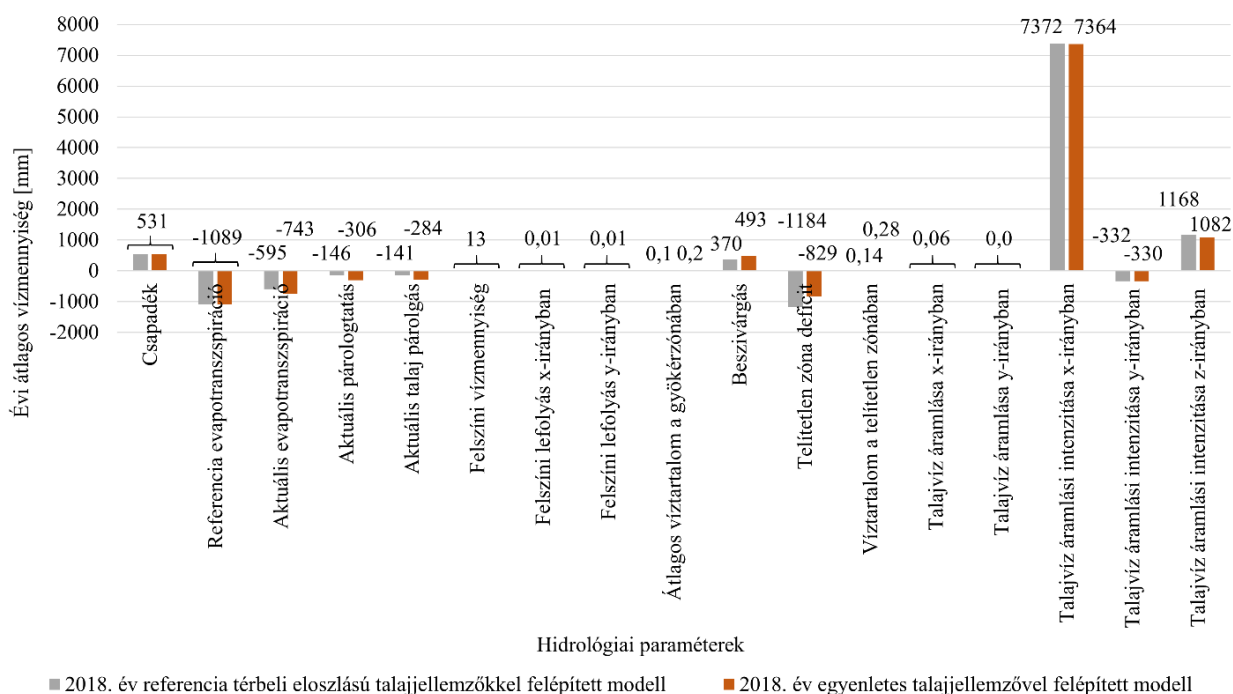


19. ábra. A talajvíz beáramlás irányai a Dong-ér kisvízgyűjtőbe

A következőben megvizsgálom az egyenletes (uniform)- és a részletes térbeli eloszlású (alap szimuláció) talajjellemzőkkel végzett szimulációk közötti különbséget a hidrológiai paraméterek és vízmérlegi komponensek aspektusából.

#### 7.1.4. Az egyenletes és a részletes térbeli eloszlású talajjellemzőkkel felépített modellek összehasonlítása

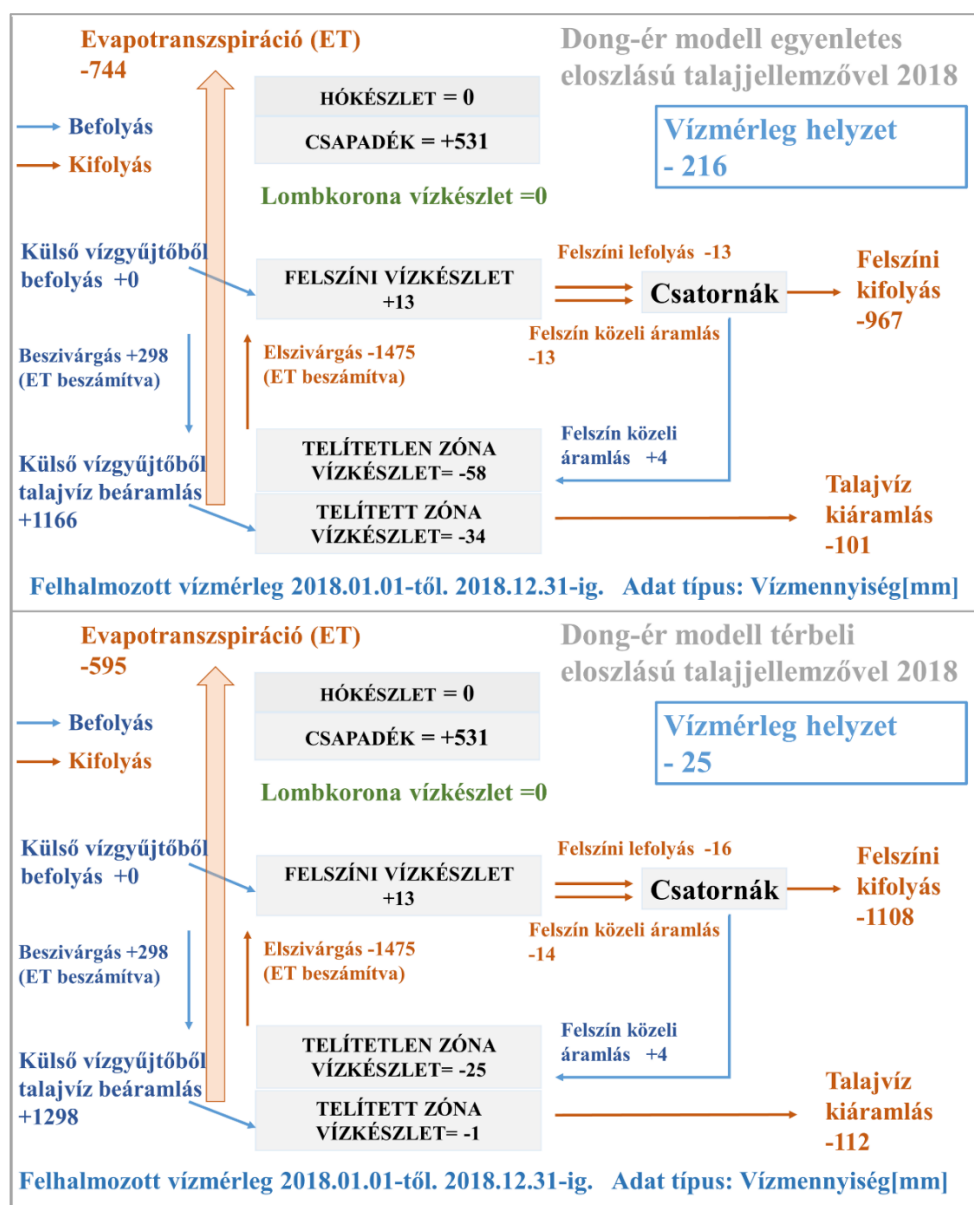
Az egyenletes és a részletes térbeli eloszlású talajjellemzőkkel futtatott szimulációk eredményei számottevő különbséget mutatnak az aktuális evapotranszspiráció, aktuális párologtatás, aktuális talaj párologás paraméterekben (20. ábra). A valós/változatos térbeli eloszlású talaj esetén a tényleges evapotranszspiráció értékei kisebbek az egyenletes eloszlásúhoz képest. A felszíni talajtípusok részletes horizontális és vertikális eloszlása miatt a beszivárgás paraméterben csökkenés tapasztalható, s ennek függvényében a térbeli eloszlású telítetlen zónában nagyobb hiány alakul ki. Az egyenletes eloszlású talaj vonatkozásában a nagyobb beszivárgás miatt a gyökérzónában és a telítetlen zónában nagyobb lesz a víztartalom, mint a változatos térbeli eloszlású talaj esetében. A felszíni lefolyás és az x- és y-irányú talajvízáramlás paraméterek annyira kicsik, hogy a számok kerekítése következtében nulla érték adódik. A talajvíz x- és y-irányú áramlásának intenzitásai alapján mindkét esetben elhanyagolhatók a különbségek a teljes értékűkhöz képest. A z-irányú áramlás intenzitásában láthatunk nagyobb különbséget. A térbeli eloszlású talajjellemzőkkel felépített modell talajvízszintje 86 mm-rel alacsonyabb, mint az egyenletes eloszlású modellé.



20. ábra. A Dong-ér kisvízgyűjtő egyenletes és részletes talajjellemzőkkel szimulált hidrológiai eredményei 2018-ban

Vízmérlegi szempontból összehasonlítva (21. ábra) nagy változás tapasztalható az evapotranszspirációban (ahogy a hidrológiai paraméterek összehasonlításában is kimutattam), a talajvíz beáramlásban, a felszíni kifolyásban és a felszín alatti (telítetlen illetve telített zóna) vízkészletben. Az egyenletesen definiált talajjellemzőkkel a talajvíz beáramlás 1166 mm, míg a térbeli eloszlású talajnál 1298 mm. Ennek oka az, hogy az egyenletes eloszlású – a teljes vízgyűjtőre kiterjedően – talajszelvényben a 400–2500 cm és a 3500–5000 cm mélységeken vályog talaj és iszapos agyag talajok egységesen vannak megadva, amíg a térbeli eloszlású esetben a vízgyűjtő egyes felszíni talajhoz igazodva, valósághoz közelebb levő talajszelvényekkel lett szimulálva. Az egyenletesen definiált talajszelvények esetén a felszín alatti vízkészletre alacsonyabb értéket kaptunk. Ez a különbség a vízgyűjtő területét (2 127 km<sup>2</sup>) figyelembe véve 138 millió m<sup>3</sup>-t meghaladó eltérés, ami lényeges hatással lehet a vízmérleg számítás pontosságára, ezáltal a vízkormányzási döntések bizonytalanságára. Ez alapján a vizsgált terület talajösszetétele fontos szerepet játszik az evapotranszspirációban, a talajvíz ki- és beáramlásában, valamint a felszín alatti vízkészletben, ezáltal a vízmérlegben is. Összességében a kétféle talajjellemzővel felépített szimuláció vízmérlegének különbsége 191 mm, ami közel 400 millió m<sup>3</sup> vízmennyiségnek felel meg. Ez nagy különbségnek tekinthető, így a telítetlen zóna talajjellemzőinek minél részletesebb beállítására van szükség a modellben.

A fentiek alapján a dolgozatban a részletes térbeli eloszlású telítetlen zóna talajjellemzőkkel építettem fel a modelleket.



21. ábra. Dong-ér kisvízgyűjtő egyenletes és részletes talajjellemzőkkel való szimulációjának vízmérlegi eredményei 2018-ban

#### 7.1.5. A szélsőséges csapadékos évek (2000, 2012, 2014) szimulációinak eredményei

A szélsőséges időjárási eseményekre vonatkozóan az *integrált one-at-time* érzékenységi vizsgálat arra irányult, hogy a különböző csapadékesemények milyen hatással vannak a hidrológiai paraméterekben és a vízmérlegi komponensekben tapasztalható változásokra. Ennek érdekében a 2018-as referencia év eredményeit a 2000-es aszályos, a 2012-es száraz és a 2014-es csapadékos időszakhoz tartozó hidrológiai eredményekkel hasonlítottam össze.

A 17. táblázatban a Dong-ér kisvízgyűjtő hidrológiai paramétereinek átlag értékei találhatóak a vizsgált évekre. A referencia evapotranszspiráció paraméterekben elhanyagolhatóak – a teljes értékhez viszonyítva – a változások a vizsgált évek között. Az aktuális evapotranszspiráció értékek (evapotranszspiráció, talaj párolgás és párologtatás) nagyban függnének az adott vizsgálati év csapadékösszegétől és az évi átlagos középhőmérséklettől. Például a rendkívüli aszályos (de az év elején belvizes) 2000. évben a tényleges evapotranszspiráció értéke meghaladta a lehullott csapadék kétszeresét.



17. táblázat. Dong-ér kisvízgyűjtő hidrológiai szimulációjának összehasonlítása a referencia értékekkel szélsőséges csapadéku években

Paraméter [mm]	2018	2000	2012	2014	$\Delta 2000$	$\Delta 2012$	$\Delta 2014$
Csapadék	531	531	531	531	0	0	0
Referencia evapotranszspiráció	-1089	-1036	-1075	-1089	53	14	0
Aktuális evapotranszspiráció	-595	-412	-529	-718	183	66	-123
Aktuális párologtatás	-146	-99	-127	-180	47	19	-34
Aktuális talaj párologás	-141	-106	-155	-166	35	-14	-25
Felszíni vízmennyiség	13	11	10	12	-2	-3	-1
Felszíni lefolyás x-irányban	0,01	0,01	0,01	0,01	0	0	0
Felszíni lefolyás y-irányban	0,01	0,01	0,01	0,01	0	0	0
Átlagos víztartalom a gyökérzónában	0,1	0	0,1	0	-0,1	0	-0,1
Beszivárgás	370	143	313	544	-227	-57	174
Telítetlen zóna deficit	-1184	-1255	-1251	-1210	-71	-67	-26
Víztartalom a telítetlen zónában	0,14	0,13	0,13	0,14	-0,01	-0,01	0
Talajvíz áramlása x-irányban	0,06	0,06	0,06	0,06	0	0	0
Talajvíz áramlása y-irányban	0	0	0	0	0	0	0
Talajvíz áramlási intenzitása x-irányban	7372	7059	7411	7345	-313	39	-27
Talajvíz áramlási intenzitása y-irányban	-332	-381	-421	-332	-49	-89	0
Talajvíz áramlási intenzitása z-irányban	1168	1621	987	974	453	-181	-194

A 2012-es és 2014-es években a csapadék közel azonos, de az aktuális evapotranszspiráció és az aktuális párologtatás érték között nagy eltérés adódik. Ennek oka az, hogy 2014. évben Magyarország kilencedik legcsapadékosabb éve volt (az elmúlt bő száz év során) miközben a középhőmérséklet (11,95°C) az 1901 és 2014 közötti időszakot véve alapul, a legmelegebbnek bizonyult<sup>24</sup>. 2012-ben az évi csapadékösszeg kevesebb, mint 2014-ben, a középhőmérséklet a homogenizált, interpolált adatok alapján 11,4°C, ami 1901–2014 között a 4. legmelegebb év<sup>25</sup>.

A vizsgálati évek evapotranszspiráció értékei jóval nagyobbak, mint a csapadék értékei. Ennek alapján megállapítható, hogy az evapotranszspiráció révén nem csak az adott vizsgálati év csapadékból, hanem a talajban raktározó korábbi időszakból származó vízmennyiség is távozik a rendszerből. A vizsgálati évek csapadékösszegéhez képest a felszíni vízmennyiség komponens értéke (10–13 mm) csak kis mennyiségben változik, azaz a nagyobb csapadék hatására sincs jelentős változás a felszíni vízmennyiségben (17. táblázat). Feltételezhető, hogy a felszínre érkező csapadék jelentős része a nagy áteresztőképességű homokos talaj felső rétegeibe beszivárog. A felszíni vízkészletben a vizsgált években nincs számottevő változás, a felszíni lefolyások értékei pedig elhanyagolhatóan kicsik. Megállapítható, hogy homokos feltalajú vízgyűjtőn a 2014-hez hasonló nagy csapadéku években sem mutatkozik szignifikáns kapcsolat a csapadék és a felszíni vízkészlet között. Azonban a csapadék nagy hatással van a felszín alatti vízkészletre. A talajvíz áramlás mértéke mind a négy vizsgált évben hasonlóan alakul. A talajvíz x-irányú áramlás intenzitás értéke pozitív előjelű és kiemelkedően nagy a többi paraméter értékeihez viszonyítva. Az eredmények alapján a vízgyűjtő nyugat–keleti irányú keresztmetszetén az átáramló összes mennyiség 7059 és 7411 mm között alakul egy év alatt. Az y-irányú áramlás intenzitás értékei ennél jóval kisebbek és negatív előjelűek, ami észak–déli irányú talajvízáramlást mutat (17. táblázat). A talajvíz mozgás irányok követik a vízgyűjtő nagyléptékű lejtési viszonyait (19. ábra). A talajvíz z-irányú áramlási intenzitása pozitív előjelű, ami talajvíz-csökkenést jelez. A 2000-es

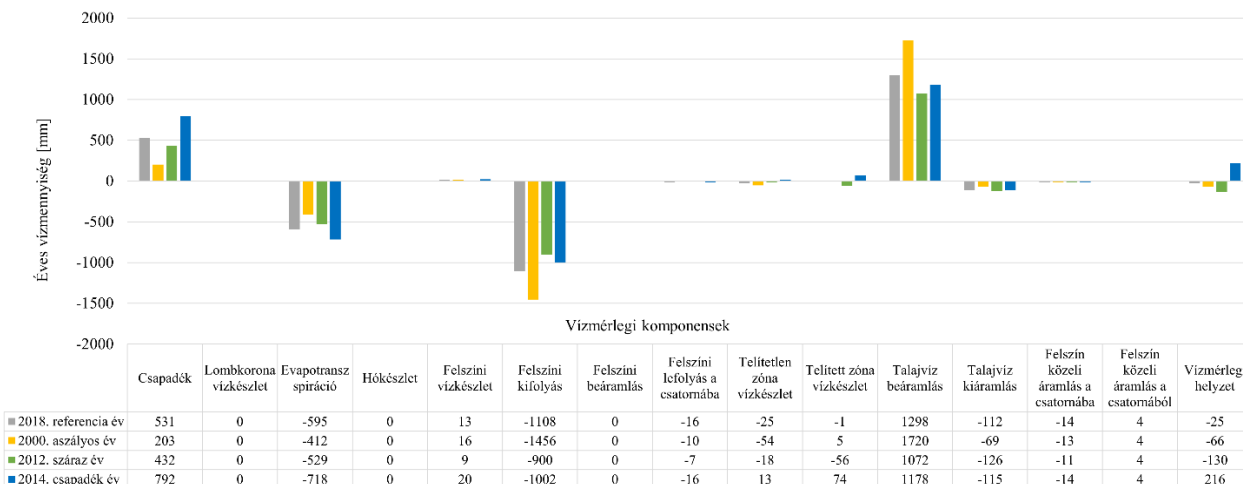
<sup>24</sup> [https://www.met.hu/omsz/OMSZ\\_hirek/index.php?id=1300](https://www.met.hu/omsz/OMSZ_hirek/index.php?id=1300)

<sup>25</sup> [https://www.met.hu/eghajlat/magyarorszag\\_eghajlata/eghajlati\\_visszatekinto/elmult\\_evek\\_idojarasa/](https://www.met.hu/eghajlat/magyarorszag_eghajlata/eghajlati_visszatekinto/elmult_evek_idojarasa/)



nagy aszály miatt több, mint 1,6 m-rel csökken a talajvízszint. A 2014-es csapadékos időszakban viszont a talajvízkészletek feltöltődését láthatjuk. A csapadékosabb idősakra vonatkozóan a hidrológiai paraméterek közül az evapotranszspiráció, és a beszivárgás a legérzékenyebb.

A MIKE SHE vízmérlegi kalkuláció moduljával megvizsgáltam az egyes kiválasztott évekre és a teljes vízgyűjtő területre a vízmérlegi komponensek közötti kapcsolatot (22. ábra).



22. ábra. Dong-ér kisvízgyűjtőre szimulált vízmérlegek jelentősen különböző átlagcsapadéku években

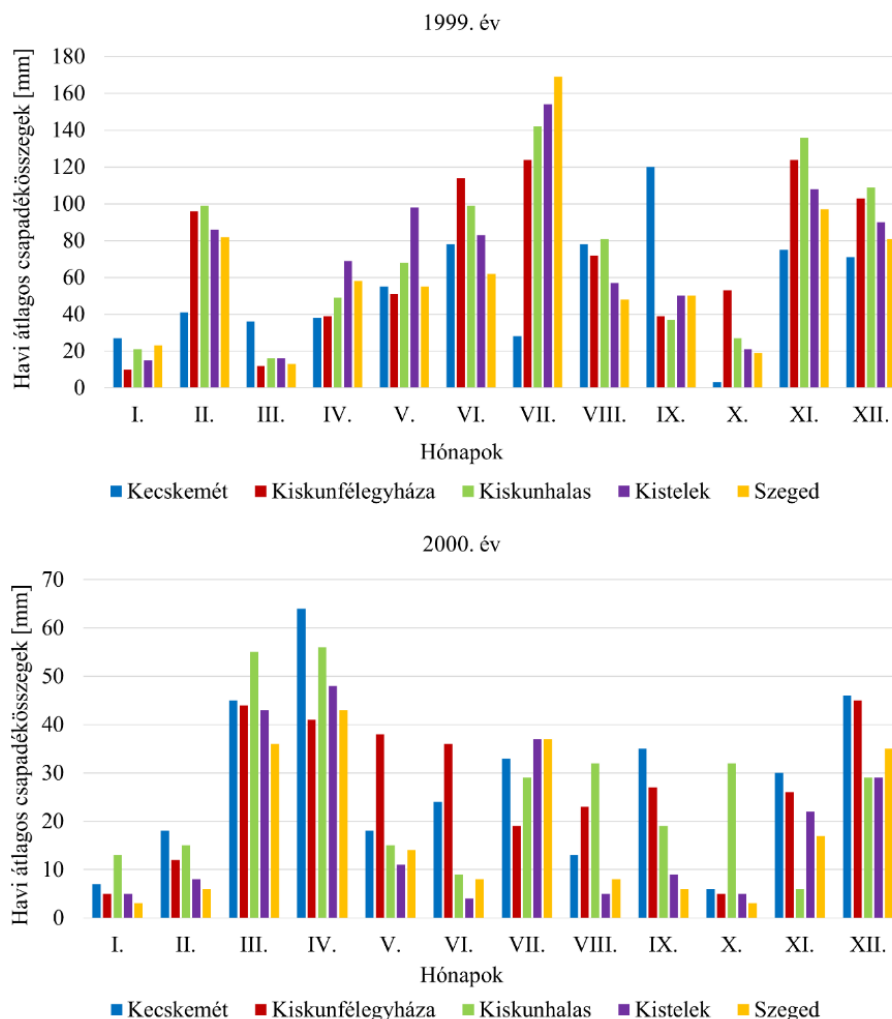
A vizsgálati években vízmérlegi komponensek értékei alapján megállapítható, hogy a külső vízgyűjtőből beáramló talajvíz, a felszíni kifolyás, az evapotranszspiráció és a csapadék komponensek határozzák meg leginkább a vizsgált terület vízháztartását (22. ábra). A lehulló csapadék a vízgyűjtő egyes deflációs mélyedéseiben és az alacsony áteresztőképességű termőtalajokban átmenetileg raktározódik, ezzel pótolva felszíni vízkészlet változást (9 mm és 20 mm), a csatornába folyó felszíni vízmennyiségek -7 mm és -16 mm között változnak. Azonban ezek a vízmennyiségek elenyészőek a csapadék mennyiségéhez és a felszínen kifolyó (külső vízgyűjtőből beáramló talajvíz által táplált) vízmennyiséghez képest.

A 2014-es év kivételével, az evapotranszspiráción keresztül elvesztett vízmennyiség meghaladta az évi csapadékösszeget, számszerűsítve: 2000-ben 103 %-kal, 2012-ben 22,5 %-kal, 2018-ban pedig 12,1 %-kal. A 2000-ben volt a legnagyobb különbség, ami tovább súlyosbította a talaj felső rétegének a kiszáradását. Nagy valószínűséggel azért van, mert az 1999-es év extrém nedves volt, a vízkészletek feltöltődtek, tehát volt miből párologtatni. A többi vizsgált évet nem előzte meg extrém csapadék. Az evapotranszspiráció magában foglalja a közvetlen párologást és a növényzetten keresztüli közvetett párologtatást, amely nagy mennyiségű vízvesztést okozott a felszíni- és felszín alatti vizekből. A telített zóna vízkészletek (2014. évben 73 mm-rel, a 2000. évben 4 mm több, a 2012. évben viszony 55 mm-rel kevesebb, mint a 2018 referencia évben) jóval nagyobb mértékben változnak, mint a telítetlen zónában. Következésképpen kevesebb a talajban tárolt vízmennyiség, ami ha megváltozik, a változás mértéke is kisebb lesz. Ugyanakkor a talaj vízkészlet van leginkább kitéve a hidrometeorológiai feltételeknek, tehát gyorsabban változik (lásd: villámaszály<sup>26</sup>). A felszínen kifolyó vízmennyiségek mind a négy vizsgálati évben magasabbak a csapadékösszegeknél és az evapotranszspirációnál (22. ábra). Ezen eredmények alapján erősödik az a korábbi megállapítás, hogy a vizsgált területen a felszíni vizek forrása elsődlegesen nem a vízgyűjtőn lehullott csapadék, és nem a felszíni vizek befolyása. Felmerült a kérdés, hogy a felszíni kifolyás (a csatornában lévő vízmennyiség) honnan szerzi a vizét? A terepi bejárás során tapasztaltam, hogy a Dong-éri-főcsatorna vízfolyás jellege inkább csak Kiskunhalas belterülete közelében figyelhető

<sup>26</sup> <https://www.origo.hu/tudomany/20230414-villam-aszaly.html>

meg. Innentől kezdve a csatorna vize három forrásból származhat. Először is a magasabb helyen lévő területek talajvize a gravitáció hatására az alacsonyabban lévő csatorna medrekbe beszivárog és a csatorna vizét táplálja. A külső vízgyűjtőből a beáramlási vízmennyiségen kívül a közvetlenül lehulló és a beszivárgó vízmennyiség, valamint helyenként a települések szennyvize táplálja a csatornák vizét, de a terepi megfigyelések szerint ezek a mennyiségek nem jelentősek.

A talajvíz kutakban mért vízszint és a domborzat magassága (19. ábra) alapján megállapítható, hogy a felszíni és felszín alatti vízváltó nem esik egybe, a külső vízgyűjtők talajvízkészlete az északnyugati, a délnyugati és a nyugati irány felől folyamatosan táplálja a Dong-ér kisvízgyűjtő csatornáit és deflációs mélyedéseit (Kecskemét, Kiskunhalas és Bócsa környéke). Az alacsonyabban fekvő, Tiszához közeli területek – például Baks és Tiszaalpár, ahol a talajvízszint közel van a terepszinthez – talajvízszintjei csapadékos időszakban megemelkednek, felléphet a feltörő vagy felszivárgó belvíz jelensége, ami elsősorban a csatornákat táplálja. A Tisza mentén a talajvíz szintje nagyban függ a folyó vízállásától, szélsőséges esetben felszivárgást is okozhat. A vízgyűjtőből 1456 mm (2000-ben), 900 mm (2012-ben), 1002 mm (2014-ben) és 1108 mm (2018-ban) mennyiségű felszíni víz hagyta el a vízrendszert, ebből a legtöbb Tiszába folyt (22. ábra). Miközben a talajvíz beáramlás értékei sorban 1720 mm (2000-ben), 1072 mm (2012-ben), 1178 mm (2014-ben) és 1298 mm (2018-ban). Itt feltűnik, hogy a 2000-es súlyos aszály során a talajvíz beáramlás értéke lényegesen meghaladja a többi vizsgált évet. Ennek oka, hogy előző év, az 1999 extrém csapadékos év volt a Kárpát medencében (23. ábra).



23. ábra. Az 1999. év és a 2000. év havi csapadékösszegei a Dong-ér tágabb környezetében

Ezek alapján megállapítható, hogy a magasabban fekvő vízgyűjtők talajvízkészlete táplálja akár 80%-tól a 90%-ig arányban a felszíni vízkészletet, és Dong-ér kisvízgyűjtő vízháztartását leginkább ez a kapcsolat határozza meg. Ez egybevág egy másik kutatás (Kozák, 2020a) eredményeivel, illetve összhangban van azzal a kutatási eredménnyel, ami a talajvízkészletek regionális léptékű mozgásait mutatta ki a vizsgálati területünk tágabb környezetében (Fehér és Rakonczai, 2019). Megállapítható a vízgyűjtő teljes vízmérlegére tekintve a külső vízgyűjtőből történő hozzáfolyás és a felszíni vizek kifolyási komponensei közötti szoros kapcsolat ami – az evapotranszspiráció és a csapadék mellett – döntő hatással van a teljes vízgyűjtő vízháztartására.

A szélsőséges csapadékesemények vízmérlegi eredményeinek összehasonlítása alapján 2012-ben a vízmérleg 130 mm-es csökkenést produkált, ezt követi a 2000-es és 2018-as év. A csapadékos 2014-es év szimulációja a vízmérleg 216 mm-rel történő emelkedését mutatja. A szélsőségesen száraz 2012-es és a csapadékos 2014-es év vízmérlegi eredményei között 346 mm a különbség, ami körülbelül 730 millió m<sup>3</sup> vizet jelent (22. ábra).

#### 7.1.6. A forгатókönyv alapú hőmérséklet emelkedések szimulációja

A 2015-ben elfogadott Párizsi Egyezmény alapján a globális felmelegedés mértékét az ipari forradalom előtti időszakhoz képest 1,5°C alatt kell tartani. A hőmérsékletváltozás hidrológiai paraméterekre és vízháztartási összetevőkre gyakorolt hatásának feltárására vonatkozó érzékenységi vizsgálatok elvégzéséhez az IPCC (2018) és az OMSZ (2018) klíammodellek eredményeit vettem figyelembe. A 2018-as referencia év hőmérsékleti adatai mellett a +0,3°C, +0,5°C, +0,7°C és +1,5°C évi hőmérséklet-emelkedések eseteit vizsgáltam meg, majd összehasonlítottam az öt scenárió eredményeit (18. táblázat). A modell beállításai során a hőmérsékletet és a referencia evapotranszspirációt változtattam meg, míg minden további 2018-as évhez tartozó területi és környezeti paramétereket változatlanul hagytam. Lényeges ugyanakkor, hogy a hőmérséklet-változások következtében több fontos éghajlati és környezeti elem (bioszféra) is megváltozik, melyek nagyban befolyásolják a terület vízháztartását.

18. táblázat. A hidrológiai paraméterek változása a Dong-ér kisvízgyűjtőn +0,3°C-os, +0,5°C-os, +0,7°C-os és +1,5°C hőmérséklet-emelkedés következtében a 2018-as referencia évhez viszonyítva

Évi átlagos vízmennyiség [mm]	2018	+0,3°C	+0,5°C	+0,7°C	+1,5°C
Csapadék	531	531	531	531	531
Referencia evapotranszspiráció	-1089	-1112	-1128	-1144	-1210
Aktuális evapotranszspiráció	-595	-600	-608	-613	-635
Aktuális párologtatás	-146	-148	-149	-151	-155
Aktuális talaj párologás	-141	-143	-145	-148	-155
Felszíni vízmennyiség	13	13	13	12	12
Felszíni lefolyás x-irányban	0,01	0,01	0,01	0,01	0,01
Felszíni lefolyás y-irányban	0,01	0,01	0,01	0,01	0,01
Átlagos víztartalom a gyökérzónában	0,1	0	0	0	0
Beszivárgás	386	379	373	367	361
Telítetlen zóna deficit	-1165	-1175	-1189	-1191	-1198
Víztartalom a telítetlen zónában	0,14	0,14	0,14	0,14	0,13
Talajvíz áramlása x-irányban	0,06	0,06	0,06	0,06	0,06
Talajvíz áramlása y-irányban	0	0	0	0	0
Talajvíz áramlási intenzitása x-irányban	7372	7374	7371	7371	7369
Talajvíz áramlási intenzitása y-irányban	-332	-334	-332	-332	-333
Talajvíz áramlási intenzitása z-irányban	1168	1156	1176	1179	1190

A modell eredményei alapján az evapotranszspiráció (ET) paraméterei (referencia ET, aktuális ET, aktuális párologtatás, aktuális talaj párologás) a hőmérséklet-emelkedésekkel egyenes arányban fokozatosan nőnek. A felszíni lefolyás x- és y-irányban mindegyik scenárióban annyira alacsony,

hogy kerekítések hatására zérussal egyenértékűek. A gyökérzóna vízkészlete a hőmérséklet-emelkedések hatására csökken, itt is a számok kerekítése miatt nulla értéket kapunk. Természetes folyamat, hogy a hőmérséklet-emelkedés hatására fokozatosan csökken a beszivárgás, ami a telítetlen zóna deficitjével fordítottan arányos. A talajvízmozgásokkal kapcsolatban x- és y-irányban nem tapasztalunk változást. A z-irányban (felfelé irányuló) talajvíz áramlási intenzitás maximálisan 22 mm eltérést mutat (18. táblázat). Hazánk medence jellegéből adódik, hogy a nagyobb mélységben lévő talajvíz mozgás irányai nem érzékenyek lokális szinten a hőmérséklet-emelkedésre. A hőmérséklet-emelkedések hatására a hidrológiai paraméterek közül a felszíni folyamatok (párolgás, párologtatás, felszíni vízmennyiség, beszivárgás és a telítetlen zóna deficitje) a legérzékenyebbek (9. melléklet).

A hőmérséklet-emelkedés hatására az evapotranszpiráció intenzíven nő (5 mm és 40 mm közötti értékeket kapunk), ezáltal nagy mértékben csökkenti a nyílt felszínű befogadó medrek irányába történő áramlás illetve szivárgás mértékét. A vízfelületek párolgása és a növények párologtatása megnő, a csatornákat tápláló felszín közeli áramlások csökkennek, miközben a csatornából való felszín közeli kiáramlási komponense szinte változatlan (5 mm). Következésképpen, a hőmérséklet-emelkedés hatására a jövőben valószínűleg csökkenni fog a csatornák vízkészlete. A 19. táblázat eredményei alapján a talajvíz beáramlás, a felszíni kifolyás és az evapotranszpiráció értékei nagyobbak a lehulló csapadék mennyiséghez és a más mutatókhoz képest, tehát ezek a komponensek nagy súllyal vannak a vizsgált terület vízháztartására.

*19. táblázat. A vízmérlegi komponensek változása +0,3°C-os, +0,5°C-os, +0,7°C-os és +1,5°C hőmérséklet-emelkedés következtében a Dong-ér vízgyűjtőn a referencia értékhez képest*

Paraméterek [mm]	2018	+0,3°C	+0,5°C	+0,7°C	+1,5°C	$\Delta+0,3^\circ\text{C}$	$\Delta+0,5^\circ\text{C}$	$\Delta+0,7^\circ\text{C}$	$\Delta+1,5^\circ\text{C}$
Csapadék	531	531	531	531	531	0	0	0	0
Evapotranszpiráció (ET)	-595	-600	-608	-613	-635	-5	-13	-18	-40
Felszíni befolyás	0	0	0	0	0	0	0	0	0
Felszíni kifolyás	-1108	-1103	-1096	-1093	-1083	-5	-12	-15	-25
Lombkorona vízkészlet	0	0	0	0	0	0	0	0	0
Hókészlet	0	0	0	0	0	0	0	0	0
Felszíni lefolyás a csatornába	-16	-12	-12	-12	-11	4	4	4	5
Felszíni vízkészlet	13	14	14	13	13	1	1	0	0
Telítetlen zóna vízkészlet	-25	-22	-25	-27	-29	3	0	-2	-4
Telített zóna vízkészlet	-1	9	8	3	-5	10	9	4	-4
Felszín közeli áramlás a csatornába	-14	-15	-15	-14	-14	-1	-1	0	0
Felszín közeli áramlás a csatornából	4	5	5	5	5	1	1	1	1
Talajvíz beáramlás	1298	1273	1273	1273	1273	-25	-25	-25	-25
Talajvíz kiáramlás	-112	-116	-115	-115	-113	-4	-3	-3	-1
Beszivárgás (ET beszámítva)	298	348	343	336	316	50	45	38	18
Elszivárgás (ET beszámítva)	-1475	-1485	-1482	-1481	-1469	-10	-7	-6	6
Vízmérlegi helyzet	-25	-36	-40	-49	-68	-11	-15	-24	-43

A felszíni beáramlás értéke a külső vízgyűjtőből mind a négy hőmérséklet-szenárió eredményeként zérussal egyenlő, tehát a felszíni vízvásztó vonalak helyesen kerültek meghatározásra. A lombkorona vízkészlete és a hókészlete mindegyik hőmérséklet-emelkedés esetén alacsonyabb 0,03 mm-nél, így kerekítés során zérussal egyenértékűek. A talajvíz kiáramlás komponenssel kapcsolatban megállapítható, hogy egyrészt a talajvíz kis mértékben táplálja a folyó medreket, másrészt csekély mértékű (1–4 mm) lefelé irányuló gravitációs áramlása is van. A terület vízháztartása szempontjából jelentős, hogy a szomszédos vízgyűjtők talajvizének beáramlása stabil legyen. Az eredmények alapján a hőmérséklet-emelkedések során 1273 mm és 1298 mm között ingadozik a talajvíz beáramlás, ami stabilnak mondható. Azonban ez nem garantálja, hogy a jövőben is állandó forrás lesz (például egy hosszabb csapadékhányos

időszakban csökkenhet). A 19. táblázat alapján látható, hogy még a „stabilnak” tekinthető talajvíz beáramlás sem képes arra, hogy pótolja a vízveszteségeket. A felszín alatti (telítetlen- és telített zóna) vízkészlete csökkenő tendenciát mutat a hőmérsékletek emelkedés hatására. Ezt az eredményt erősíti, hogy a Duna–Tisza közén a vízhiány problémája vélhetően erősödő tendenciát mutat a jövőben (Fehér és Rakonczai, 2019).

A 2018-as év szimulált vízmérleg helyzete -25 mm, vagyis több, mint 53 millió m<sup>3</sup> vízmennyiség távozott az év során a vízrendszerből. A +0,3°C-os, +0,5°C-os, +0,7°C-os és +1,5°C-os hőmérséklet-emelkedés hatására 11 mm-rel, 15 mm-rel, 24 mm-rel és 43 mm-rel kisebb vízkészlet prognosztizálható a Dong-ér kisvízgyűjtőre. Mindez körülbelül 24–92 millió m<sup>3</sup> vízmennyiséggel kevesebb a 2018-as referencia állapothoz viszonyítva. A megemelkedett hőmérséklet közvetlenül és közvetve növeli az evapotranszpiráción keresztül elvesztett vízmennyiséget, így a vízgyűjtő vízkészlete jelentősen csökken.

Fontos megjegyezni, hogy ezek a néhány tized °C-os hőmérséklet emelkedések az országos trendben vélhetően csak évtizedek alatt következhetnek be, de a 2022-es év adatai jól mutatják, hogy a vízkészleteket érő hasonló mértékű hatás akár már a következő években is bekövetkezhet. A havi adatok alapján ugyanis megfigyelhető volt, hogy a tenyészidőszak során az ország nagyobb részén akár tartósan az átlagot 2–3°C-kal meghaladó értékek alakultak ki (8. melléklet). Tehát a kisvízgyűjtők szintjén az átlagnál jóval kedvezőtlenebb hatásokkal is számolni kell már akár rövid időtávon.

## **7.2. A Berettyó részvízgyűjtő**

### *7.2.1. MIKE Hydro River hidrodinamikai modell felépítése*

A Berettyó részvízgyűjtő hidrodinamikai modellezéséhez szintén fontos feltétel volt a részletes területi adatbázis. A terület több lényeges vonatkozásban eltért a Dong-ér kisvízgyűjtő környezetétől. Egyrészt, a Berettyó az országhatáron kívül ered, így a külső területek felől érkező felszíni vízpótlás fontos peremfeltétel. Másrészt a Berettyó folyó alsó szakaszán a vízszinteket befolyásolhatja a körösladányi duzzasztó működési rendje. Harmadrészt a Berettyó részvízgyűjtőn jóval sűrűbb a csatornahálózat, mint a Dong-ér kisvízgyűjtőn. Ezeken kívül a Berettyó részvízgyűjtő alacsonyabb részein az egykori folyóhálózat maradványainak – vízzáró agyagos talaj – nagyobb hatása lehet, mint a Dong-ér esetében. A modell felépítés során az alább bemutatott adatokat használtam fel.

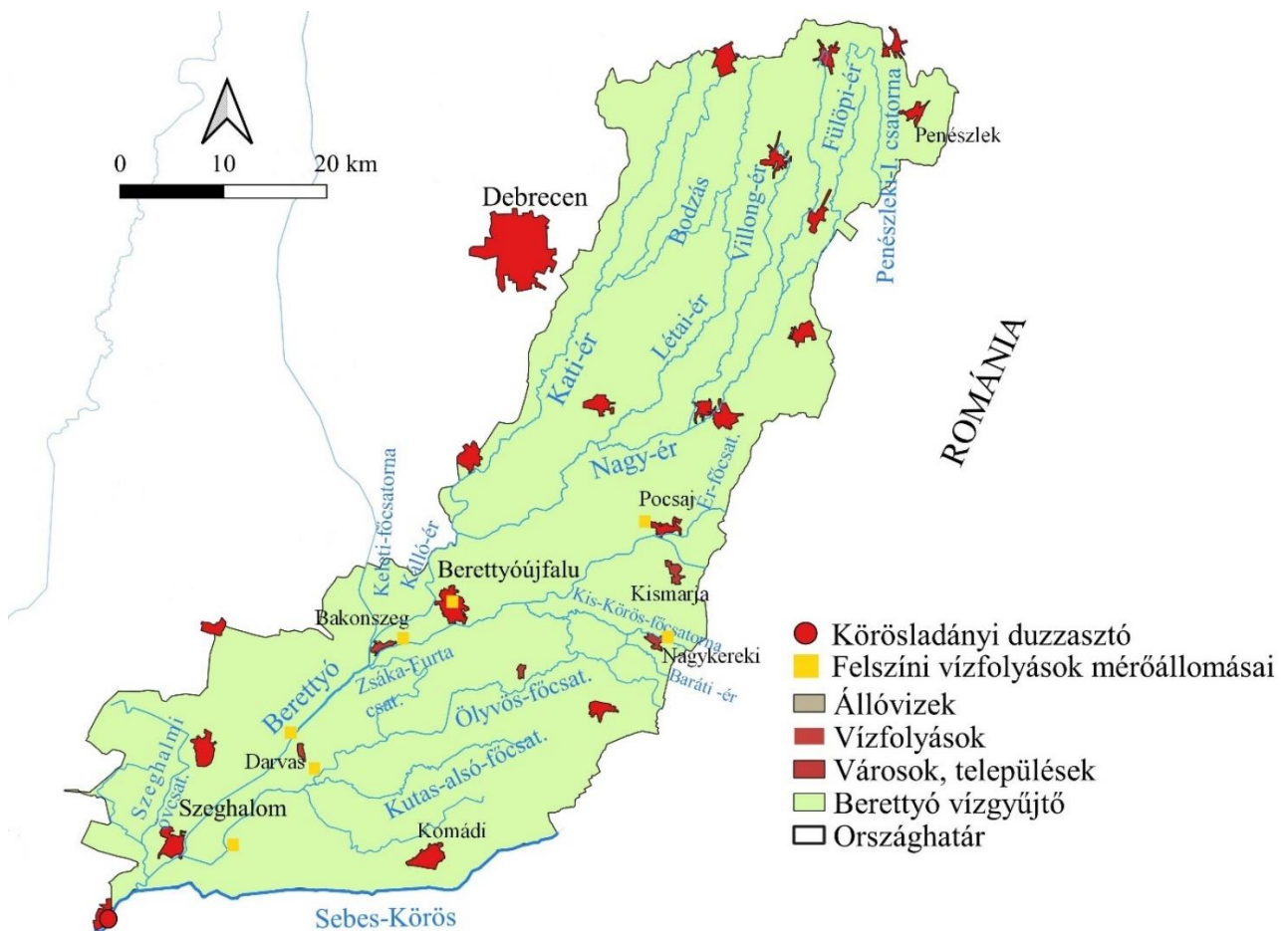
#### *Meglévő vízhálózat jellemzése*

A Berettyó részvízgyűjtő vízfolyásainak nyomvonalai az Országos Térinformatikai Alapadatbázisból, mint térinformatikai háttér-adatbázisból a poligonos (.shape) fájlokkal meghatározhatóak (24. ábra). Az Országos Térinformatikai Alapadatbázis (OTA) a Földművelésügyi Minisztérium Földmérési és Térképészeti Főosztály térképi adatokra előírt szabványait követi és a teljes adattartalomára vonatkozóan az állami ellenőrzésen esett át.

A Berettyó folyó hossz- és keresztmetszvényezését, geometriai adatainak meghatározását a Debreceni Egyetem munkatársai végezték úgy, hogy a keresztmetszvények felvételezése körülbelül 500 méterenként történt. A bal és jobb parti végpontok x (vízszintes) koordinátái és a keresztmetszvények fősodorban mért távolságának a hosszanti z koordinátái az alkalmazott WGS-84 referencia rendszerből EOVS rendszerbe lettek áttanszformálva. Az y (magassági) koordináták alapértéke a Balti-tenger feletti magasság (mBf). A koordináta meghatározások a mérés pontosságának növelése érdekében szimultán módon, egy bázis (egy pontra állítható, stabil antennás terepi adatgyűjtő) és egy mozgó DGPS műszerrel történtek, így elérhető a 0,1 m-es pontosság (Juhász és Pregun, 2014). Ezek a geometriai adatok eredetileg egy HEC-RAS modellbe

voltak beépítve. A beépített mért geometriai adatokat kiexportáltam és a MIKE Hydro River keresztshelvény-szerkesztési modullal (.xns11) beépíttem, szerkesztettem. Így a Berettyó részvízgyűjtőben egyedül a Berettyónak vannak megbízható, mért geometriai adatai, a többi mellékvízfolyás geometria adatai nem álltak rendelkezésemre. A mellékvízfolyások hosszshelvényeinek szerkesztését úgy oldottam meg, hogy a kezdő- és a végpont magassági értékeit a digitális domborzatmodell adatai alapján meghatároztam. A kezdő- és a végpont keresztshelvény geometriai adatait feltételezéssel vettem fel. A feltételezés alapja a Madarassy (1998) jegyzete, miszerint a mintakeresztshelvények minimális fenékszelvénye 0,6 m és a rézsúhajlásokat az 10. melléklet alapján határoztam meg.

A Berettyó részvízgyűjtő északkeleti egyharmadán a domborzat meredekebb, ezáltal nagyobb a vízfolyások sebessége. Ezen a területen a homok és a homokliszt talajtípusok dominálnak. A homok, homoklisztes, és állandó jellegű vízfolyásokon a keresztshelvényeket 1:2,25-ös rézsúhajlással szerkesztettem meg a Madarassy (1998) jegyzete alapján. Ide tartoznak a Bodzás, a Létai-ér, Villongó-ér, Fülöp-ér, Kati-ér, és a Nagy-ér felső szakasza. A vízgyűjtő délnyugati, síkság jellegű területén kisebb a vízfolyások sebessége, az agyag a domináns talajtípus. Ezen területen a keresztshelvények rézsúhajlását 1:1,75-re állítottam be.



24. ábra. Berettyó részvízgyűjtő felszíni vízfolyásai és mérőállomásai

#### A kezdeti feltételek megadása

A Berettyó részvízgyűjtő a kezdeti feltételek tekintetében is különbözik a Dong-ér kisvízgyűjtőtől. A Dong-ér kisvízgyűjtőben nincs felszíni hozzáfolyás, amíg a Berettyó hazai részvízgyűjtőjére vonatkozóan vannak be- és kilépő vízfolyások. A Berettyó részvízgyűjtőre a vizsgált évek be- és kilépő shelvények vízállásai a 20. táblázatban láthatóak.



20. táblázat. A Berettyó részvízgyűjtő be- és kilépő szelvényeinek vízállásai (Forrás: OVF)

		Belépő szelvény vízállása [cm]											
Vízfolyás	Állomás	2000	2009	2010	2011	2012	2013	2014	2015	2016	2017	2018	
Berettyó	Kismarja	10	84,5	166	100,7	55,1	94,3	52,6	62,6	76,2	62,6	81,5	
Ér-főcsatorna	Pocsaj – Zsinórdűlői-híd	16,5	166	284,8	209	133,5	189,9	105,6	134,4	192,2	154,2	202,9	
Keleti-főcsatorna	Bakonszeg alvíz	99	134,6	146,5	138,5	132,8	135,5	132,3	132	131,6	130,1	120,3	
Kis-Körös-főcsatorna	Nagykerek	65,1	74,7	144,3	96,9	27,6	68	56	72,9	82,3	103,9	79,1	
Baráti-ér	Nagyzomlin	Nincs adat											
		Kilépő szelvény vízállása [cm]											
Penészleki-I. csatorna	Penészlek	Nincs adat											

A Baráti-ér nagyzomlini – az egyik belépő szelvény – és a Penészleki-I. csatorna penészleki – kilépő szelvény – mérő állomásain nem állnak rendelkezésre a felszíni monitoring adatok, de a hidrológiai analógia alapján feltételezhető, hogy a két vízfolyás vízhozama körülbelül egymással egyenértékű. A Baráti-érnek és a Penészleki-I. csatornának egyaránt nincs természetes vízfolyása, ezek inkább időszakos vízfolyások. Így a vizsgált évekre vonatkozó hidrológiai vízmérleg számítása során e két vízfolyás vízhozama vélhetően kiegyenlítődik.

A hidrodinamikai modell felépítése során a 20. táblázatban lévő adatokat kezdeti hidrodinamikai feltételként definiáltam. Ez gyakorlatilag azt jelenti, hogy a külső vízgyűjtőből vagy/és külföldről be- és kilépő vízmennyiségek a Berettyó hazai részvízgyűjtőjének hidrodinamika modellezése során figyelembe lettek véve.

#### 7.2.2. MIKE Hydro River kalibrációja és validációja a hidrodinamikai paraméterek alapján

A Dong-ér kisvízgyűjtő és a Berettyó részvízgyűjtő alapadatok tekintetében nagyon eltér egymástól. A Berettyó részvízgyűjtőben számos felszíni víz mérőállomás van, melynek a mért adataira kalibrálhatóak a modellek. A hidrodinamikai modell felépítése során a mederérdességi tényező, a kereszt-szelvények geometriája hordozhat jelentősebb bizonytalanságokat. A valóságban mások lehetnek a kereszt-szelvények méretei és a meder összetettsége, főleg azokon a helyeken, ahol rég nem volt mederkotrás vagy karbantartás. Előfordulhat, hogy a kereszt-szelvények geometriai felvételezése óta esetenként kissé a Berettyó kereszt-szelvényei is módosulhattak a folyó mederalakító tevékenysége miatt. A dolgozatban az érdességi tényezőket a Manning (n) szám felhasználásával határoztam meg, mert könnyen lehet találni olyan irodalmat, amelyet ezzel a formulával a nyílfelszíni csatornák hidrodinamikájának meghatározására alkalmaztak (Sanz-Ramos et al., 2021), ami nagyobb eséllyel eredményezhet valósághűbb becsléseket. A MIKE Hydro River hidrodinamikai modell felépítése során a teljes vízgyűjtőre vonatkozóan az érdességi tényező értéket egységesen 0,03-ra állítottam be. Emellett a Berettyó magyarországi szakaszán öt, a Kis-Körös-főcsatornán egy és a Nagy-éren három pontban is megadtam a meder ellenállásokat. A 21. táblázatban látható annak a kilenc legjobb illeszkedést biztosító lokális érdességi tényezőnek az értéke, melyet iteratív úton határoztam meg.

21. táblázat. Egyes vízfolyások keresztszelvényeiben az általam kalibrált érdességi tényezők

Sorszám	Vízfolyás	Keresztszelvény helye	Érdességi tényező
1	Berettyó	6305,25	0,01
2	Berettyó	17416,5	0,03
3	Berettyó	42298,5	0,04
4	Berettyó	63988,5	0,04
5	Berettyó	77760,3	0,03
6	Kis-Körös-főcsatorna	4936,52	0,1
7	Nagy-ér	93347,2	0,1
8	Nagy-ér	100837,97	0,12
9	Nagy-ér	100000	0,001

Az egyes évekre vonatkozó modell kalibrálása a meder ellenállás értékek iteratív változtatásával hajtható végre, de a kalibrált paraméterek validálását már nem tudjuk elvégezni. Ez azért van, mert a Keleti főcsatorna beeresztő- és hajózsilip, illetve a körösladányi duzzasztómű lényegesen befolyásolja a Berettyó vízállását és vízhozamát. Ahhoz, hogy egy optimálisnak mondható paraméter együttest előállíthassunk, ismernünk kell ezeknek a műtárgyaknak a működési ütemtervét.

A vízgyűjtőben lezajló hidrodinamikai rezsimet befolyásoló vízepítési műtárgyak működési rendjének ismerete nélkül a validálás nem végezhető el, így csak az egyes vizsgált évek mért felszíni vízállására kalibrálhatunk. Az egy-egy vizsgált évre történő kalibrálást az úgynevezett időben változó hidrodinamikai adatok (vízállás és vízhozam) szerinti végeztem. Az egyes évekre történő kalibrálás munka- és időigényesebb, viszont a hidrodinamikai modell jóval megbízhatóbb. A kalibráció során az időben változó vízhozam értékeket addig módosítottam, amíg össze nem illeszkedtek oly módon, hogy a szimulált és a mért eredmények között az NSE értéke legalább kielégítő legyen ( $NSE \geq 0,5$ ; lásd. 6.2.4. fejezet). Amennyiben a feltétel teljesül, akkor a hidrodinamikai modell optimálisnak mondható.

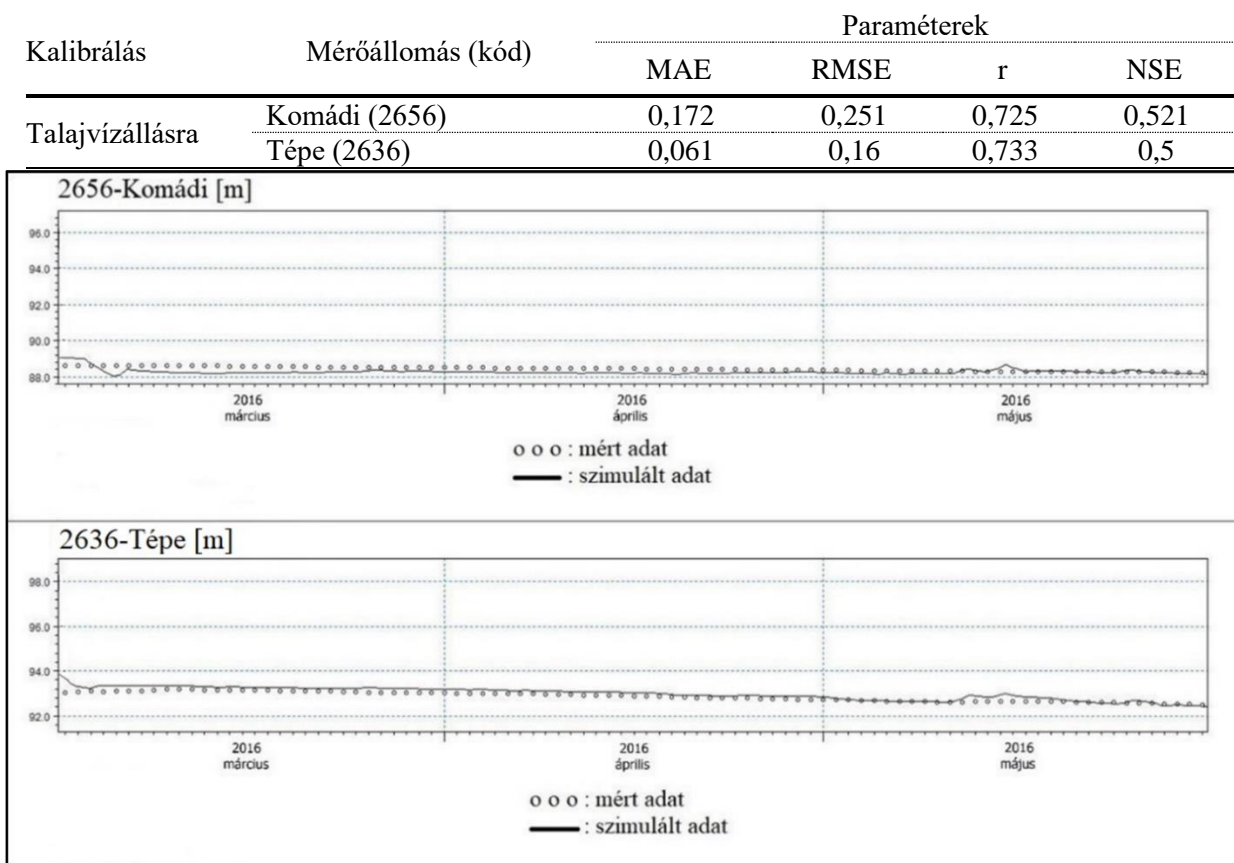
A szimuláció eredményeit összehasonlítottam az Országos Vízügyi Főigazgatóság által kiadott vízrajzi évkönyvben szereplő, a Berettyóhoz tartozó Kismarja, Pocsaj, Berettyóújfalu, Darvas, Szeghalom, és a Kálló-éren a Berettyóújfalu és Bakonszeg, illetve a Kis-Körös főcsatorna Nagykereki mérőállomásokon mért felszíni vízállás adataival. A statisztikai eredmények azt mutatják, hogy a mért és a szimulált értékek közötti összeillesztés legalább jó minőségű ( $NSE \geq 0,65$ ). Egyes mérőállomásokon szinte tökéletes az összeillesztés, mint a Kismarján ( $NSE_{2014} = 0,954$  és  $NSE_{2018} = 0,986$ ) és a Kálló-éri Bakonszegen ( $NSE_{2014} = 0,944$ ). A mért és a szimulált eredmények illesztését bemutató vizsgálatok az 11–22. mellékletben találhatók. Az eredmények alapján a vizsgált évekre a MIKE Hydro River hidrodinamikai modell kalibrációja megfelelő, és megbízhatóan használható a MIKE SHE modellel való összekapcsolásra.

### 7.2.3. MIKE SHE modell kalibrációja és validációja

A Berettyó részvízgyűjtőre készített MIKE SHE modell kalibrációjára a 2016-os évet választottam, mert az elmúlt tíz évben ez volt a legcsapadékosabb év (8. ábra). A szimulált talajvízszinteket összehasonlítottam a megfelelő időben és helyen mért talajvízszintekkel. Az eredmények alapján Komádi és Tépe talajvíz mérőállomásnál a szimulációs eredmények és a tényleges mért adatok közötti a szimuláció kezdeti fázisában lényeges eltérés mutatkozik, ami azért van, mert a szimuláció ekkor még nem tudja meghatározni a kezdeti talajvízszintet, így a terepszinttől kiindulva kezdi meg a számítást (25. ábra). Az ábrából látszik, hogy a modell

szimulációja milyen gyorsan követi a valóságos talajvizet. A teljes vizsgálati időszakot tekintve a szimulált és a mért adatok közötti különbség nem szignifikáns. A már korábban ismertetett négy statisztikai jellemzőt használtam fel a modell teljesítményének értékelésére, nevezetesen ezek az abszolút közép hiba (MAE), a négyzetes középhiba (RMSE), a korrelációs együttható (r) és a Nash-Sutcliffe hatékonysági együttható (NSE) (22. táblázat). A hibatényezők meghatározása során a szimuláció kezdetén megfigyelhető nagy eltéréseket kizártam a számításból.

22. táblázat. A 2016-os év kalibrálása során kapott hiba statisztikai értékei a Berettyó vízgyűjtő két mérőállomásán



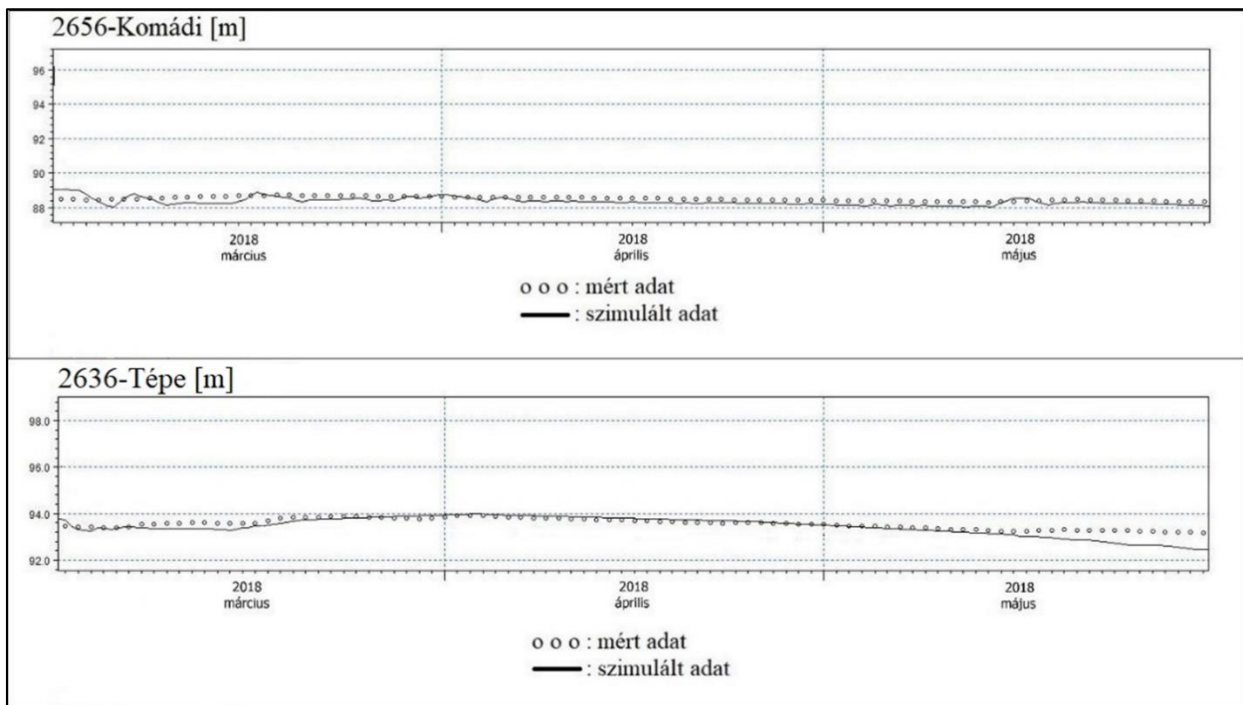
25. ábra. A talajvízállásra vonatkozó kalibráció eredményei a Berettyó vízgyűjtő két mérőállomásán a 2016-os évre

A MIKE SHE modell validálására a 2018-as évet választottam. A modellben a 2018-as év csapadék és hőmérséklet, illetve az összehasonlítás érdekében a talajvízszint adatokat állítottam be, miközben a kalibrált paraméter „csomagot” változatlanul hagytam. Másszóval a csapadék és hőmérséklet, illetve a talajvízszint paramétereken kívül minden más paraméter változatlan marad. Így a földhasználat adatok is változatlanok maradtak, mert a 2016. és a 2018. évi Corine földhasználati térképek alapján, a Berettyó részvízgyűjtőn nem voltak lényeges területhasználati különbségek. A 2018-as évet azért választottam, mert csapadék szempontjából átlaghoz közeli év volt (8. ábra). A validálás során a szimulált talajvízszinteket összehasonlítottam a megfelelő időben és azonos helyen (Komádi és Tépe településen) lévő mért eredményekkel.

23. táblázat. A 2018-as év validálása során kapott hibastatisztikák a mérőállomásokon

Validálás	Mérőállomás (kód)	Paraméterek			
		MAE	RMSE	r	NSE
Talajvízállásra	Komádi (2656)	0,126	0,175	0,897	0,798
	Tépe (2636)	0,299	0,617	0,87	0,668

A statisztikai jellemzők alapján elmondható, hogy a 2018-as csapadékhányosabb évben (177 mm-rel kevesebb a csapadék, mint a kalibrált 2016-es évhez képes) is jól működik a modell (23. táblázat és 26. ábra).



26. ábra. MIKE SHE validációjának eredményei 2018-es évre

Összefoglalva elmondható, hogy a modellek (MIKE Hydro River és MIKE SHE) részletesen, lépésről lépésre való kalibrációja és validációja eredményeként egy optimálisnak mondható paraméterekkel felépített integrált modellt kaptam, ami alap (referencia) modellként alkalmazható.

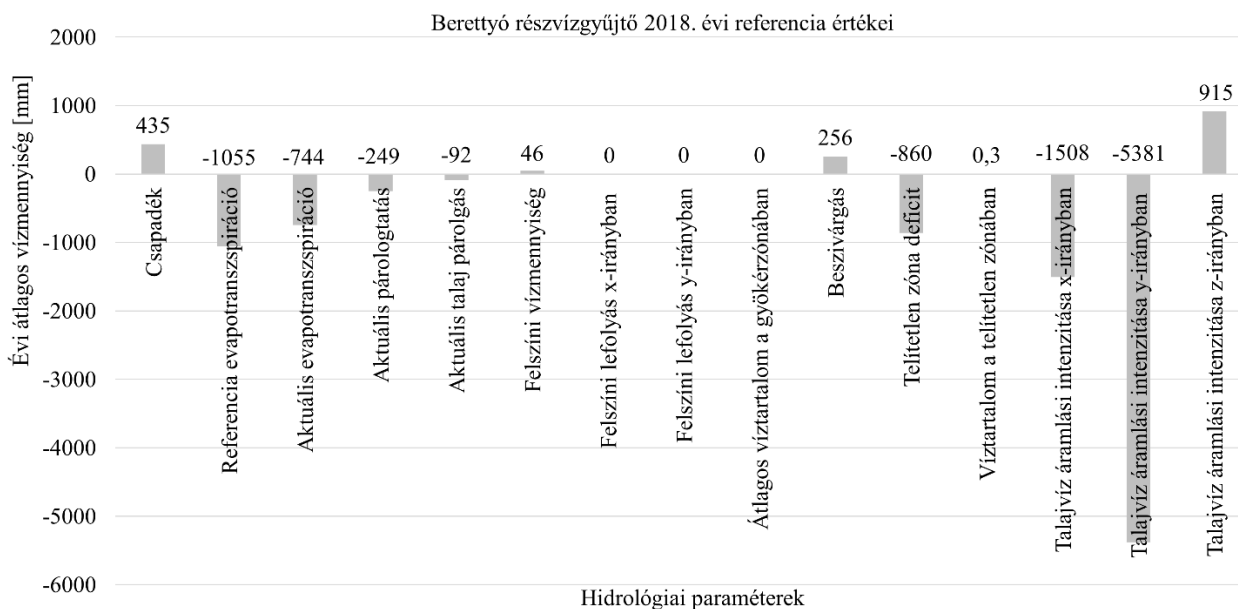
#### 7.2.4. A 2018-as referenciaév szimulációjának eredményei

A MIKE Hydro River és a MIKE SHE modell sikeres kalibrációját és validációját követően lefuttattam 2018-ra a referencia modell szimulációját. A 2018-as évet a következő okok miatt tartom megfelelő referencia-időszaknak:

- 1) A MIKE SHE modell a 2018-ban mért talajvízszint adatok alapján lett validálva;
- 2) A 2018. évi Corine felszínborítás és vegetáció jellemzőinek adatai (levélfelületi index, gyökérmélység) rendelkezésre állnak;
- 3) A Berettyó részvízgyűjtőn belül és a környező területeken található meteorológiai mérőállomások alapján az időszak évi középhőmérséklete magasabb a sokéves átlagnál (eléri a 12°C) (7. ábra);
- 4) Az éves csapadékösszeg 500 mm körül alakult, ami alacsonynak tekinthető (8. ábra);
- 5) A 2000–2018 időszakban megfigyelt Pálfai-féle aszályindexek alapján 2018 átlagosnak tekinthető, ami egyébként mérsékelt aszályosnak tekinthető (9. ábra);
- 6) Döntésem további oka, hogy a Dong-ér kisvízgyűjtő modellezése során is 2018. évet vettem referenciaévként.

A referencia-időszak szimulációjának eredményei alapján a tényleges (aktuális) evapotranszpiráció értéke (744 mm) meghaladja az éves csapadék mennyiségét (435 mm). A beszivárgás mennyisége 256 mm. Adja magát a kérdés, hogy a tényleges párolgás vízmennyisége vajon honnan származik? Továbbá a talajviszonyok alapján (agyagos és homokos üledékek összefogazódása) izgalmas kérdés, hogy a beszivárgott vízmennyiség vajon milyen mélységben tárolódik? Szimulációim eredményei alapján a gyökérszónában zérus, míg a telítetlen zónában „csak” 0,3 mm a víztartalom. A talaj alaposabb elemzése, főleg a felső rétege – főleg a homokos területeken – fontos szerepet kap, és mind a két kérdéssel összefügg. A talaj felső rétege víztárolóként működik, tárolja a korábbi időszakok csapadékvizét, így az evapotranszpiráció valójában ebből a „víztárolóból” történik. Ugyanakkor a lehulló csapadék szintén a talaj legfelső rétegében tárolódik, ezáltal a csapadék-párolgás dinamikája egyfajta kis vízkörforgásként is értelmezhető. Ezt a feltevést a Várallyay (2007) és Kozák (2020a) is tárgyalja.

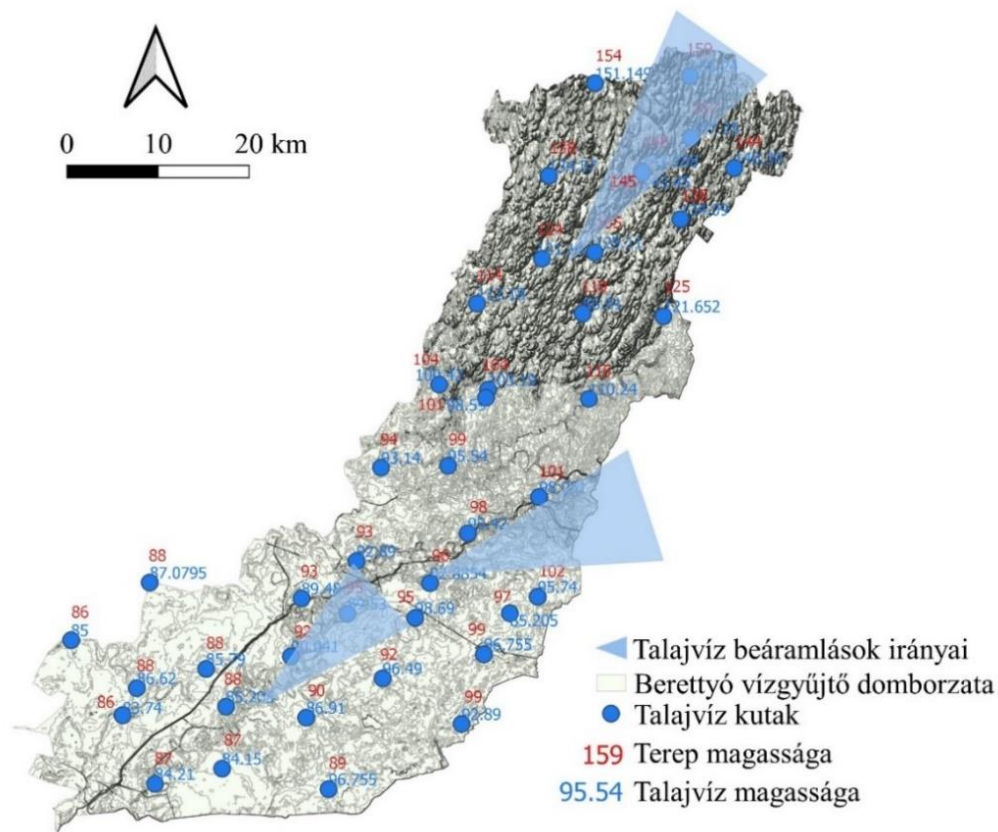
A felszíni lefolyás (az  $\alpha$  szögű  $y/x$  lejtőn) elhanyagolhatóan kicsi, így a számok kerekítése során zérussal egyenlő. A telítetlen zóna deficitje -860 mm, ami azt jelenti, hogy a telítetlen zóna még ennyi vizet képes felvenni és tárolni. A talajvíz áramlás intenzitása az  $x$ - és  $y$ -irányban negatív értékeket (1508 mm és 5381 mm) ad. Tehát a talajvíz áramlás intenzitás eredője a domborzat lejtésének megfelelően keletről nyugatra ( $x$ -iránnyal ellenkezően) és északról délre ( $y$ -iránnyal ellenkezően) mutat (27. ábra). Az eredmények alapján, az északkelet–délnyugat irányú talajvízáramlás jellemző a térségben. A pozitív értékű  $z$ -irányú talajvízáramlás (915 mm) a lefelé irányuló vízmozgást jelenti, vagyis csökken a talajvíz szintje.



27. ábra. A Berettyó részvízgyűjtő 2018. referenciaévre számított hidrológiai paraméterek értékei

A mért talajvízszint és a terepszint adatok alapján felrajzolhatók a talajvíz beáramlási irányok. A 28. ábrán látható, hogy a talajvíz leginkább az északkeleti, azaz a magasabban fekvő területek felől áramlik a rendszerbe. Ezek a folyásirányok megegyeznek a szimulált  $x$ - és  $y$ -irányú talajvíz áramlási intenzitás eredőjével. Ez is alátámasztja a modell helyes működését, vagyis azt, hogy a modell a valóságban történő folyamatokat korrektül reprezentálja. A vizsgált vízgyűjtőben a talajvíz egy része feltehetően folyamatosan táplálja a vízfolyásokat, és másik része feltölti a természetes mélyedéseket. A felszíni és felszín alatti vízváltó nem esik egybe (a magyarországi

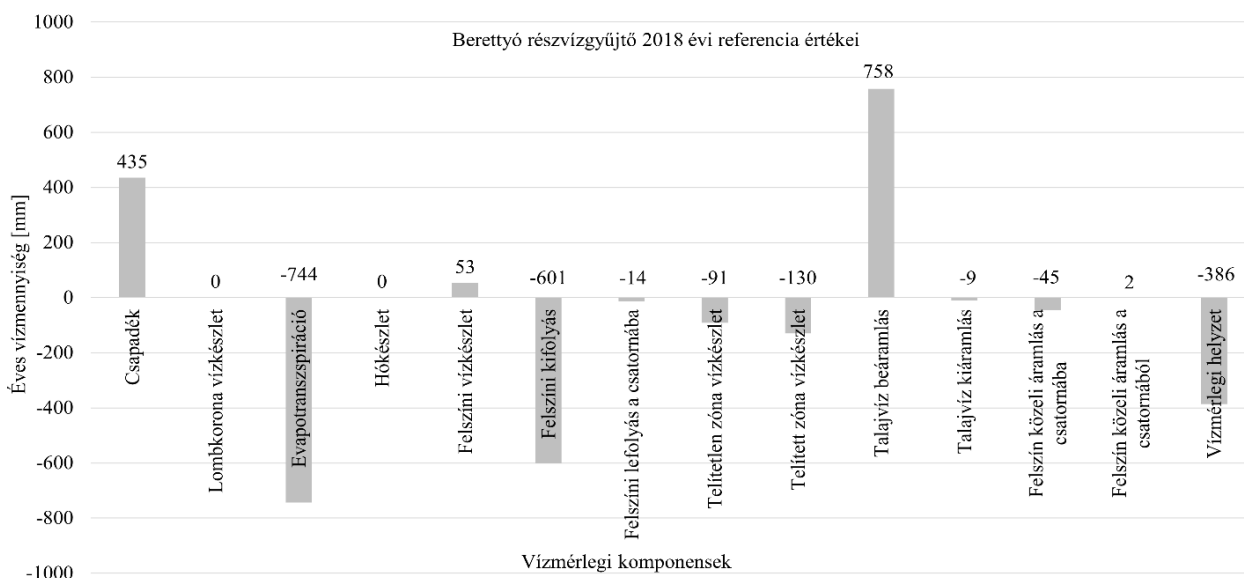
Berettyó részvízgyűjtő esetében ez nyilvánvaló, mert a tényleges Berettyó vízgyűjtő az országhatáron át nyúlik).



28. ábra. Berettyó magyarországi részvízgyűjtőjének talajvíz beáramlási irányai 2018-ban

A 29. ábrán összefoglalt vízmérlegi komponensek alapján megállapítható, hogy 2018-ban az evapotranszspiráció (744 mm) és a felszíni kifolyás (601 mm) értékei a Berettyó részvízgyűjtőn jóval meghaladják az éves csapadékösszeget (435 mm). A rendszer feltételezhetően a talajvíz beáramlásából kapja a vizet a párolgáshoz és a felszíni kifolyáshoz. A talajvíz beáramlás (758 mm) nagy részben pótolja az evapotranszspiráció és felszíni kifolyás révén a vízveszteségeket. Talajvíz kis mértékben (9 mm) áramlik ki a rendszerből a talajvíz beáramlás mennyiségéhez képes, ez a tény erősíti azt a megállapítást, hogy a talajvíz a Kárpát-medencében mélyen lévő folyó medrek és mélyedések számára felszínalatti áramlással vízpótlást biztosít. A felszíni vízkészlet mérsékelt (53 mm) növekedést mutat. A telítetlen és telített zóna vízkészletének összege -221 mm, ami a felszín alatti vízkészlet csökkenésre utal (29. ábra).





29. ábra. A 2018-as referencia-év vízmérlegi komponenseinek szimulált értékei a Berettyó részvízgyűjtőn

A telítetlen zóna csökkenő tendenciáinak oka, hogy egyrészt elszivárgáson és evapotranszpiráción keresztül távoznak a rendszerből a vízmennyiségek, másrészt a talajvíz beáramlás mennyisége nem elég a Berettyó részvízgyűjtő vízmérlegének egyensúlyban tartásához. A felszín közeli áramlások közül a csatornába befolyó vízmennyiség lényegesen meghaladja, a csatornából a talajba áramló vízmennyiséget. A telítetlen zóna vízvesztése a gyökérzónából a vegetáció párologtatása valamint a talaj párologása révén hagyja el a rendszert. A 29. ábrán a külföldről érkező, illetve a külső vízgyűjtőből beáramló felszíni vizek mennyisége nem szerepel, ez azért van, mert a 2018. év szimulációját, hasonlóan az összes többi vizsgált évhez, a felszíni vízállások adatai alapján kalibráltam. A kalibrált hidrodinamikai modell így már a felszíni beáramlás vízmennyiségeivel is számol.

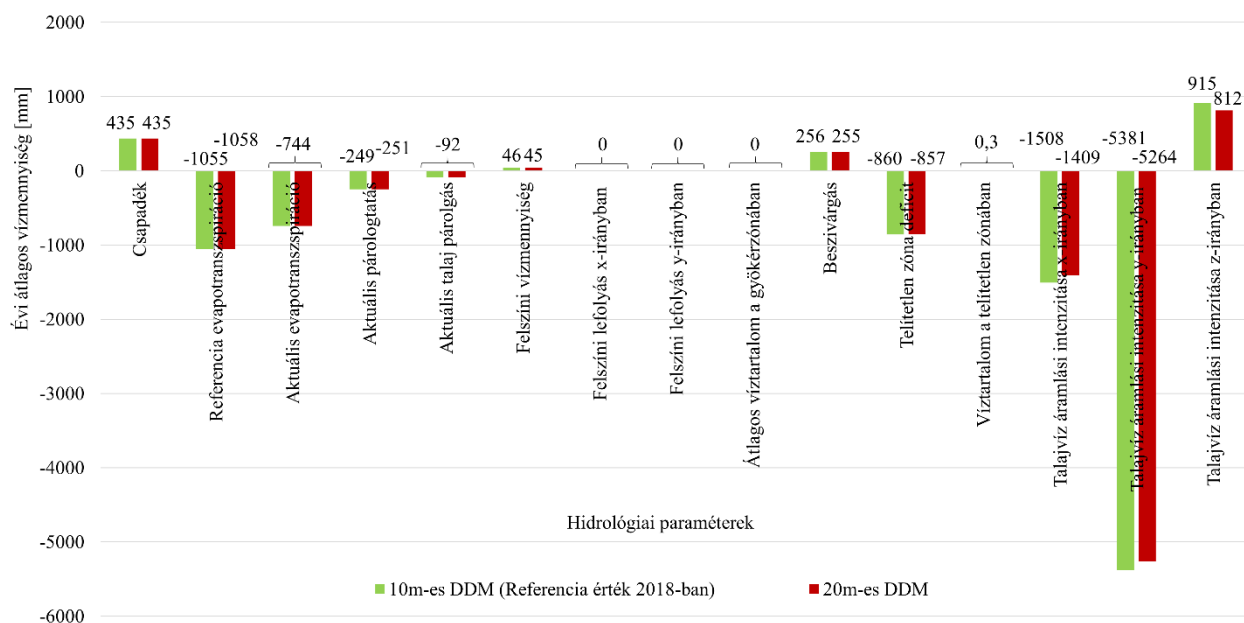
Összességében a Berettyó vízgyűjtő 2018. évi vízmérlege 386 mm-es vízhiányt mutat, ami körülbelül 1,1 milliárd m<sup>3</sup> vízmennyiséget jelent. Az eredmények alapján megállapítható, hogy a felszíni beáramlás, a talajvíz beáramlás és az evapotranszpiráció, illetve a felszíni kifolyás határozza meg legjobban a Berettyó részvízgyűjtő vízmérlegét.

#### 7.2.5. A MIKE SHE hidrológiai modell érzékenysége különféle felbontású digitális domborzat modellek használata esetén

A digitális domborzatmodell (DDM) felbontása fontos szerepet játszik a felszíni lefolyás, a beszivárgás, a talaj párologás és egyéb folyamatok értékelésének eredményében. A digitális domborzatmodell felbontásának megváltoztatása leginkább a felszíni folyamatokban van nagy jelentősége. Például ha a domborzatmodell felbontása 10 m x 10 m-es, akkor a néhány méteres mélyedést – ahol belvíz jelenléte feltételezhető a csapadékosabb időszakokban –, „nem láthat” a modell, és így nem veszi számításba az ebből eredő esetleges talaj- vagy a felszíni víz párologását. Ugyanakkor egy részletesebb felbontású terepmodell előállítása költségesebb vagy nem áll rendelkezésünkre, de a nagyobb adatmennyiség miatt sokkal nagyobb számítógépes kapacitást és több szimulációra fordítandó időt igényel. Ezért érdemes megvizsgálni azt, hogy hogyan változnak meg a hidrológiai paraméterek és a vízmérlegi komponensek, ha különböző részletességű (10 m-es és 20 m-es) felbontásban állítjuk be a domborzatmodellt. Az nyilvánvaló, hogy minél részletesebb a digitális domborzatmodell, annál közelebb lesz a valósághoz a szimuláció eredménye. Azonban az ideális felbontást a modell eredményeinek alkalmazási területei határozzák meg.

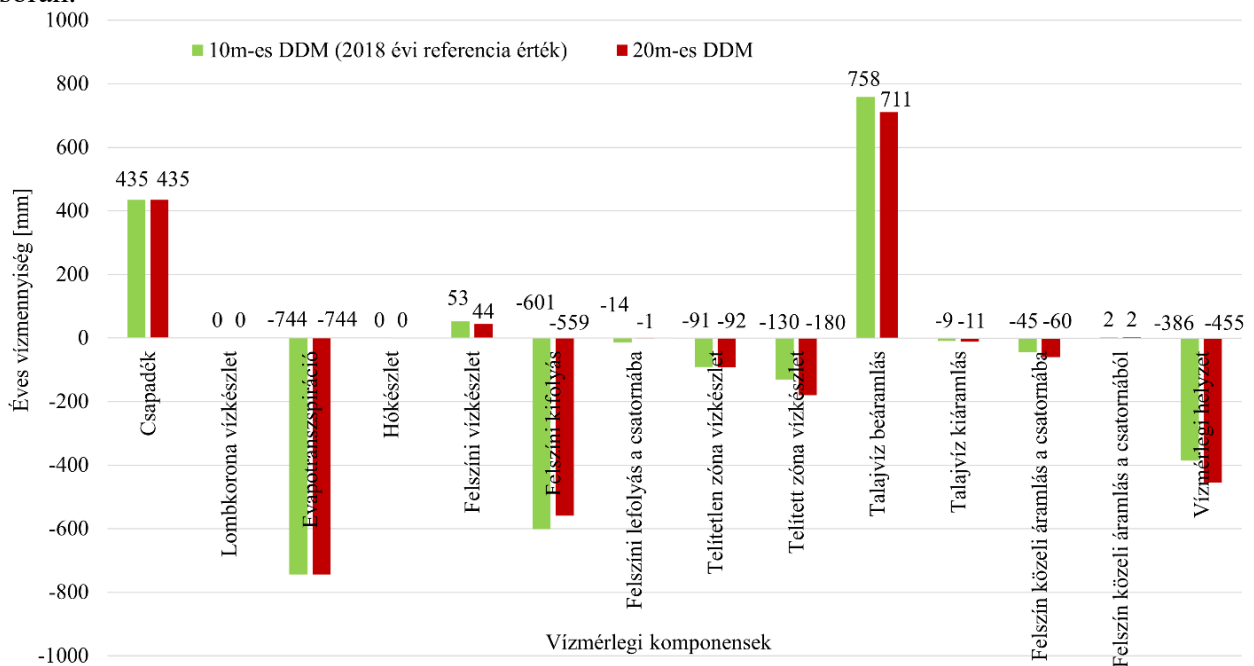
A dolgozatban a Berettyó részvízgyűjtőn a digitális domborzatmodell felbontásának változtatásával vizsgáltam a MIKE SHE modell által szimulált hidrológiai paraméterek és vízmérlegi komponensek érzékenységét. Az integrált hidrológiai modellek felépítése során a topográfiai térképet a 10 m-es felbontású digitális domborzati modellel határoztam meg. Ezután a digitális domborzatmodell felbontásához kapcsolódó érzékenységi vizsgálatok elvégzésére az 5 és 20 m-es felbontású térképet építettem a már korábban kalibrált modellbe. Első lépésként a digitális domborzatmodell *.tiff* fájlját átalakítottam MIKE SHE 2-dimenziós hálós (*.dfs2*) fájl formátumra (de van lehetőség egységes, pontos/vonalas (*.shp*), illetve pont XYZ (*.txt*) formátum megadására is). Kezdetben az 5 m-es felbontású DDM-mel kezdtem a vizsgálatot, de a rendelkezésemre álló számítógéppel (Intel (R) Core (TM) i5-7400 CPU @ 3,00GHz, memória mérete 8 GB) már az előfeldolgozást sem tudtam elvégezni, így a tényleges szimulációt nem tudtam elindítani. Az előfeldolgozás során a bemenő adatot egy bináris fájlba (*.fir* – flow input file) írjuk, amit a tényleges szimuláció során a MIKE SHE hatékonyabban tud kezelni. Megállapítható, hogy az 5 m-es felbontású topográfiai háttérrel végzett szimuláció csak nagy teljesítményű számítógéppel végezhető el. (Sajnos erre jelen kutatás keretében nem volt lehetőségem).

A 20 m felbontású DDM-mel az előfeldolgozás problémamentesen, gyorsabban lefutott, mint a 10 m-es esetről. Ezt követően a tényleges szimuláció is elindítható. Ezután a szimuláció eredményeit összehasonlítottam a 10 m-es felbontású topográfiai adattal felépített 2018-as év alap szimuláció eredményeivel. Az összehasonlítást a hidrológiai paraméterek és a vízmérlegi komponensek aspektusból vizsgáltam. A 20 m felbontású digitális domborzatmodellel futtatott szimuláció eredményeiben minimális (a teljes étékéhez képes) növekedés mutatkozik a referencia evapotranszpirációban és az aktuális párologtatásban. Ezzel ellentétben csökken a beszivárgás és a telítetlen zóna deficitje, illetve a talajvíz különböző áramlási intenzitások. A 20 m-es felbontás esetén a talajvíz x-irányú mozgásában 99 mm-rel, y-irányban 117 mm-rel és z-irányban 103 mm-rel alacsonyabb értéket kapunk a referencia szimulációhoz képest. Az aktuális evapotranszpiráció, az aktuális talaj párologás, a felszíni lefolyás x- és y-irányban, a gyökérzónában, illetve a telítetlen zónában lévő víztartalom paraméterek értékei nem mutatnak szignifikáns (a számok kerekítése következtében nullával egyenlő) különbséget az eltérő felbontású DDM-ek között (30. ábra).



30. ábra. A 10 m-es és 20 m-es felbontású digitális domborzati modellek alapján meghatározott hidrológiai paraméterek a Berettyó részvízgyűjtőjén 2018-ban

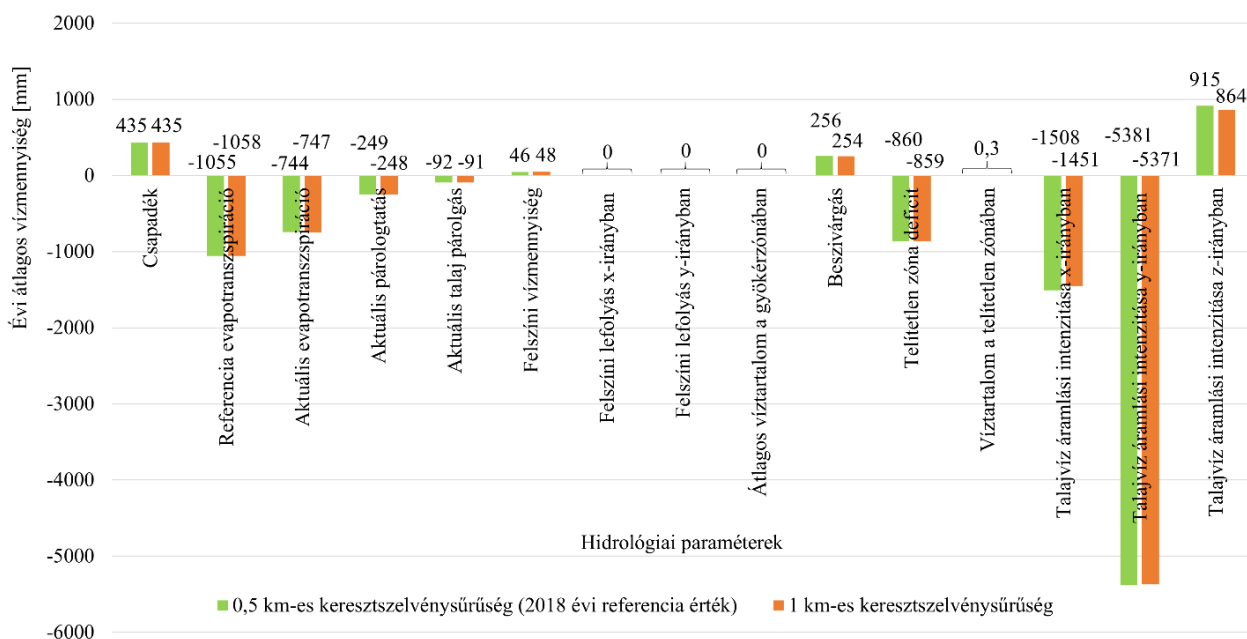
A 31. ábrán a digitális domborzatmodell felbontásának hatásait vizsgálom a vízmérlegi komponensek aspektusából. Az eredmények alapján a cellaméret növekedésével a felszíni vízkészlet, a felszíni kifolyás és a felszíni lefolyás a csatornába, a telített zóna vízkészlet komponensekre, illetve a talajvíz beáramlásra és a felszín közeli áramlásra (csatornába) nagyobb változásokat kapunk. Ennek oka, hogy a 20 x 20 m-es cella méret esetén a szimuláció figyelmen kívül hagyja a kisebb méretű felszíni vizeket, a kisebb mélyedésekben vagy a kisvízfolyásokban lévő vizeket. A felszíni lefolyás esetében a kisebb felbontású cellák kevesebb lefolyást biztosítanak, mert nem látja az cella méretnél kisebb mélyedéseket, így ebben a felbontásban a csatornába történő felszíni lefolyásra 13 mm-rel (93%-kal) alacsonyabb értéket kapunk, mint amikor 10 m felbontású DDM-et alkalmazunk. A külső vízgyűjtőből beáramló talajvíz értékére 47 mm-rel (6%-kal) alacsonyabb értéket kapunk, mint a referencia szimuláció futtatásakor. A Berettyó részvízgyűjtőre felépített MIKE SHE modell a két felbontású DDM-mel szimulált vízmérleg különbség 69 mm, ami a vízgyűjtő egészére közel 190 millió m<sup>3</sup>-nek felel meg (31. ábra). Következésképpen megállapítottam, hogy az eltérő részletességű domborzatmodellek alkalmazása befolyásolhatja a vizsgált vízgyűjtő vízmérlegére becsült értékeket, így jelentős kockázati tényezőnek tekinthető a helyes környezeti beavatkozások szakmai alapú értékelése során.



31. ábra. A 10 és 20 m-es felbontású digitális domborzatmodellek alapján meghatározott területi vízmérlegek a Berettyó részvízgyűjtőjén 2018-ban

#### 7.2.6. A MIKE SHE modell érzékenysége az eltérő gyakoriságú meder-keresztmetszvények esetén

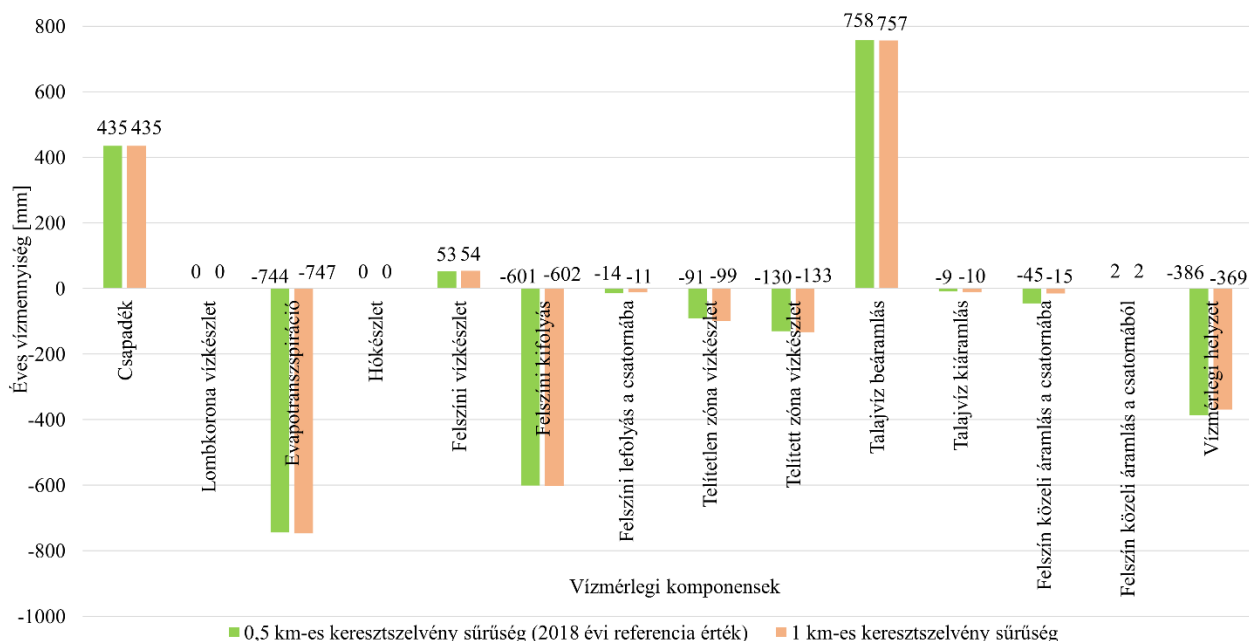
A vízfolyások keresztmetszvény sűrűségével kapcsolatos vizsgálataim gyakorlati szempontból nagyon fontos tapasztalatokat hordoznak, hiszen nem mindig áll rendelkezésünkre kellő sűrűséggel mért keresztmetszvény adathalmaz.



32. ábra. A hidrológiai paraméterek összehasonlító adatai modellezés során 0,5 és 1 km-es keresztaszvénysűrűség esetén 2018-ban

A modell felépítés során az egymástól nagyobb távolságra elhelyezkedő keresztaszvények interpolációval „besűrűsíthetők”. Az interpoláció a természetes meder-keresztaszvények esetében biztosan nem a valóságot fogja tükrözni, azonban a szabvány szerint kialakított medrek esetében interpolációval közelíthetők a valós a meder-keresztaszvények. A kutatások átfogó területi kiterjeszhetősége érdekében vizsgáltam a modell érzékenységet a vízfolyások keresztaszvényeinek sűrűségére. A dolgozatomban az 500 m és az 1 km keresztaszvény sűrűség esetén vizsgálom a hidrológiai paraméterek és a vízmérlegi komponensek eltéréseit. A két szelvénytűsűrűsége futtatott szimulációk eredményei alapján a legtöbb paraméterek értékei között minimális eltérést mutatnak (32. ábra). Az x- és z-irányban a talajvíz áramlás változása számottevőbb, de a teljes értékéhez viszonyítva jelentéktelen (4% és 6%) a különbségük.

A 33. ábrán a 0,5 km-es és 1 km-es adatsűrűséggel szimulált vízmérlegi eredményeket hasonlítottam össze. A vízmérleg szempontjából az 1 km-es adatsűrűséggel a csatornába folyó felszín közeli áramlására mintegy 30 mm-rel kisebb értéket kaptam, ami lényeges értéknek számít a többi komponensekhez viszonyítva. Vélhetően a csatornába való felszíni lefolyáshoz hasonlóan zajlik a felszíni közeli áramlás folyamata az 1 km-es keresztaszvénysűrűség esetben. Az evapotranspiráció komponensben, a felszíni folyamatokban (felszíni vízkészlet, felszíni kifolyás, felszíni lefolyás a csatornák irányába), a talajvíz be- illetve kiáramlása, illetve a csatornából a felszín közeli áramlások esetén a modellezési eredmények elhanyagolható (1–3 mm-es) a különbséget mutatnak a két keresztaszvény sűrűség esetén. Az 1 km-es sűrűségű keresztaszvényekkel szimulált vízmérleg, mintegy 17 mm-rel alacsonyabb értéket eredményez, mint amit az 500 méterenkénti kereszt-szelvényekkel kapunk. A vizsgált terület egészére közel 47 millió m<sup>3</sup> vízkészlet-különbséget jelent (33. ábra).



33. ábra. A szimulált vízmérlegek alakulása a Berettyó részvízgyűjtőjén a vízfolyások 0,5 és 1 km-es keresztshelvény-sűrűsége esetén 2018-ban

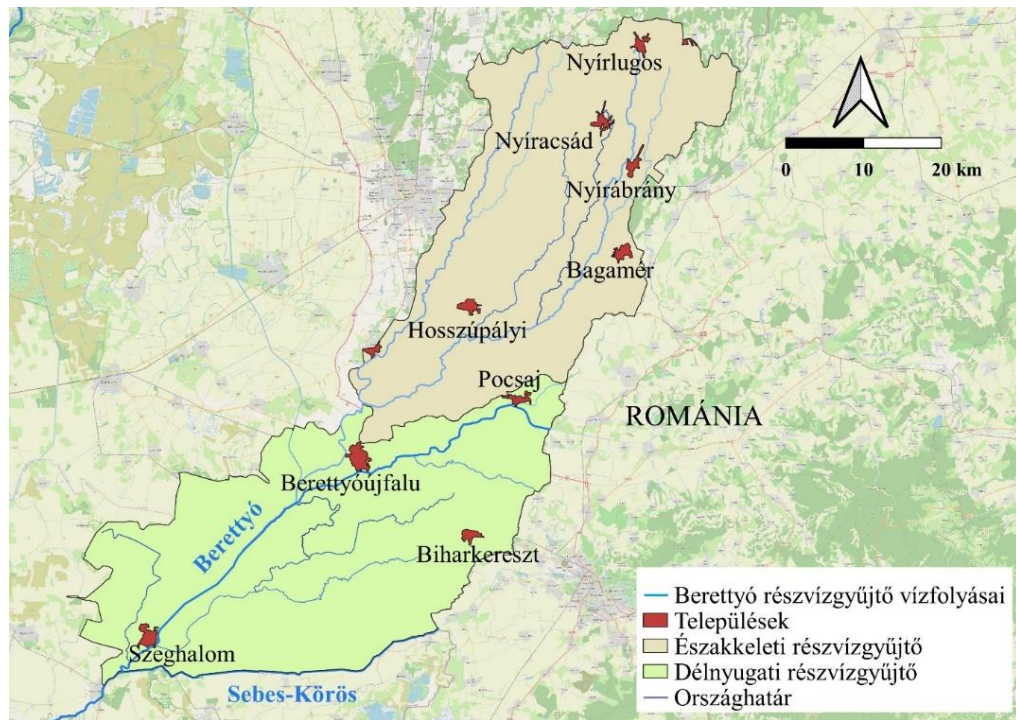
Összességében megállapítható, hogy a kontinuitás egyensúlyok szempontjából a feltételezett meder-geometriával és a 0,5 és 1 km keresztshelvény sűrűséggel futtatott hidrológiai és vízmérlegi szimulációk eredményei között nem tapasztalható érdemi változás (a teljes értékhez képes) a Berettyó részvízgyűjtőn, ami – a költséghatékonyságot figyelembe véve és a szimuláció céltól függően – nem feltétlenül támasztja alá a részletesebb keresztshelvény-felmérések felhasználásának igényét. A természetes medrű vízfolyásoknál – például a Dong-ér-főcsatorna – azonban teljes más (lehet) a meder geometriája a 0,5 és 1 km-es keresztshelvények között, ami nagyban befolyásolhatja a vizsgált vízfolyás hidrológiai rezsimit, hidrodinamikai törvényszerűségét, ezáltal a vízmérlegi jellemzők is változnak. Minél ritkábbak a felmérések, valójában annál bizonytalanabbak a bemenő adatok, ami lényegesen csökkenti a szimuláció pontosságát. Ugyanakkor az adatok gyakoriságával nő a szimuláció számítási ideje és tárhely igénye is. A valósághűbb szimulációs eredményekre való törekvés érdekében a természet által kialakított medrekben javaslom a minél részletesebb keresztshelvény-sűrűséggel a modell beállítást – amennyiben rendelkezésre állnak az erőforrások. Mindettől a vízmérlegi helyzet pontosabb meghatározását is reméljük, akár a jövőben bekövetkezendő szélsőséges klimatikus események következményeinek vizsgálatában, akár olyan szempontból, hogy az antropogén vízügyi-környezeti beavatkozásokkal minél nagyobb hatékonysággal elkerülhessük a káros és irreverzibilis következményeket.

#### 7.2.7. Berettyó részvízgyűjtő eltérő adottságú részeinek vizsgálata

Bár az eredeti céloom két kisvízgyűjtő modellezése volt, a kutatás során egyértelművé vált, hogy még a kisvízgyűjtőkön belül is elkülöníthetők különböző adottságú, kisebb tájegységek. Mind a Berettyó, mind a Dong-ér kisvízgyűjtője legalább két markánsan elkülönülő tájrészre osztható a domborzat és a felszínközeli képződmények tulajdonságai (főként vízáteresztő-képessége) miatt. Jelen fejezetben a Berettyómenti délnyugati, agyagosabb részének (Kálló-ér részvízgyűjtő és a Berettyó és a Sebes közötti terület) és az északkeleti homokos részek vízháztartása közötti különbségeket, illetve a teljes szimulált vízgyűjtő területének eredményeiben mutatkozó eltéréseket ismertetem (34. ábra) A Berettyó vízgyűjtő délnyugati része, az egykori Sárrét az



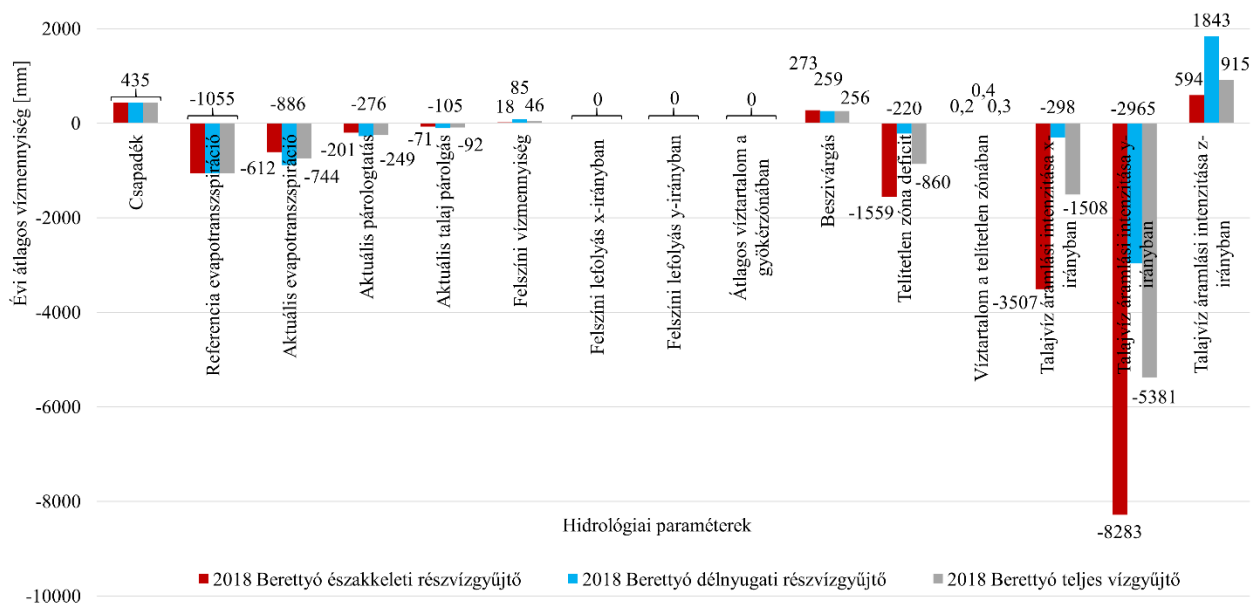
Alföld egyik földtörténetileg legfiatalabb térsége. A táj kis relief energiájú, tengerszint feletti magassága 86–101 m. Ahogyan korábban bemutattam itt a régi folyóhálózat feltöltött maradványai teszik helyenként változatossá a síkvidéket. Az egykori mocsárvilág üledékeivel összefüggésben a felszínen rossz vízvezető képződmények, többségében agyagos talajok, kisebb arányban (a szabályozás után kialakult másodlagos) szikesek fordulnak elő.



34. ábra. A Berettyó vízgyűjtő két külön is vizsgált részvízgyűjtője

A két részvízgyűjtő hidrológiai folyamatai több szempontból is eltéréseket mutatnak. Az aktuális evapotranszspiráció, a párologtatás és a talaj párolgása a délnyugati részvízgyűjtő esetében meghaladja az északkeleti részre vonatkozó értékeket (35. ábra). Az OVF monitoring-hálózatának adatai alapján a délnyugati területen a talajvíztükör a felszínhez közelebb helyezkedik el, így itt „*van miből párologtatni*”, amelyet a talajszikesedés megjelenése is alátámaszt. Az aktuális párologtatást nagyban befolyásolja a területhasználat. A délnyugati terület közel  $\frac{3}{4}$ -én (nem öntözött) szántóföldeken folyik művelés. Az északkeleti részen ezzel szemben mozaikosan, közel egyenlő arányban fordulnak elő erdők, legelők, rétek, cserjék és a beépített területek (19. melléklet). Északkeleten a nagyobb arányú vegetációs borítás miatt a talaj párolgása kisebb, mint a nagy kiterjedésű – és éven belül hosszú ideig növényzeti borítás nélküli – szántóföldek esetében. A szimuláció eredményei alapján, a délnyugati részvízgyűjtőn, az agyagos és szikes talajok, illetve a felszínközeli talajvíztükör miatt az evaporáció mértéke 48%-kal haladja meg az északkeleti, homokosabb területekre becsült értékeket. Érdemes megjegyezni, hogy a teljes vízgyűjtő felszíni vízmennyiség értéke (46 mm) közel van a két részvízgyűjtőnek az átlagához (51,5 mm). Az eltérés inkább az agyagos területen tapasztalható. Mind a három esetben a felszíni lefolyás x- és y-irányban, illetve a gyökérzónában lévő víztartalom nagyon alacsony. A lejtősebb északkeleti részvízgyűjtő x- és y-irányú felszíni lefolyása közel van a nullához, mert a homokos talajon szinte azonnal beszívárog a csapadék, amit a homokos, illetve az agyagos és szikes talajokra jellemző beszívárgási paraméterek különbözőségei is alátámasztanak.





35. ábra. A Berettyó vízgyűjtőre és a két részvízgyűjtőjére szimulált hidrológiai paraméterek összehasonlítása 2018. adatai alapján

A szinte vízzáró réteggént működő agyagos, szikes talaj miatt a délnyugati terület talajának telítetlen zónájában megfigyelhető deficitje jóval kisebb, mint a homokos északkeleti terület esetében szimulált értékek. Az északkeleti részvízgyűjtő talajvízszintje körülbelül másfél méter mélységben van. Az északkeleti rész telítetlen zónájában lévő víztartalom alapján a homokos talaj magába szívja a csapadékvizet, ami a telítetlen zónában lévő talajszemcsék között raktározódik, illetve ennek egy része a gravitáció hatására lefelé szivárog, ezért ezen a részvízgyűjtőn nagyobb a víztartalom. A két részvízgyűjtő talajvízmozgása hasonló irányú, azonban a mértékük lényegesen eltér egymástól. A talajvíz mozgása mindkét esetben a domborzat lejtését követi, amit a talajvíz x- és y-irányú áramlási intenzitás értéke támaszt alá (28. ábra és 35. ábra). A két részvízgyűjtő és a teljes vízgyűjtő z-irányú talajvízmozgásuk pozitívítást, azaz csökkenő talajvízszintet jelent. A délnyugati részen a talajvízszint nagyobb mértékben (több, mint másfél méter) süllyed, amíg az északkeleti részen csak közel 0,6 m-rel csökken a talajvíz.

A 24. táblázatban a két részvízgyűjtőre és a teljes vízgyűjtőre szimulált vízmérlegi komponensek értékeit hasonlítottam össze. A délnyugati területre 274 mm-rel nagyobb evapotranszpirációt kapunk, mint az északkeleti vízgyűjtőre. Ennek az a magyarázata, hogy a délnyugati részen nagyobb arányban van a szántóföld területe (19. melléklet). A szántóföldek esetén a Napból érkező rövid hullámhosszú elektromágneses sugárzás nagyobb arányban éri el a földfelszínt, mint az erdőterületeken, ahol a lombkorona árnyékoló hatása érvényesül. Ennek következményeként a szántóföldeken a talaj jobban felmelegszik, következésképpen a felszín gyorsan kiszárad. Az erdő lombkoronája gátolja a sugárzás lejutását talajfelszínre, ezáltal a hőmérsékletet lényegesen csökkenti, a talaj közelében kialakuló avarréteg pedig további hőpufferelő hatással bír. Az erdő lombkoronaszintje alatt az átlaghőmérséklet ezért alacsonyabb, a légmozgás gyenge, a páratartalom magasabb (Kovács, B. 2018). Agyagos területeken megnövekedhet az evapotranszpiráció mivel a kisebb pórustérfogat és a duzzadó agyagásványok hatására a beszivárgás sebessége alacsony, így a víz a felszín közelében felhalmozódik, a felszíni lefolyás mértéke (614 mm) és a lefolyástalan területek párolgása (886 mm) megnő. Az északi területen az erdők nagyobb arányban vannak jelen, így a táj kisebb mértékben melegszik fel, ezáltal csökken a párolgás (Báder, 2021). Az északkeleti részen lévő homokos talaj nagy befolyással van felszíni és felszín közeli vízforgalomra.

24. táblázat. A Berettyó teljes és a két részvízgyűjtőjére szimulált vízmérlegi komponensek összehasonlítása

Paraméterek [mm]	Berettyó részvízgyűjtő			
	Teljes vízgyűjtő	ÉK-i rész	DNy-i rész	$\Delta\text{ÉK}$ és $\Delta\text{DNy}$ közötti átlag
Csapadék	435	435	435	435
Evapotranszpiráció (ET)	-744	-612	-886	-749
Felszíni kifolyás	-601	-593	-614	-604
Lombkorona vízkészlet	0	0	0	0
Hókészlet	0	0	0	0
Felszíni lefolyás a csatornába	-14	-1,6	-26	-14
Felszíni vízkészlet	53	7	103	55
Telítetlen zóna vízkészlet	-91	-47	-131	-89
Telített zóna vízkészlet	-130	-125	-137	-131
Felszín közeli áramlás a csatornába	-45	-23	-70	-47
Felszín közeli áramlás a csatornából	2	0	6	3
Talajvíz beáramlás	758	534	984	759
Talajvíz kiáramlás	-9	-6	-13	-10
Beszivárgás (ET beszámítva)	231	298	153	226
Elszivárgás (ET beszámítva)	-1048	-781	-1314	-1048
Vízmérlegi helyzet	-386	-432	-349	-391

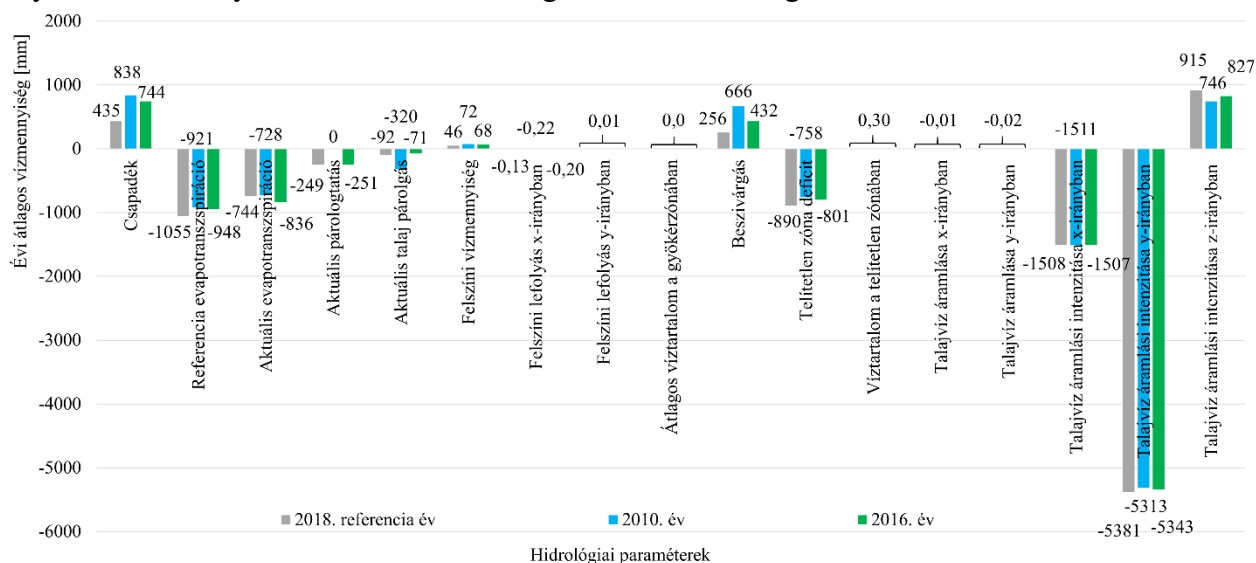
A délnyugati részvízgyűjtőben a felszíni alatti (telítetlen és telített zóna) vízkészlete kisebb, mint az északkeleti részre szimulált értékek. Ennek feltételezhetően a táj fokozottabb felmelegedése állhat a háttérben, amelynek hatására a felszín alatti víz az evapotranszpiráción révén intenzívebb mértékben hagyja el a rendszert. A 24. táblázatból megfigyelhető, hogy a részvízgyűjtők eredményeinek átlaga reprezentálja a teljes vízgyűjtőre vonatkozó értéket, ami a modell alkalmazhatóságát támasztja alá, egyben előre elörevetíti annak kiterjesztheségét a szomszédos vízgyűjtők vizsgálatára is. A vízmérlegi helyzetek alapján az északkeleti részt jelentősebb (432 mm) vízhiány sújtja, aminek egyik oka, hogy a Nyírség izolált geomorfológiája miatt minimális a felszín alatti vízkészletek külső vízgyűjtőkből történő pótlódása. A délnyugati területen a vízmérlegi mutató 349 mm-es vízhiányt jelez, ami jelentős evapotranszpirációra és felszín alatti kifolyásra utalhat, ugyanakkor a talajvíz beáramlás nem elegendő arra, hogy a hidrológiai rezsím vízmérlegét kompenzálja.

#### 7.2.8. A vízmérlegi komponensek alakulása szélsőséges csapadékviszonyok esetén

Ebben a fejezetben a hidrológiai paraméterek és a vízmérlegi komponensek alakulását vizsgáltam a közelmúlt két kifejezetten csapadékos időszakának (2010, 2016) szimulált értékei alapján. A modellek beállítása során a 2018-as év csapadék idősorát a 2010-es, illetve a 2016-os év adataival helyettesítettem, miközben minden további, a referencia szimulációra vonatkozó paraméter értékét változtatlanul hagytam (36. ábra). Az eredmények alapján megállapítható, hogy a több csapadék nem jelenti azt, hogy lényegesen megnő az evapotranszpiráció. Az evapotranszpiráció mértékét ugyanis a csapadék mellett befolyásolja a hőmérséklet, a vegetáció, a talaj telítettsége és a talaj vízgazdálkodási tulajdonságai, stb. Annak ellenére, hogy 2010-ben több volt a csapadék (838 mm), viszont a tényleges (aktuális) evapotranszpirációja 109 mm-rel kevesebb, mint 2016-ban (837 mm-es csapadék). Bőséges csapadék hatására több a beszivárgás, csökken a telítetlen zóna deficitje, főleg a vízgyűjtő északkeleti részében, ahol a jó víznyelő képességű homokos talajok dominálnak. A gyökérszónában annyira kicsik az értékek, hogy a kerekítés során zérussal lettek egyenértékűek, a telítetlen zónában elenyésző (0,3 mm) a víztartalom. Ezt azzal magyarázhatjuk,

hogy a csapadékos eseményekből származó víztömeg általában nem jutott le a gyökérzónáig, illetve a telítetlen zónáig, hanem a felső talajrétegekben átmenetileg raktározódik, majd az evapotranszspiráción keresztül elhagyja a vízrendszert. Ez egybevág a Dong-ér kisvízgyűjtőn végzett korábbi kutatásom (lásd. 7.1.5. fejezet) tapasztalataival és egy másik kutatás (Kozák, 2020a) eredményeivel.

A Berettyó részvízgyűjtőt délnyugaton gyenge és szélsőségesen gyenge vízvezető-képességű agyagos vályog, agyag és vályog talajok alkotják, ahol a felszín beszivárgási tulajdonságai rosszabbak, mint a terület északkeleti részén. Ennek megfelelően a területen emelkedik a felszíni lefolyás a csapadékos események során. Tehát a 2010. évben a felszíni vízmennyiség 72 mm, 2016-ban 68 mm. Az x-irányú felszíni lefolyás a csapadékos időszakban emelkedik, miközben y-irányú felszíni lefolyásban viszont nincs szignifikáns különbség.



36. ábra. A 2010-es és a 2016-os csapadékos évek illetve a 2018-as referencia év szimulált hidrológiai paramétereinek összehasonlítása a Berettyó részvízgyűjtőn

Az összehasonlító 25. táblázat szereplő adatok alapján a 2018-as évben az evapotranszspiráció révén a csapadékhhoz képest 309 mm-rel több vízmennyiség hagyja el a vízrendszert, 2010-ben 97 mm-rel kevesebb az evapotranszspiráció mennyisége, mint a lehulló csapadék, míg 2016-ban az evapotranszspiráció 188 mm-rel több. Az eredményekkel szoros kapcsolatot mutatnak a vizsgált évek középhőmérsékleteivel és a Pálfai-féle aszályindex értékeivel. 2018-ban az átlagos középhőmérséklet magasabb, mint a 2010 és 2016 években (7. ábra). A Pálfai-féle aszályindex (mértékegysége °C/100 mm) 2018-ban (7,15) több, mint kétszerese a 2010-es (3,12) és 2016-os (3,16) értékeknek (9. ábra). Az evapotranszspiráció tehát szoros kapcsolatban áll a csapadékkal, hőmérséklettel és kapcsolatban van a Pálfai-féle aszályindex-szel (18. melléklet).

A csapadékos időszakban a felszíni hidrológiai komponensek nagyobb mértékben változnak, mint a felszíni alatti áramlások. A nagyobb csapadékok hatására a felszíni vízkészlet a referencia időszakra jellemző 53 mm-ről 2010-ben 114 mm-re, míg 2016-ban 74 mm-re emelkedett (25. táblázat). Az emelkedés főleg a terület délnyugati részén figyelhető meg, ami egybeesik a gyenge és szélsőségesen gyenge vízvezető-képességű agyagos talajok előfordulásával.

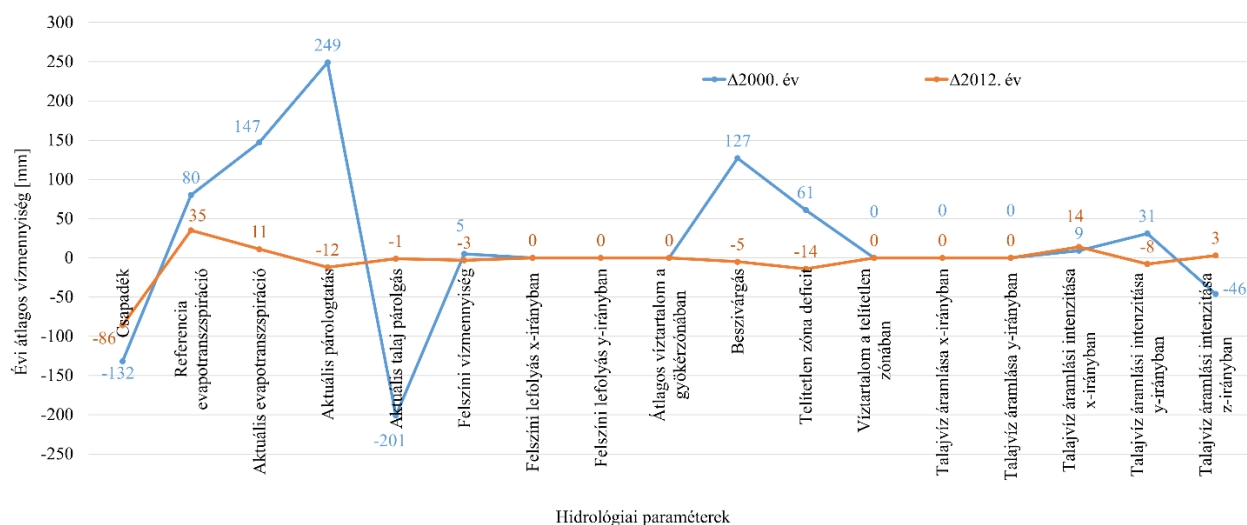
25. táblázat. A csapadékos évek (2010 és 2016) szimulált értékeinek összehasonlítása a referencia év vízmérlegi komponenseivel a Berettyó részvízgyűjtőjén

Komponensek [mm]	2018. év	2010. év	2016. év	$\Delta 2010$	$\Delta 2016$
Csapadék	435	825	649	390	214
Evapotranszspiráció	-744	-728	-837	16	-93
Felszíni kifolyás	-601	-633	-629	-32	-28
Lombkorona vízkészlet	0	0	0	0	0
Hókészlet	0	0	0	0	0
Felszíni lefolyás a csatornába	-14	-25	-32	-11	-18
Felszíni vízkészlet	53	114	74	61	21
Telítetlen zóna vízkészlet	-91	38	-37	129	54
Telített zóna vízkészlet	-130	-20	-101	110	29
Felszín közeli áramlás a csatornába	-45	-69	-71	-24	-26
Felszín közeli áramlás a csatornából	2	3	1	1	-1
Talajvíz beáramlás	758	753	754	-5	-4
Talajvíz kiáramlás	-9	-13	-12	-4	-3
Beszivárgás (ET beszámítva)	231	465	299	234	68
Elszivárgás (ET beszámítva)	-1048	-1159	-1073	-111	-25
Vízmérlegi helyzet	-386	245	-241	631	145

A telítetlen zóna vízkészletére 2018-hoz (-91 mm) viszonyítva 2010-ben (38 mm) és 2016-ban (-37 mm) egyaránt magasabb értékeket kapunk. Hasonló tendenciák mutatkoznak a telített zóna vízkészletére is. Ezek az értékek az adott éven belül felhalmozott vízmennyiségek. Azonban az említett alacsony szivárgási tényezők miatt a beszivárgás lassabb folyamat, és az előző évi csapadék nagy hatással lehet a vizsgált évben a telítetlen- és telített zóna vízkészletére. A telítetlen zóna vízkészlete gravitáció hatására lefelé mozogva becsatlakozik a telített zónában lezajló talajvízáramlásba. A telített zóna vízkészletét a magasabb külső területekről beáramló vizek folyamatosan táplálják. Elemzéseim alapján a szomszédos vízgyűjtők felől/felé történő talajvíz be- és kiáramlás viszonylag stabil a vizsgált években. Megállapítható, hogy a vizsgált területen a talajvíz beáramlás összetevő lassabban reagál a szélsőséges csapadékváltozásokra. A 2010. évi bőséges csapadék következtében víztöbblet (245 mm) jelentkezett a rendszer vízmérlegében. Ez mindegy 670 millió m<sup>3</sup> vízmennyiséget jelent.

#### 7.2.9. A vízmérlegi komponensek alakulása szokatlanul száraz csapadékviszonyok esetén

A következő fejezetben ismertetem két szokatlanul száraz év (2000 és 2012) meteorológiai viszonyainak hatásait a Berettyó vízgyűjtő hidrológiai paramétereinek és vízmérlegi komponenseinek alakulására. Elemzéseimhez összehasonlítási alapul szintén a 2018-as referencia szimulációt tekintettem.



37. ábra. A szokatlanul száraz időszakok (2000 és 2012) hidrológiai komponenseinek alakulása a referenciaértékekhez (x-tengelyhez) viszonyítva a Berettyó részvízgyűjtőn

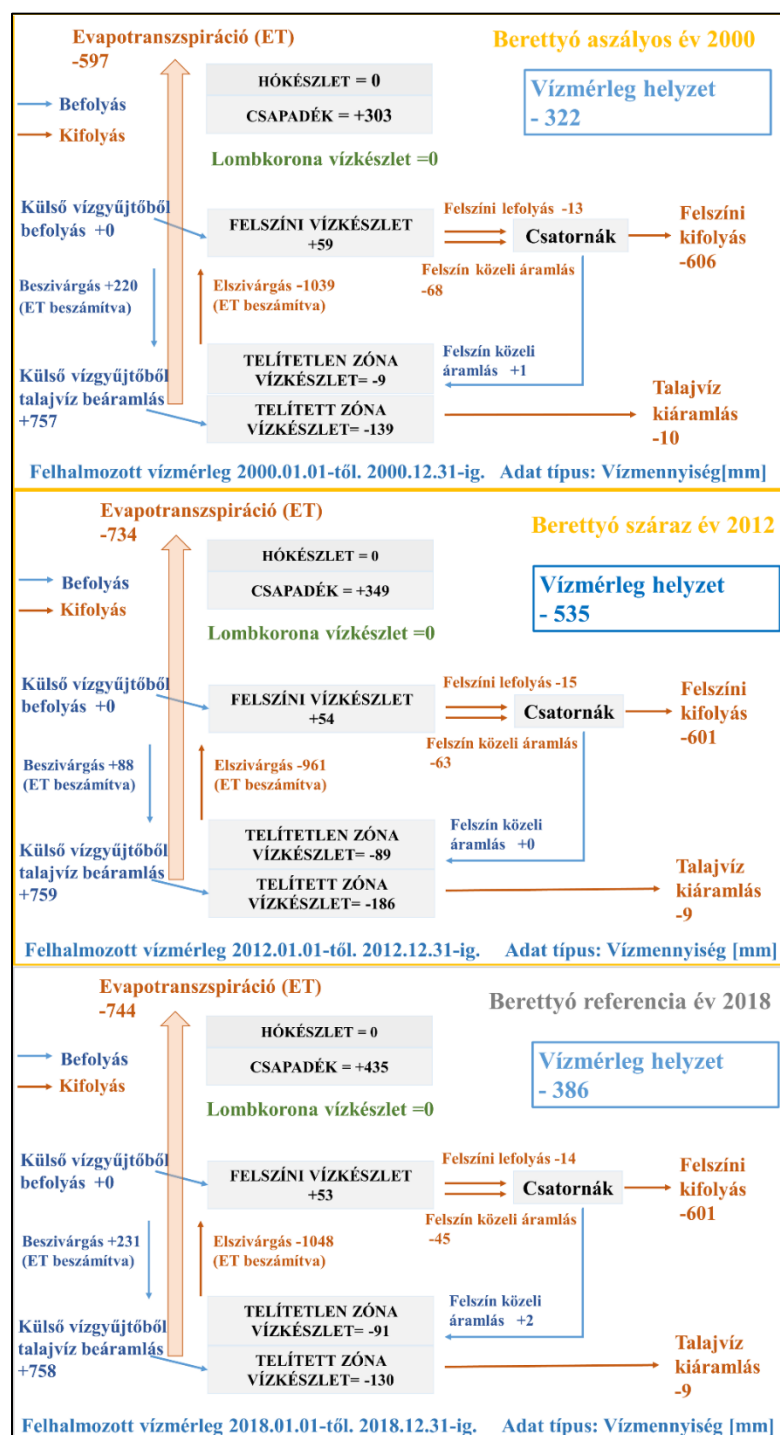
A 37. ábrán a két aszályos év hidrológiai paramétereinek összehasonlítása látható a 2018-as referencia év értékeivel. A 2000-es évben szélsőséges változásokat láthatunk. Jelentős eltéréseket láthatunk az evapotranszspiráció, a beszivárgás, a telítetlen zóna deficit értékeiben és talajvíz y- és z-irányú áramlási intenzitásának alakulásában. A 2000-ben a talajvíz z-irányú áramlási intenzitása 869 mm, ami 46 mm-rel kisebb a referencia évhez képest. A szokatlanul kismértékű talajvíz-csökkenés oka a nagy meteorológiai aszály ellenére az, hogy a megelőző 1998–1999-es időszak jelentős csapadéka és alacsonyabb évi középhőmérséklete hatására a talajvízzel telítődött, illetve a párologtatás elsősorban a feltalajból történhetett, kevésbé megterhelve a talajvizet. A 2012-es év egy extrém száraz 2011-et követett, így a kiszáradt feltalaj nem tudta pufferelni a száraz hidrometeorológiai viszonyok talajvízre gyakorolt hatását<sup>27</sup>.

A vízmérlegi aspektusból az összehasonlító 38. ábrán szereplő adatok alapján a felszín alatti (telítetlen és telített zóna vízkészletek) vízkészletek nagyobb mértékben változnak, mint a felszíni vízkészletek tekintetében. Ennek az lehet az oka, hogy az adott évben a párologtatás révén jelentős vízmennyiség hagyja el a vízrendszert. Emellett folyamatos a külső vízgyűjtőből a talajvíz táplálás. Feltételezhető, hogy evaporáción révén a 2012-es évben intenzívebb az evapotranszspiráció (734 mm), mint a 2000-es évben (597 mm). A csatornába befolyó felszín közeli áramlások lényeges változásokon mentek át. A száraz éghajlati viszonyok hatására ez a komponens 45 mm-ről (2018) 63–68 mm-ig (2000 és 2012) emelkedett, ez főleg a terület délnyugati részét érintette, ahol gyenge és szélsőségesen gyenge vízvezető-képességű, jó víztartó talajok vannak, és a víz nem tud elszivárogni. Az eredmények alapján látható, hogy a szélsőségesen száraz éghajlati viszonyok ellenére is a külső vízgyűjtőből a talajvíz beáramlás mennyisége eléggé stabilnak mondható.

A fent említett kicsiny szivárgási tényezők – főleg a délnyugati részen – miatt a telítetlen zónaig a beszivárgás nagyon lassú folyamat, az előző évi csapadék nagy hatással lehet a vizsgált évben a telítetlen és telített zóna vízkészletére. A két vizsgált évet figyelembe véve a külső vízgyűjtőből a talajvíz be- és kiáramlás változásának mértéke elhanyagolható, így megállapítható, hogy a két vízmérlegi összetevő lassabban reagál az éven belüli szélsőséges csapadék-változásokra. A vízrendszer ki-, belépő, illetve a vízgyűjtőn belüli vízkészletek előjeles összeadásával azt kapjuk, hogy a 2000 aszályos és a 2012 száraz évben a vízmérlegi helyzet -322 mm és -535 mm. Ez hozzávetőlegesen kb. 880–1470 millió m<sup>3</sup> deficitet eredményez.

<sup>27</sup> <https://masfelfok.hu/2021/09/08/melegebb-osz-klimavaltozas-magyarorszag-levelhullas/>





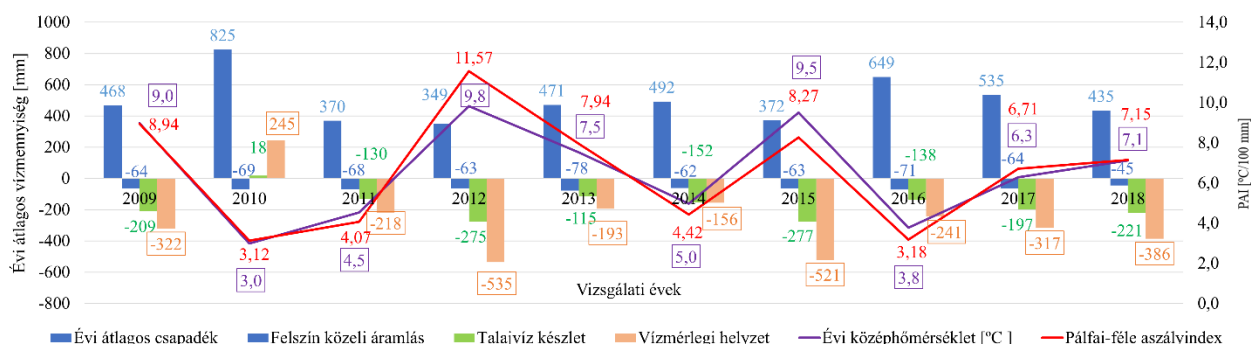
38. ábra. A 2000. aszályos-, a 2012. száraz-, és a 2018. referencia év vízmérlegi eredményeinek összehasonlítása

#### 7.2.10. A hidrológiai jellemzők és a Pálfai-féle aszályindex kapcsolata a Berettyó részvízgyűjtőn 2009 és 2018 között

A vizsgált Berettyó részvízgyűjtőn kapcsolatot kerestem egy tíz éves időszak alapján a hidrológiai jellemzők és a hazai gyakorlatban használt Pálfai-féle aszályindex között. Ennek célja az volt, hogy a viszonylag egyszerűbb adatokkal dolgozó aszályindex mennyire alkalmas a klimatikus hatásokra bekövetkező vízkészlet-változások hozzávetőleges becslésére. Ehhez a 2009 és 2018 közötti időszak minden egyes évre lefuttattam a MIKE modellt oly módon, hogy a 2018-



as referencia-év csapadék- és hőmérséklet idősorait az egyes vizsgált évek csapadék és hőmérséklet adataival helyettesítettem, miközben minden más paraméter változatlan maradt (39. ábra).



39. ábra. Egy egymást követő 10 év néhány meteorológiai jellemzőjének és a Pálfai-féle aszályindex kapcsolata a Berettyó részvízgyűjtőn (2009–2018)

A 39. ábra alapján megfigyelhető, hogy a Pálfai-féle aszályindex és a hőmérséklet szoros kapcsolatban van, annak ellenére, hogy az index csak a szűk félév hőmérsékletével számol (amelyek a párolgást leginkább meghatározzák). Emellett az is látszik, hogy a csapadékkal való kapcsolata esetleges, hiszen azonos évi csapadékhhoz nagyon különböző indexértékek párosulhatnak. Ebben nem csak annak van szerepe, hogy csapadékokban csak egy szűkebb időszak (10 hónap súlyozott) értékeivel számol az index, hanem főként az, hogy nem tudja figyelembe venni a módszer a talajban korábban tárolt vízkészletét. Korábban bemutatott vizsgálataink során éppen ennek a korábbi időszaknak a szerepére hívtuk fel a figyelmet a vízkészletek összetevőinek változása kapcsán. Jól megfigyelhető, hogy a Berettyó részvízgyűjtő esetében a csapadéknak és (a módosított indexben levő) talajvíznek kevesebb befolyásoltsága van az aszályindex-re, mint a hőmérsékleti paraméternek. A változó aszályindex ellenére a felszíni közeli áramlások változnak (45-71 mm között mozog). A korábbi fejezetekben megállapítottam, hogy a lokális talajvíz készletet, illetve a vízgyűjtő vízmérleget leginkább a külső, magasabb területeken lévő vízgyűjtő felszíni beáramlás és a talajvíz készlete táplálja. Ez a talajvíz mennyiség meghatározó szerepet tölti be a Berettyó részvízgyűjtő vízmérlegében is.

Kutatásaim alapján megállapítható, hogy jelen formájában a Pálfai-féle aszályindex nem alkalmas a vízkészletek változásának egyszerűbb becslésére. (Kutatásaimban nem vizsgáltam annak lehetőségét, hogy a csapadék esetében egy hosszabb megelőző időszak figyelembevételével mennyivel javult volna a kapcsolat a vízkészlet változás és az index között.)

#### 7.2.11. Hőmérséklet-emelkedések hatására megváltozó vízmérlegek szimulációja

Magyarországon a jelenlegi hőmérséklet-emelkedés meghaladja az ipari forradalom előtti időszakhoz viszonyított globális átlagot. A Párizsi megállapodás globális célként tűzte ki, hogy a globális hőmérsékletnövekedés ne haladja meg +1,5°C-ot, az IPCC a következő időszak éghajlati forgatókönyveiben viszont realisan számol akár +2,9°C-os hőmérséklet-emelkedést is a század végére<sup>28</sup>. Mivel az előző fejezetekben láttuk, hogy a meteorológia paraméterek közül a folyamatosan növekvő hőmérséklet van legnagyobb hatással egy kistáj vízforgalmára, így több különböző hőmérsékletre szimulációt készítettem (26. táblázat) vizsgálva ezek hatását a hidrológiai körforgás elemeire. Az elemzés során a referencia szimulációhoz (12,4°C az évi középhőmérséklet) viszonyított +0,3°C, +0,5°C, +0,7°C és +1,5°C-os hőmérséklet-emelkedés

<sup>28</sup> <https://masfelfok.hu/2021/02/01/honnan-tudjuk-hogy-mik-a-felmelegedes-hatarai-az-eghajlati-rendszer-erzekenysegerol/>

hatására valószínűsíthető változásokat határoztam meg. Az eredmények alapján valószínűsíthető az evapotranszspiráció jellegű mutatók (referencia-, aktuális evapotranszspiráció, aktuális párolgás, aktuális talajpárolgás) értékeinek növekedése a hőmérséklet emelkedésével (közel lineáris kapcsolat). A felszínen lévő vízmennyiség (felszíni vízmennyiség) a hőmérséklet-emelkedéssel fordított arányosan – növekvő párolgással – csökken.

26. táblázat. Az 2018-as alap szimulációhoz viszonyított +0,3°C-os, +0,5°C-os, +0,7°C-os és +1,5°C-os hőmérséklet-emelkedés hatása a hidrológiai paraméterekre a Berettyó részvízgyűjtőjén

Évi átlagos vízmennyiség [mm]	2018	+0,3°C	+0,5°C	+0,7°C	+1,5°C
Csapadék	435	435	435	435	435
Referencia evapotranszspiráció	-1055	-1077	-1092	-1108	-1172
Aktuális evapotranszspiráció	-744	-752	-758	-764	-785
Aktuális párolgotatás	-249	-252	-253	-257	-264
Aktuális talaj párolgás	-92	-95	-96	-99	-106
Felszíni vízmennyiség	46	46	45	45	43
Felszíni lefolyás x-irányban	-0,13	-0,13	-0,13	-0,13	-0,12
Felszíni lefolyás y-irányban	0,02	0,02	0,02	0,02	0,02
Átlagos víztartalom a gyökérzónában	0	0	0	0	0
Beszivárgás	256	255	253	253	253
Telítetlen zóna deficit	-890	-893	-895	-898	-907
Víztartalom a telítetlen zónában	0,27	0,26	0,26	0,26	0,26
Talajvíz áramlása x-irányban	-0,01	-0,01	-0,01	-0,01	-0,01
Talajvíz áramlása y-irányban	-0,02	-0,02	-0,02	-0,02	-0,02
Talajvíz áramlási intenzitása x-irányban	-1508	-1516	-1517	-1517	-1518
Talajvíz áramlási intenzitása y-irányban	-5381	-5401	-5404	-5405	-5414
Talajvíz áramlási intenzitása z-irányban	915	920	923	924	931

Az x- és y-irányú felszíni lefolyásra, a gyökérzóna átlagos víztartalmára, illetve a telítetlen zónában a víztartalmára kapott szimulált változások mind az öt forgatókönyv esetében elhanyagolhatóak. A hőmérséklet emelkedések hatására a beszivárgás mértékében feltételezhetően csökkenést prognosztizálhatunk, ezáltal a talaj deficitje nő, azaz a telítetlen zóna szárazabbá válik. A talajvíz x- és y-irányú áramlásainak értékei nem mutatnak konkrét kapcsolatot a hőmérséklet-emelkedéssel. Azonban az z-irányú talajvíz áramlási intenzitás változásai egyenes arányosságot mutatkoznak a hőmérséklet emelkedéssel. A talajvíz mennyisége nagyban függ az előző években lehullott, beszivárgott és elszivárgott vízmennyiségtől (lásd. 8. ábra, ahol a 2016 és 2017 évnek magasabb a csapadéka), ahogy a dolgozat korábbi részeiben bemutattam. Ezek tükrözhetik a Kárpát-medence vízmozgásainak jellegzetességét.

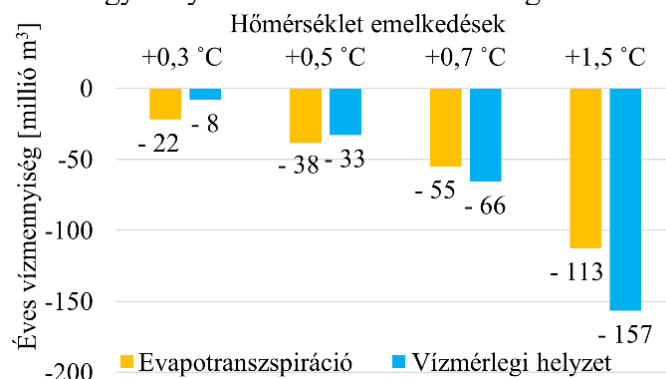
A 27. táblázatban a Berettyó részvízgyűjtő vízmérlegi komponenseinek értékeit láthatók. A +0,3°C-, +0,5°C-, +0,7°C-, ill. a +1,5°C-os hőmérséklet-emelkedés hatására az evapotranszspiráción keresztül közel 752 mm, 758 mm, 764 mm, illetve 785 mm vízmennyiség hagyja el a rendszert, miközben csökkennek a felszíni és felszíni alatti vízkészletek. Meglepő, hogy a felszíni- és a telítetlen zóna vízkészletei csak kis mértékben csökkennek a referencia értékhez képest, feltehetően a párolgás és a növényzet párolgotatás közel azonos mértékűek (a teljes értékéhez viszonyítva). A telített zóna vízkészlete sorban -3, -6, -8, illetve -16 mm-rel csökken, miközben a külső vízgyűjtőből a talajvíz beáramlás és a talajvíz kiáramlás komponensek értékei alig változnak. A felszín alatti vízkészletek csökkenésben szerepet játszik az elszivárgás és a beszivárgás közötti különbség is. A hőmérséklet-emelkedés hatására a felszíni kifolyás nagyobb mennyiségben hagyja el a rendszert, mint a talajvíz kiáramlás. Eszerint megállapítható, hogy a

talajvíz a hegyek felől az alacsonyabban fekvő alföldi területek felé áramlik és a mélyedéseket (folyó medreket, deflációs mélyedéseket) tölti fel. A legtöbb talajvízből táplált vízmennyiséget a folyók tovább szállítják, és ezúton elhagyja a rendszert. A vízmérlegi helyzet komponens változik a legnagyobb mértékben. Ennek oka az evapotranszspiráció intenzívebb növekedése (27. táblázat). Összességben elmondható, hogy a +0,3°C-os, +0,5°C-os, +0,7°C-os, illetve +1,5°C-os hőmérséklet-emelkedés hatására sorban 389 mm, 398 mm, 410 mm, és 443 mm-es vízhiánnyal kell szembenéznünk, ami a teljes vízgyűjtő területére vonatkozóan összesen közel 1-1,2 milliárd m<sup>3</sup> vízmennyiséget jelent.

27. táblázat. A Berettyó részvízgyűjtő vízmérlegi komponenseinek alakulása a vizsgált hőmérsékleti scenáriók esetében a referencia-modellhez képest

Paraméter [mm]	2018	+0,3°C	+0,5°C	+0,7°C	+1,5°C	Δ+0,3°C	Δ+0,5°C	Δ+0,7°C	Δ+1,5°C
Csapadék	435	435	435	435	435	0	0	0	0
Evapotranszspiráció (ET)	-744	-752	-758	-764	-785	-8	-14	-20	-41
Felszíni kifolyás	-601	-618	-621	-622	-619	-17	-20	-21	-18
Lombkorona vízkészlet	0	0	0	0	0	0	0	0	0
Hókészlet	0	0	0	0	0	0	0	0	0
Felszíni lefolyás a csatornába	-14	-8	-7	-7	-6	6	7	7	8
Felszíni vízkészlet	53	52	52	51	50	-1	-1	-2	-3
Telítetlen zóna vízkészlet	-91	-102	-103	-104	-112	-11	-12	-13	-21
Telített zóna vízkészlet	-130	-133	-136	-138	-146	-3	-6	-8	-16
Felszín közeli áramlás a csatornába	-45	-13	-13	-13	-12	32	32	32	33
Felszín közeli áramlás a csatornából	2	4	4	4	4	2	2	2	2
Talajvíz beáramlás	758	756	758	757	757	-2	0	-1	-1
Talajvíz kiáramlás	-9	-10	-9	-9	-9	-1	0	0	0
Beszivárgás (ET beszámítva)	231	126	123	119	106	-105	-108	-112	-125
Elszivárgás (ET beszámítva)	-1048	-997	-997	-995	-990	51	51	53	58
Vízmérlegi helyzet	-386	-389	-398	-410	-443	-3	-12	-24	-57

A 40. ábrában látható az evapotranszspiráció- és a vízmérleg változás mértéke a hőmérséklet emelkedések hatására. A feltüntetett értékeket a referencia év evapotranszspiráció- és a vízmérleg értékéhez viszonyítottam. A hőmérsékletek emelkedések következtében az evapotranszspirációban és a vízmérlegben lineáris változások tapasztalhatók. Ezek adatok alapján erősödik az a megállapítás, hogy az evapotranszspiráció nagy súllyal van a rendszer vízmérlegére.



40. ábra. Az evapotranszspiráció- és a vízmérlegváltozás mértéke a hőmérséklet emelkedések következtében a 2018-as referencia évhez viszonyítva a Berettyó részvízgyűjtőn

## 8. ÖSSZEGZÉS

A klímaváltozás következményei jelentős változásokat eredményeznek az élet szinte minden területén. Az éghajlatváltozás jelenlegi megnyilvánulásai, így a növekvő globális átlag hőmérséklet, a nyári időszak hőhullámai, a szélsőségesebb csapadékeloszlás súlyos gondot jelenthetnek a vízerőforrások területén, és jelentős kihívást jelentenek a vízgazdálkodási célok megvalósítása során. Az egyre szűkösebb vízkészletek megőrzése érdekében az Európai Unió Víz Keretirányelve számos javaslatot fogalmaz meg. Többek között nagy hangsúlyt kap a vízmérlegek számítása, kidolgozása, a vízháztartás jelenlegi helyzetének meghatározása, és ezek alapján a hatékony vízfelhasználás elősegítése. Magyarország harmadik Vízyűjtő-gazdálkodási Terve a klímakockázat értékelésére és a vízkészletek csökkenésére szolgáló adaptációs intézkedéseket taglaló moduljai közül elsőként az érzékenységi vizsgálat modul került említésre. Disszertációmban ezekre a javaslatokra, intézkedésekre hivatkozva részletesen megvizsgáltam az Alföld két kisvízyűjtő vízmérlegét a jövőben várható klimatikus hatások függvényében. Emellett célul tűztam ki, hogy egyfajta támpontot nyújtsak a vízügyi ágazat részére a szükséges, illetve az elégséges mennyiségű adatsűrűség kijelölésével. Mint kutatásaim rámutattak, az eltérő területi adatsűrűség lényeges eltéréseket eredményez a szimulált vízháztartási mutatókra.

Az éghajlatváltozás egyre kiszámíthatatlanabb jövőbeli hatásainak értékeléséhez fontos a környezeti tényezők múltbeli alakulásának különböző szempontok szerinti vizsgálata. Az így megszerzett tapasztalatok alapján a káros és visszafordíthatatlan környezeti vagy hidrológiai beavatkozások kockázata csökkenthető.

Kutatásom első szakaszában *15 olyan hidrológiai modellt értékeltem*, amelyek széles körben elérhetőek a szakmai közösség számára. Ezek előnyeit, hátrányait, magyarországi alkalmazhatóságát megvizsgálva kutatásomban a MIKE SHE integrált hidrológiai modellt választottam, annak sokoldalúsága és a felhasználói igények szerinti további fejleszthetősége miatt.

A MIKE SHE modell a hidrológiai körforgás legtöbb folyamatát képes hatékonyan szimulálni. A modell egyik legelőnyösebb funkciója a felszíni és felszín alatti folyamatok közötti kapcsolat leírása. Értékelésem szerint a MIKE SHE modell a „perspektívák” teljes skáláját kínálja olyan értelemben, hogy képes hozzájárulni a vízháztartás pontosabb elemzéséhez, értékeléséhez és meghatározásához. A MIKE SHE vízmérlegi moduljával a jelen dolgozatban csak a természeti vízmérleget számoltam. A vízigény–vízszolgáltatás vízmérleg együttes szimulációjával összekombinálva egy úgynevezett integrált vízmérleget eredményezhet, ami nem csak a természeti, hanem a gazdasági és társadalmi aspektusból is hasznos lehet egy sok komponensű modellezési munkafolyamat során. A modell további fejlesztési lehetőségei között szerepel az evapotranszspiráció pontosabb térbeli számítása a multispektrális műholdas adatok (SEBAL, MODIS-ET) és monitoring adatok együttes felhasználásával, valamint a vegetáció távérzékelésen alapuló fenológiai jellemzőinek pontosabb meghatározása (levélfelületi index, gyökérmélység, interceptió). További feladat felszíni lefolyás pontosabb szimulációja érdekében a Manning szám térbeli eloszlású értékeinek és a telített zóna geológiai rétegeinek részletesebb meghatározása, amennyiben megfelelő adatok állnak rendelkezésre. A MIKE SHE hátránya, hogy nagyon sok bemeneti adatot igényel, továbbá a telítetlen áramlást csak függőlegesen, egydimenziós módon képes szimulálni. Ezt a vizsgált két kisvízyűjtő esetében elegendőnek tekintettem, de a Berettyó északkeleti meredekebb részein okozhat pontatlanságokat.

A MIKE SHE modell egyik fontos modulja a MIKE Hydro River hidrodinamikai modell. A felépített MIKE Hydro River átfogó és dinamikus hidrodinamikai modellel több vizsgálati lehetőség nyílik, többek között a mederben lezajló hidraulikai folyamatok szimulációja, a

szennyező anyagok áramlásának vizsgálata, a hordalék szállítási folyamatok leírása, az árvízi szimulációk és előrejelzés. Csapadék–lefolyás modullal elvégezhető a víztestekbe történő áramlás szimulációja. Emellett számos MIKE modell együttes kombinációja (MIKE+, MIKE21, MIKE SHE, FEFLOW) integráltabb, átfogóbb vizsgálatokat enged elvégezni.

Kutatásaimat két alföldi, de természeti adottságaikban különböző mintaterületen (Dong-ér kisvízgyűjtő, a Berettyó vízgyűjtő magyarországi területe) végeztem. Céлом az volt, hogy egy későbbi országos értékelés megvalósítása érdekében megvizsgáljam a MIKE SHE modell alkalmazhatóságát a klímaváltozás várható hatásainak a vízkészletekre és annak összetevőire. Az egyes következmények nagyságrendjének modellezésével hozzájárulhatunk a gyakorlati vízgazdálkodási és klímaadaptációs feladatok hatékony tervezéséhez, megvalósításához. Emellett fontos feladatnak tekintettem, a vizsgálatok területi kiterjeszthetősége érdekében megvizsgálni, milyen lehetőség áll rendelkezésre a széleskörű adathalmazt igénylő modell bemeneti adatainak racionalizálására (csökkentésére), illetve a csökkenő adatmennyiség következményeit az eredmények pontosságára.

Eredményeim két csoportba sorolhatók. Egyrészt a módszertani fejlesztéseket és szimulációs forgatókönyveket készítettem, majd ezekre alapozva földtudományi, vízmérlegi és hidrológiai értékeléseket végeztem.

Legfontosabb módszertani és szimulációs eredményeim:

1. Miután kisvízgyűjtőink zöme jelentős adathiánnyal küzd, ott nem vagy nagyon nehezen kalibrálhatók, illetve validálhatók a hidrológiai modellek. A Dong-ér kisvízgyűjtőre vonatkozó vizsgálataim során a Tobler első törvényére építve és a hidrológiai analógia logikáját követve a Fehértó–majsai kisvízgyűjtő szatymazi mérőállomásán mért felszíni adatokból kiindulva – az általam kidolgozott csapadék–lefolyás (MIKE NAM) és a hidrodinamikai (MIKE Hydro River) modellek összedolgozásával – megbízható (kettős kalibrálással) felszíni vízhozam adatokat generáltam. *A kifejlesztett eljárást hatékonyan alkalmaztam adathiányos területek vízgyűjtőszintű modelljeinek felépítése során, lehetővé téve ezáltal a hidrológiai körforgás elemzését és szélesebb spektrumú értékelését.*
2. A MIKE Hydro River hidrodinamikai modell alkalmazásával meghatároztam a vizsgált kisvízgyűjtők vízhozamadatait, majd ezt összehasonlítottam a hagyományos, statisztikai alapú vízkészlet-gazdálkodási vízmérlegek kiszámolt eredményeivel. *Az összehasonlításra vonatkozóan megállapítottam, hogy a mért-, és a MIKE NAM csapadék–lefolyás modell által generált felszíni adatokra kalibrált MIKE Hydro River hidrodinamikai modell képes a valósághoz közeli hidrodinamikát generálni. Rávilágítottam, hogy a statisztikai módon kiszámított eredményt tekinthetjük egy olyan referencia értéknek, amelyhez a vízgazdálkodási modell kalibrálható.* Mindazonáltal a modellek eredményei is kiegészíthetik a statisztikai módszerrel számított eredményeket – még az adathiányok ellenére is.
3. A MIKE SHE integrált hidrológiai modellezéssel az *one-at-time* érzékenységi vizsgálatot végeztem. *Megállapítottam, hogy a MIKE SHE modell térbeli és időbeli léptékű rugalmas szimulációs keretrendszerével az one-at-time eljárás hátránya javítható, miközben az előnyei megtarthatóak.* Ezzel egy egyszerű, ám hatékony integrált érzékenység-vizsgálati módszert kaptam. Az integrált hidrológiai modellezéssel kombinált *one-at-time* érzékenységi vizsgálatot *integrált one-at-time* (iOAT) módszertannak nevezem.
4. Tapasztalataim szerint hazánkban eddig végzett hidrológiai vizsgálatokban általában kevesebb figyelem irányult a részletesebb talajtani adatgyűjtésre. Összehasonlítottam egymással az egyenletes és a részletes térbeli eloszlású talajjellemzőkkel felépített modellek szimuláció eredményeit. *A Dong-ér kisvízgyűjtőn végzett különböző*

*részletességű talajjellemzőkkel felépített modellek eredménye és a két kisvízgyűjtőn végzett szélsőséges csapadék évek vizsgálata alapján megállapítottam, hogy a homokos talajokon a szélsőséges csapadék események és a felszíni lefolyás, felszíni vízkészlet között nem mutatható ki szoros kapcsolat. A csapadék leginkább eső formában gyorsan a talaj felső rétegébe szivárog, és egy ideig itt raktározódik. A Berettyó részvízgyűjtő délnyugati részén lévő gyengébb víznyelőképeségű talajok esetén a felszíni lefolyás és a szélsőséges csapadék események között viszont szoros korreláció mutatkozik. A területi vizsgálatok alapján rámutattam, hogy a feltalaj adottságainak fontos szerepe van a felszíni lefolyásban, de a talaj mélyebben lévő részeinek összetétele, típusa nagyban befolyásolja a telítetlen- és telített zóna vízáramlásait egyaránt. A kapott eredmények alapján a részletesebb talajjellemzőkkel felépített modelleket hatékonyabbnak tartom.*

5. Kutatásom során a modell területi adatsűrűsége valószínűsítését először különböző felbontású digitális domborzatmodellek (10, 20 m) felhasználásával végeztem el. A különböző felbontásokkal végzett vízmérleg-számítások eredményei alapján a 20 m felbontású digitális domborzati modellel futtatott szimulációban minimális növekedést mutatkozik a referencia evapotranszspiráció, az aktuális párologtatás, illetve csökkenést a beszivárgás, a telítetlen zóna deficitje, és a talajvíz különböző áramlási intenzitások értékekben. Ennek oka a kisebb felbontású cellák egyenletesebb lefolyást biztosítanak, és a modell figyelmen kívül hagyja a kisebb méretű felszíni vizeket, a kisebb mélyedésekben vagy a kisvízfolyásokban lévő vizeket. Megállapítható, hogy az eltérő részletességű domborzatmodellek alkalmazása nem befolyásolhatja érdemi mértékben a vizsgált vízgyűjtő evapotranszspirációját, a telítetlen zóna vízkészletét, a talajvíz kiáramlást, a felszín közeli áramlásra a csatornából komponenset. Azonban a vízmérlegi aspektusból a Berettyó részvízgyűjtőre felépített MIKE SHE modell a két felbontású DDM-mel szimulált vízmérleg különbsége 69 mm, ami a vízgyűjtő egészére közel 190 millió m<sup>3</sup>-nek felel meg. Következésképpen megállapítottam, hogy az eltérő részletességű domborzatmodellek alkalmazása érdemi mértékben befolyásolhatja a vizsgált vízgyűjtő vízmérlegére becsült értékeket, így jelentős kockázati tényezőnek tekinthető a helyes környezeti beavatkozások szakmai alapú értékelése során. (Tapasztalataim alapján a domborzatmodell felbontás növelésével olyan mértékben emelkedett a modell tárterület- és számításigénye, hogy az 5 m felbontású topográfiai adattal már az általam vizsgált méretű kisvízgyűjtők is csak nagy teljesítményű számítógéppel modellezhetők, ezért jelen dolgozat során ettől el kellett tekintenem).
6. A kutatások átfogó területi kiterjeszthesége érdekében értékeltem a modell érzékenységét a vízfolyások keresztshelvényeinek sűrűsége (0,5 km-es és 1 km-es sűrűséggel) alapján. A modell építése során az egymástól nagyobb távolságra elhelyezkedő keresztshelvények interpolációval mesterségesen „besűrűsíthetők”. Az interpoláció a természetes meder-keresztshelvények esetében biztosan nem a valóságot fogja tükrözni, azonban a szabvány szerint kialakított medrek esetében az interpolációval közelíthetjük a meder-keresztshelvények valóságos geometriáját (például a Berettyó keresztshelvénye). A hidrológiai és vízmérlegi aspektusból arra a következtetésre jutottam, hogy a méretezett meder-geometriával, illetve a 0,5 és 1 km keresztshelvény sűrűséggel futtatott hidrológiai és vízmérlegi szimulációk eredményei között nem tapasztalható érdemi változás (a teljes értékhez viszonyítva), ami – a költséghatékonyságot figyelembe véve – nem feltétlenül támasztja alá a részletesebb keresztshelvény-felmérések felhasználásának igényét. Ugyanakkor a természetes medrű vízfolyások esetében – például a Dong-ér-főcsatorna – minél ritkábbak a felmérések, valószínűleg annál bizonytalanabbak a bemenő adatok, ami lényegesen csökkenti a szimuláció pontosságát. A valósághűbb szimulációs eredményekre



való törekvés érdekében *a természet által kialakított medrekben javaslom a minél részletesebb – amennyiben rendelkezésre állnak az erőforrások – keresztshelvény-sűrűséggel a modell beállítást.*

A Berettyó részvízgyűjtő eltérő adottságú részeinek vizsgálat eredményei alapján rámutattam, hogy a délnyugati szántóföldeken a kisebb pórustérfogatú agyagos talaj és a duzzadó agyagásványok hatására a földfelszín jobban felmelegszik, következésképpen fokozottabban növekszik az evapotranszpiráció – 274 mm-rel több –, mint az erdőterületeken, ahol a lombkorona árnyékoló hatása érvényesül. Az északkeleti, homokos részt jelentősebb vízhiány (432 mm) sújtja, aminek egyik oka, hogy a Nyírség izolált geomorfológiája miatt minimális a felszín alatti vízkészletek külső vízgyűjtőkből történő pótlódása. *A délnyugati területen a vízmérlegi mutató 349 mm-es vízhiányt jelez, ami jelentős evapotranszpirációra és felszín alatti kifolyásra utalhat, ugyanakkor a talajvíz beáramlás nem elegendő arra, hogy a hidrológiai rezsím vízmérlegét kompenzálja.*

7. A szimulációk eredményei alapján *az Alföld két vizsgált kisvízgyűjtőjének vízmérlegében a magasabban fekvő, külső vízgyűjtőkről származó talajvíz beáramlás, a felszíni vízkiváramlás, az evapotranszpiráció és a csapadék események a leginkább meghatározók.* Valószínűsíthető, hogy a Kárpát-medencében lévő többi vízgyűjtő vízmérlegét is ez a négy komponens határozza meg, amennyiben a domborzati és a hidrogeológiai adottságok hasonlóak. A vizsgálatok eredménye alapján megállapítható, hogy az Alföldön a kisvízgyűjtők vízmérlegéből a legnagyobb kiadási tényező az evapotranszpiráció.
8. A kutatásaim alapján megállapítottam, hogy a vizsgált két kisvízgyűjtőn *a vízkészletek jövőbeli változásai leginkább a hőmérséklettől függenek.* Ezért több hőmérsékleti szcenárióra is modelleztem azok várható hatásait a területek várható hidrológiai paramétereire és vízmérlegi komponenseire. Az eredmények alapján prognosztizálható, hogy a Dong-ér kisvízgyűjtőn +1,5°C-os hőmérséklet-emelkedés hatására súlyosabb vízhiány fog kialakulni, mint amit 2000-ben a rendkívüli aszály következtében megfigyelhettünk. Hasonló hőmérséklet emelkedés esetén a Berettyó részvízgyűjtőn kisebb mértékű vízhiánnyal számolhatunk a 2012. évhez képest, de nagyobb deficit jelentkezik, mint a 2000. évben tapasztalt (körülbelül 13%-kal csökkenhet a terület vízkészlete, ami körülbelül 80 millió m<sup>3</sup> vízmennyiséggel egyenértékű). A hőmérséklet emelkedések hatására a vízmérlegben lineáris jellegű változás tapasztalható. *A vízmérlegi komponensek +1,5°C hőmérséklet-emelkedésre való érzékenysége csökkenő sorrendben a következő: a beszivárgás, a vízmérleg változás, felszín alatti víztárolás, a felszíni lefolyás és a párolgás.*
9. Kutatásaim fontos gyakorlati jelentősége, hogy kistáji szinten megbecsülhetővé tettem a várható klímaváltozás következményeként kialakuló vízhiány mértékét és összetevőit. Ez alapján megállapítottam, hogy ha a szárazodási folyamatodik, a már most is *helyenként tapasztalható vízhiányt (annak mértéke miatt) nem lesz elegendő lokális vízpótlásokkal kiegészíteni.* Kutatásaim eredményei arra utalnak, hogy *a Pálfi-féle aszályindex nem alkalmas a vízkészletek változásának egyszerűsített becslésére.* Ennek oka, hogy a Pálfi indexben kiemelt szerepe van a csapadék éven belüli eloszlásának, ugyanakkor nem tudja figyelembe venni a felszín alatti vízmozgások szerepét.

A klímaváltozásra visszavezethető kedvezőtlen vízkészlet-csökkenést a helyben képződő csapadékok hatékonyabb visszatartásával (beszivárgás és a talajok víztartókéességének növelésével, a lefolyás és az evapotranszpiráció csökkentésével) javíthatjuk, de figyelmet kell fordítanunk a felszín alatti vízkészlet mozgásokra is.

## 9. SUMMARY

The consequences of climate change have led to significant changes in all aspects of life. The current manifestations of climate change are less rainfall and high summer temperatures, which cause a severe problem of scarce water resources and pose a significant threat to achieving water management goals. To conserve water resources, the European Union's Water Framework Directive proposes several provisions, including the calculation and development of water balances, the determination of the current state of water management, and water efficiency accordingly. In the River Basin Management Plan number 3 of Hungary, the first of the modules of adaptation provisions for climate risk assessment and mitigation is the sensitivity analysis module. With reference to this module in my dissertation, I examined in detail the water balance of two study areas as a function of the expected future climatic effects. In addition, to extend the spatiality of my research later, I conducted studies on the effect of different spatial data densities on the results of model simulations.

To assess the increasingly unpredictable future effects of climate change, it is important to look into the past evolution of environmental factors from different perspectives. Afterwards, these experiences can be used to reduce the risk of damaging and irreversible environmental or hydrological interventions.

In the first phase of my research, I *evaluated 15 hydrological models* widely available to the research community. In my dissertation, I described some models only briefly, others in more detail through concrete examples, so potential users can decide for themselves which model corresponds to their field of study, their simulation needs, their modelling task, and especially the effects of more unpredictable climate changes in the future. I have chosen the MIKE SHE integrated hydrological model for my research due to its versatility and potential for further development according to the user's needs. Additionally, it is anticipated that the assessment of the models will offer valuable insights to prospective users and streamline the process of selecting the most suitable model for a specific study area.

The MIKE SHE model can also simulate most processes in the hydrological cycle, its more advantageous function being the ability to describe the relationship between surface and subsurface processes. I assess that the MIKE SHE model offers a full range of “*perspectives*” to help users accurately analyse, evaluate, and define water management from detailed to general. With the MIKE SHE water balance module, the current dissertation only considers the natural water balance; combining the demand - water supply water balance, we can get a so-called integrated water balance, which can be useful not only from the natural but also from the economic and social aspects. Additional enhancements may include the refinement of spatial evapotranspiration calculations through the integration of multispectral satellite (SEBAL, MODIS-ET) and monitoring data, as well as the improvements to the accuracy of determination of phenological vegetation parameters based on remote sensing techniques, particularly related to leaf area index, root depth, and interception. Further challenge is to properly determine the spatial distribution of the Manning's number (M) and to more accurately determine the geological layers of the saturated zone, if relevant data are available. MIKE SHE also has its drawbacks due to the fact that it requires a large amount of various input data and can only simulate unsaturated flow in a vertical, one-dimensional manner. Consequently, the model is sufficient for the two small catchments I have studied but may cause discrepancies in the steeper, northeastern area of the Berettyó catchment.

An essential module of the MIKE SHE model is the MIKE Hydro River hydrodynamic model. The built-in MIKE Hydro River's comprehensive and dynamic hydrodynamic model offers several research options, including river hydraulic simulation, water quality analysis, description of sediment transport processes, flood simulations, and forecasting. The rainfall-runoff module can

be used to estimate the impact on the water bodies. In addition, several models (MIKE +, MIKE21, MIKE SHE, FEFLOW) can be combined for more integrated, comprehensive investigations.

The research was carried out in two distinct sample areas, namely the Dong-ér catchment and the Hungarian portion of the Berettyó catchment, both located in the Hungarian lowlands. These areas exhibit contrasting environmental characteristics. The objective of this study was to assess the suitability of the MIKE SHE model for predicting the effects of climate change on water resources and their hydrological components. The ultimate goal was to utilize this model in a forthcoming national assessment. By quantifying the magnitude of each consequence, the findings can assist in the strategic development and execution of tangible water management initiatives. Another crucial objective was to examine the possibility of streamlining the input data of the model, with the aim of minimizing it, and assess the impact on the precision of the outcomes in order to extend the studies to a wider area.

My results can be divided into two groups. On the one hand, I made methodological developments and ran different simulation scenarios; on the other hand, based on the results, I assessed the earth science, water balance and hydrological processes.

My most important methodological and simulation results:

1. Since the majority of our small watersheds suffer from a significant lack of data, it is difficult to calibrate or validate hydrological models there. During my investigations on the Dong-ér small watershed, based on Tobler's first law and following the logic of the hydrological analogy – by working together the rainfall-runoff (MIKE NAM) and hydrodynamic (MIKE Hydro River) models developed by me – I generated reliable surface water yield data (with double calibration) starting from the surface data measured at the Szatymaz measuring station of the Fehértó-majsa's small watershed. *The developed procedure was effectively applied during the construction of watershed-level models of data-deficient areas*, thereby enabling the analysis and broader spectrum assessment of the hydrological cycle.
2. Using the MIKE Hydro River hydrodynamic model, I determined the water yield data of the examined small watersheds, and then I compared the traditional water balance made from the actual measured data with statistical and hydrological calculations with the model results of the rainfall-runoff (MIKE NAM) and hydrodynamic (MIKE Hydro River) models. *Regarding the comparison, I found that the MIKE Hydro River hydrodynamic model calibrated to the measured and surface data generated by the MIKE NAM rainfall-runoff model is capable of generating hydrodynamics close to reality. I highlighted that the statistically calculated result can be considered a reference value to which the water management model can be calibrated.* Nevertheless, the results of the models can complement the results calculated by the statistical method despite the data gaps.
3. I performed the one-at-time sensitivity test with MIKE SHE integrated hydrological modelling. I found that *with the flexible simulation framework of the MIKE SHE model on a spatial and temporal scale, the disadvantages of the one-at-time methodology can be overcome while maintaining its advantages.* Consequently, a simple but efficient comprehensive, integrated sensitivity test method can be obtained. I call the *one-at-time* sensitivity study combined with integrated hydrological modelling *the integrated one-at-time (iOAT) methodology*.
4. According to my experience, in the hydrological studies carried out so far in our country, less attention has generally been paid to detailed soil data collection. I compared the simulation results of the models built with uniform and detailed spatially distributed soil

characteristics. Based on the results of the models constructed with different detailed soil characteristics carried out in the Dong-ér small watershed and the examination of years of extreme precipitation in the two small watersheds, I found that no close relationship can be established between extreme precipitation events on sandy soils and surface runoff and surface water resources, because precipitation, mostly in the form of rain, quickly seeps into the upper layer of the soil and is stored there for a while. *On the other hand, in the case of soils with a weaker water absorption capacity in the southwestern part of the Berettyó sub-catchment, there is a close correlation between surface runoff and extreme precipitation events.* Based on field studies, I concluded that the properties of the topsoil play an important role in the surface runoff, but the composition and type of the deeper parts of the soil greatly influence the water flows in both the unsaturated and saturated zones. *Based on the results obtained, I consider models built with more detailed soil characteristics to be more effective.*

5. In my research, where I examined the sensitivity of the model to spatial data density, I simulated the sensitivity of the resolution of the digital terrain model built into the MIKE SHE integrated hydrological model with resolutions of 10 m and 20 m. My results show that the topography built with the 20 m resolution digital topography model causes a significant increase in evapotranspiration, current evaporation, but a significant decrease in soil evaporation and infiltration. This is due to the fact that the higher resolution cells produce a smoother runoff, but the model disregards smaller water surfaces, such as water that is collected in small depressions or small watercourses. Based on the conducted analysis, it can be inferred that elevation models featuring varying degrees of resolution is unlikely to exert a substantial impact on the evapotranspiration rates, the water resources of the unsaturated zone, the groundwater discharge, and the near-surface flow from the channel component within the catchment area under assessment. However, from the water balance perspective, as I ran the MIKE SHE model built for the Berettyó sub-basin with the two different resolution DDMs, the difference in simulated water balance is 69 mm, which corresponds to nearly 190 million m<sup>3</sup> for the whole basin. Consequently, selection of elevation models with varying resolution can have a substantial effect on the water balance predictions of the investigated catchment, thus turning into a significant risk factor in the professional assessment of correct environmental interventions. From my own experience, using 5 m resolution topographic data increased the storage and computational requirements of the model to the point where even small catchments of the size I studied can only be modelled with a high performance computer, so I had to forego this in this research).
6. To ensure the comprehensive spatial coverage of the research, the sensitivity of the model was assessed based on the density of stream cross-sections (0.5 km and 1 km density). During model construction, cross-sections that are more distant from each other can be artificially "densified" by interpolation. The interpolation will certainly not reflect the reality for natural river cross-sections, but for river channels constructed according to standards, interpolation can be used to approximate the real geometry of the cross-sections (e.g. the Beretty cross-section). From the hydrological and hydrographic aspect, I concluded that there is no significant change (compared to the overall value) between the results of hydrological and hydrographic simulations run with the standardised geometry of the river basin and the 0.5 and 1 km cross-section density, which, considering the cost-effectiveness, does not necessarily support the need to use more detailed cross-sectional surveys. However, in the case of natural-bed watercourses such as the Dong-ér main channel, the less frequent the surveys, the more uncertain the input data actually are, which significantly reduces the accuracy of the simulation. In order to achieve more realistic simulation results

in natural basins, I recommend setting the model with as detailed a cross-sectional density as feasible, given the availability of resources.

The simulation results of the differently endowed parts of the Berettyó sub-catchment demonstrated that in the south-western arable fields, the smaller pore volume of the clayey soil and the swelling clay deposits increase the warming of the land surface, resulting in the evapotranspiration that exceeds the simulated values for forest areas with canopy shading by 274 mm. The isolated geomorphology of the Nyírség region results in minimal recharge of groundwater resources from external catchments, which contributes to a greater water deficit (432 mm) in the region's northeastern sandy portion. In the south-western region, the water balance component indicates a deficit of 349 millimeters, which may reflect the effects of the significant evapotranspiration and groundwater runoff, as groundwater inflow is insufficient to compensate for the hydrological regime's water balance.

7. Simulations also reveal that groundwater inflow from higher-lying external catchments, surface runoff, evapotranspiration, and precipitation events are the most significant factors affecting the water balance of the two small studied catchments. The water balance of the other catchments in the Carpathian Basin will most probably also be determined by these four factors, assuming that their topography and hydrogeology are comparable. The results indicate that evapotranspiration is the main driver in the water balance of small catchments in the Great Plains.
8. According to my research, future changes in water resources in the two small river basins under investigation depend primarily on temperature. Thus, I have modeled the predicted effects of various temperature scenarios on the hydrological parameters and hydrographic components of the catchments. The results indicate that a temperature increase of +1.5 C in the Dong River catchment will result in a more severe water shortage than observed in 2011 and 2012. A similar temperature increase in the Berettyó sub-basin will result in a smaller deficit than in 2012, but a larger deficit than in 2000 (approximately a 13% reduction in the area's water resources, equivalent to approximately 80 million m<sup>3</sup> of water). The expected effect of temperature changes on the water balance is linear. In decreasing order, the water balance components most susceptible to a +1.5 C temperature increase are infiltration, water balance change, groundwater storage, surface runoff, and evaporation.
9. The practical significance of the current research is that it estimates both the extent and the components of water scarcity at a small-scale level as a consequence of projected climate change scenarios. The results indicate that if the increasing occurrence of drought periods continues, the negative effects of the water scarcity that can be already experienced in specific areas (due to its magnitude) will not be sufficiently alleviated by local hydrological recharge. The results of the current research suggest that the Pálfai drought index can not properly estimate the change in water resources, even as an oversimplified method. The reason for such unsuitability of the Pálfai index is that it emphasises the intra-annual distribution of the precipitation, but fail to consider the role of subsurface water inflows and outflows.

Adverse water stress due to climate change can be ameliorated by more efficient retention of locally generated precipitation (infiltration and increasing soil water holding capacity, reducing runoff and evapotranspiration), but attention must also be paid to groundwater resource movements.

## KÖSZÖNETNYILVÁNÍTÁS

Mindenekelőtt és ezúton is szeretnék megköszönetet mondani témavezetőmnek, Prof. Dr. Rakonczai Jánosnak, aki lehetőséget adott kutatásomra, és mindvégig nagyon sok motivációt, támogatást, útmutatást és hasznos tanácsokat nyújtott. Köszönöm, hogy az elmúlt évek során a beszélgetésekből nagyon sok hasznos, életrevaló bölcsességeket is tanulhattam.

Szeretném megköszönni Dr. Kozák Péter hasznos tanácsait, területi információit és a segítő támogatást.

Kiemelten köszönöm Dr. Fehér Zsolt Zoltán jó barátomnak, korábbi doktorandusz társamnak a dolgozat készítésben nyújtott sokrétű szakmai segítségét, a közös gondolkodást.

Ezúton szeretném megköszönni a DHI Magyarország Kft.-nek, hogy biztosították számomra a hozzáférést a MIKE SHE modellezési környezethez.

Köszönöm az ATIVIZIG-nek és a VIZITERV Environ Nonprofit Kft.-nek a dolgozatban felhasznált adatokhoz való hozzáférést.

Köszönetemet fejezem ki a Szegedi Tudományegyetem Geoinformatika, Természet- és Környezetföldrajz Tanszéknek, Földtudományok Doktori Iskolának, hogy lehetőséget biztosított a kutatásom megvalósításához, és valamennyi doktorandusz társaimnak – közülük Dr. Túri Norbertet kiemelve – az évek során nyújtott segítségükért.

Hálás köszönettel tartozom a szüleimnek, Tran Quang Hai-nak és Nguyen Thi Thuy Hoa-nak, akik mindent megtették, hogy biztosítsanak számomra a biztos háttérrel az életemhez és a tanulmányaimhoz. Köszönöm szépen a folyamatos biztatásokat, az értékes tanácsokat apósomnak, Duong Xuan Duc-nak.

Köszönöm szépen a feleségemnek, Duong Thi Van Nga-nak a feláldozott gondoskodást, türelmet, bizalmat és minden segítséget, amit az évek során kaptam. Köszönöm a drága kislányomnak, Tran Bao Ngan-nak, aki a mosolyával szebbé és erőteljesebbé tette a napjaimat.



## IRODALOMJEGYZÉK

Abbott, M. B., Cunge, J. A. 1982: Engineering Applications of Computational Hydraulics, Vol. I. Pitman Advanced Publ. Program, London.

Abraham, T. M., Vaddapally, M., Satyam, N., Pradhan, B. 2023: Spatio-temporal landslide forecasting using process-based and data-driven approaches: A case study from Western Ghats, India, CATENA, Volume 223. 106948. ISSN 0341-8162. <https://doi.org/10.1016/j.catena.2023.106948>.

AGRATér 2015: Magyarország legfontosabb szántóföldi növényeinek sérülékenysége a klímaváltozás hatására (EEA-C12-12). <http://agrater.hu/wp-content/uploads/AGRATeR-serulekenyseg-elemzes-szantofoldi-novenyek.pdf>.

Al Gore, 2006: An Inconvenient Truth – Kellemetlen igazság. 327 oldal.

Allen, R. G., Pereira, L. S., Raes, D., Smith, M. 1998: Crop evapotranspiration – guidelines for computing crop water requirements. FAO Irrigation and drainage paper 56. Food and Agriculture Organization, Rome. <http://www.fao.org/3/x0490e/x0490e00.htm>.

Asadusjjaman, S., Farnaz, A. 2014: Investigation of Water Balance at Catchment Scale using MIKE-SHE. International Journal of Engineering And Computer Science. 3. 8882–8887.

Aquanty. 2015: HydroGeoSphere User Manual. Waterloo, Ontario. 435 oldal.

Aune-Lundberg, L., Geir-Harald, S. 2020: The content and accuracy of the CORINE Land Cover dataset for Norway. International Journal of Applied Earth Observation and Geoinformation 96. 1–10. DOI: [10.1016/j.jag.2020.102266](https://doi.org/10.1016/j.jag.2020.102266).

Avilés, A., Palacios, K., Pacheco, J., Jiménez S., Darío Zhiña, D., Delgado, O. 2020: Sensitivity exploration of water balance in scenarios of future changes: a case study in an Andean regulated river basin. Theoretical and Applied Climatology 141, 921–934. <https://doi.org/10.1007/s00704-020-03219-y>.

Árvai M., Kern Z., Hatvani I. G., Grynaeus A., Ács T., Kalicz P., Kozma Zs., Pinke Zs. 2023: Az aszály hatása az Alföld tölgyállományainak sugárirányú növekedésére. XVIII. Kárpát-medencei Környezettudományi Konferencia. Szeged. <https://geosci.u-szeged.hu/download.php?docID=142436>.

Bahremnad, A., De Smedt, F. 2007: Distributed Hydrological Modeling and Sensitivity Analysis in Torysa Watershed, Slovakia. Water Resources Management 22, 393–408. DOI: [10.1007/s11269-007-9168-x](https://doi.org/10.1007/s11269-007-9168-x).

Bartholy J., Pongrácz R., (szerk.) 2013: Klímaváltozás. Írta: Barcza Z., Bartholy J., Bihari Z., Lakatos M., Mészáros R., Pieczka I., Pongrácz R., Práger T., Radics K.. Eötvös Loránd Tudományegyetem. <https://ttk.elte.hu/dstore/document/874/book.pdf>.

Báder L. 2021: A párolgás szerepe és a „táji hőszigetek” hatása az éghajlati energia- és vízmérlegre. Légekör 66. 16–21.

[https://epa.oszk.hu/03900/03956/00064/pdf/EPA03956\\_legkor\\_2021\\_3\\_16-21.pdf](https://epa.oszk.hu/03900/03956/00064/pdf/EPA03956_legkor_2021_3_16-21.pdf).

Berki I., Móricz N., Rasztovits E., Víg P. 2007: A bükk szárazságtolerancia határának meghatározása. In: Mátyás Cs., Víg P. (szerk.). Erdő és klíma. V. Sopron. 213–228.

Benavidez, R., Jackson, B., Maxwell, D., Paringit, E. 2016: Improving predictions of the effects of ex-treme events, land use, and climate change on the hydrology of watersheds in the Philippines. Pro-ceedings of the International Association of Hydrological Sciences 373. 147–151. DOI: [10.5194/piahs-373-147-2016](https://doi.org/10.5194/piahs-373-147-2016).

- Beven, K. J. 2001: How far can we go in distributed hydrological modelling? *Hydrology and Earth System Sciences* 5 (1). 1–12. <https://doi.org/10.5194/hess-5-1-2001>.
- Birkás M. 2011: A klímaváltozás hatása a növénytermesztési gyakorlatra. In: Rakonczai, J. (szerk.) *Környezeti változások és az Alföld. A Nagyalföldi Alapítvány kötetei* 7. Békéscsaba. 257–270.
- Bozorgy, B., Mirzaee, M., Pearce, V. 2012: Water balance modelling with climate change effects, Narramine Irrigation Scheme, Macquarie River, Australia. In: *Hydrology and Water Resources Symposium*. Barton, ACT: Engineers Australia. 1508–1515. <https://search.informit.org/doi/10.3316/informit.912186924085385>
- Chow, V. T. 1959: *Open Channel Hydraulics*. McGraw-Hill, New York.
- Chu, M. L., Knouft, J. H., Ghulam, A., Guzman, J. A., Pan, Z. 2013: Impacts of urbanization on river flow frequency: A controlled experimental modeling-based evaluation approach. *Journal of Hydrology* 495. 1–12. ISSN: 0022-1694. DOI: <https://doi.org/10.1016/j.jhydrol.2013.04.051>.
- Csete L. 2013: Az éghajlatváltozás várható hatásaira való felkészülés és az alkalmazkodás lehetőségei a magyar mezőgazdaságban. *NAS háttér tanulmány*. 62 oldal.
- Cunge J. A., Holly Jr. F. M., Verwey A. 1980: *Practical Aspects of Computational River Hydraulics*. Pitman, London.
- Davison, J. H., Hwang, H. T., Sudicky, E. A., Lin, J. C. 2015: Coupled atmospheric, land surface, and subsurface modeling: Exploring water and energy feedbacks in three-dimensions. *Advances in Water Resources* 86. 73–85.
- Devak, M., Dhanya, C. 2017: Sensitivity analysis of hydrological models: review and way forward. *Journal of Water and Climate Change* 8. 557–575. DOI: [10.2166/WCC.2017.149](https://doi.org/10.2166/WCC.2017.149).
- DHI, 2019a: MIKE SHE Volume 1: User Guide. [https://manuals.mikepoweredbydhi.help/2017/Water\\_Resources/MIKE\\_SHE\\_Printed\\_V1.pdf](https://manuals.mikepoweredbydhi.help/2017/Water_Resources/MIKE_SHE_Printed_V1.pdf).
- DHI, 2019b: MIKE SHE Volume 2: Reference Guide. [https://manuals.mikepoweredbydhi.help/2019/Water\\_Resources/MIKE\\_SHE\\_Printed\\_V2.pdf](https://manuals.mikepoweredbydhi.help/2019/Water_Resources/MIKE_SHE_Printed_V2.pdf).
- Dövényi Z. (szerk.) 2010: Magyarország kistájainak katasztere. MTA Földrajztudományi Kutatóintézet. Budapest. ISBN: 978-963-9545-29-8.
- Dunn, C., Baker, P., Fleming, M. 2016: Flood risk management with HEC-WAT and the FRA compute option. *E3S Web Conf. Volume 7, 3<sup>rd</sup> European Conference on Flood Risk Management (FLOODrisk 2016)*. DOI: <https://doi.org/10.1051/e3sconf/20160711006>.
- EEA. 2018: *Corine Land Cover 2018*. European Environmental Agency. <https://www.eea.europa.eu/data-and-maps/data/external/corine-land-cover-2018>.
- EEA. 2022: Drought impact on ecosystems in Europe. <https://www.eea.europa.eu/ims/drought-impact-on-ecosystems-in-europe>.
- Eryani, P. A. G., Jayantari, W. M., Wijaya, M. K. 2022: Sensitivity Analysis in Parameter Calibration of the WEAP Model for Integrated Water Resources Management in Unda Watershed. *Civil Engineering and Architecture* 10 (2). 455–469. DOI: [10.13189/cea.2022.100206](https://doi.org/10.13189/cea.2022.100206).
- Európai Bizottság. 2015: Guidance document on the application of water balances for supporting the implementation of the WFD. Technical Report 090. ISBN: 978-92-79-52021-1. DOI: [10.2779/352735](https://doi.org/10.2779/352735).
- Európai Bizottság. 2023: Drought in Europe. GDO Analytical Report. ISSN: 1831-9424. DOI: [10.2760/998985](https://doi.org/10.2760/998985).

Magyarország Kormánya 2021: Magyarország konvergencia programja 2021–2025. [https://commission.europa.eu/system/files/2021-05/2021-hungary-convergence-programme\\_hu.pdf](https://commission.europa.eu/system/files/2021-05/2021-hungary-convergence-programme_hu.pdf).

Fakhrudin, M. H. S. 2015: Development of Flood Forecasting System for the Wangchhu River Basin in Bhutan. *Journal of Geography and Geology* 7(2). ISSN: 1916-9779. Published by Canadian Center of Science and Education. DOI: [10.5539/jgg.v7n2p70](https://doi.org/10.5539/jgg.v7n2p70).

Fatichi, S., Vivoni, E. R., Ogden, F. L., Ivanov, V. Y., Mirus, B., Gochis, D., Downer, C. W., Camporese, M., Davison, J. H., Ebel, B., Jones, N. M., Kim, J., Mascarom, G., Niswonger, R., Restrepo, P., Rigon, R., Shen, C., Sulis, M., Tarboton, D. 2016: An overview of current applications, challenges, and future trends in distributed process-based models in hydrology. *Journal of Hydrology* 537. 45–60. DOI: [10.1016/j.jhydrol.2016.03.026](https://doi.org/10.1016/j.jhydrol.2016.03.026)

Farsang A., Barta K., Bartus M., Négyesi G., Szatmári J. 2011: Szélsőséges időjárási jelenségek egyik lehetséges talajtani következménye az Alföldön: Defláció okozta tápanyag veszteség becslése csernozjom talajainkon. In: Rakonczai J. (szerk.) *Környezeti változások és az Alföld. A Nagyalföldi Alapítvány kötetei* 7. Békéscsaba. 271–282.

Farsang, A. 2014: The potential pedological effects of aridification due to climate change. In: Blanka, V., Ladányi, Zs. (eds.) *Drought and Water Management in South Hungary and Vojvodina*. University of Szeged. 117–126.

Farsang A., Csányi K. 2020: A mezőgazdasági eredetű porok off site hatásainak értékelése a klímaváltozás tükrében. In: Farsang A., Ladányi Zs., Mucsi L. (szerk.): *Klímaváltozás okozta kihívások – Globálístól lokálisig*. SZTE TTIK Földrajz és Földtudományi Intézet. *GeoLitera*. 179–190.

Farsang A. 2022: Mit visz a szél? Mezőgazdasági eredetű porok off site hatásai a klímaváltozás tükrében. In: Szigyártó I. L., Szikszai A. (szerk.): *XVII. Kárpát-medencei Környezettudományi Konferencia: konferenciakötet*. Kolozsvár, Románia. Ábel Kiadó. 17–19.

Fehér Z. Zs. 2019: A Dél-Alföld talajvíz idősorainak nagy léptékű, geostatistikai alapú modellezése. Két megközelítés nem folytonos monitoring adatok együttes térbeli és időbeli sztochasztikus szimulációjára. PhD disszertáció. Szegedi Tudományegyetem. DOI: <https://doi.org/10.14232/phd.10122>.

Fehér, Z. Zs., Rakonczai, J. 2019: Analysing the sensitivity of Hungarian landscapes based on climate change induced shallow groundwater fluctuation. *Hungarian Geographical Bulletin* 4. 355–372.

Feranec, J., Soukup, T., Hazeu, G., Jaffrain, G. (eds.) 2016: *European landscape dynamics. Corine land cover data*. CRC-Press. Boca Raton. 9–14. DOI: <https://doi.org/10.1201/9781315372860>.

Fetter, C. W. 1994: *Applied Hydrogeology*. 3rd Edition, Macmillan College Publishing Company, New York.

Fiala K., Barta K., Benyhe B., Fehérvári I., Lábdy J., Sipos Gy., Györffy L. 2018: Operatív aszály- és vízhiánykezelő monitoring rendszer. *Hidrológiai Közöny* 98 (3). [http://publicatio.bibl.u-szeged.hu/17598/1/Fiala\\_et\\_al2018HidrológiaiKozlony.pdf](http://publicatio.bibl.u-szeged.hu/17598/1/Fiala_et_al2018HidrológiaiKozlony.pdf).

Freeze, A. R., Harlan, L. R. 1969: Blueprint for a physically-based, digitally-simulated hydrologic response model. *Journal of Hydrology* 9 (3). 237–258. [https://doi.org/10.1016/0022-1694\(69\)90020-1](https://doi.org/10.1016/0022-1694(69)90020-1).

Fuladipana, M., Majediasl, M. (2012): Sensitivity Analysis of Movable Bed Roughness Formula in Sandy Rivers. *Journal of Civil Engineering and Urbanism* 2 (5). 187–190.

[https://www.academia.edu/30455837/Sensitivity\\_Analysis\\_of\\_Movable\\_Bed\\_Roughness\\_Formula\\_in\\_Sandy\\_Rivers](https://www.academia.edu/30455837/Sensitivity_Analysis_of_Movable_Bed_Roughness_Formula_in_Sandy_Rivers).

Gál, T., Skarbit, N., Molnár, G., Unger, J. 2021: Projections of the urban and intra-urban scale thermal effects of climate change in the 21st century for cities in the Carpathian Basin. *Hungarian Geographical Bulletin* 70 (1). 19–33.

Gebrehiwot, A. K., Haile, M. A., de Fraiture, S. M. C., Chukalla, D. A., Embaye, G. T. 2015: Optimizing Flood and Sediment Management of Spate Irrigation in Aba'ala Plains. *Water Resources Management* 29. 833–847. DOI: [10.1007/s11269-014-0846-1](https://doi.org/10.1007/s11269-014-0846-1).

van Genuchten, M. Th., Leij, J. F., Yates, R. S. 1991: The RETC Code for Quantifying the Hydraulic Functions of Unsaturated Soils. U.S. Salinity Laboratory U.S. Department of Agriculture, Agricultural Research Service Riverside, California. EPA/600/2-91/065.

Gou, J., Miao, C., Duan, Q., Tang, Q., Di, Z., Liao, W., Wu, J., Zhou, R. 2020: Sensitivity analysis-based automatic parameter calibration of the VIC model for streamflow simulations over China. *Water Resources Research* 56 (1). <https://doi.org/10.1029/2019WR025968>.

Graham, D. N., Butts, M. 2005: Flexible, integrated watershed modelling with MIKE SHE. In: Singh, V. P., Frevert, D. K. (eds.): *Watershed Models*. CRC Press. 245–272. DOI: [10.1201/9781420037432.ch10](https://doi.org/10.1201/9781420037432.ch10).

Grayson, R. B., Moore, I. D., McMahon, T. A. 1992: Physically-based hydrologic modeling. 2. Is the concept realistic? *Water Resources Research* 28. 2659–2666. <https://doi.org/10.1029/92WR01259>.

Gulyás Á., Kiss T. 2007: Városi élőhelyek és élőlények. In: Mezősi G. (szerk.): *Városökológia*. Szeged, Magyarország: JATEPress 119–147. [http://acta.bibl.u-szeged.hu/43751/1/ft\\_001\\_119-147.pdf](http://acta.bibl.u-szeged.hu/43751/1/ft_001_119-147.pdf).

Hamby, D. M. 1994: A review of techniques for parameter sensitivity analysis of environmental models. *Environmental Monitoring and Assessment* 32. 135–154. DOI: <https://doi.org/10.1007/BF00547132>.

Hegedüs, P. 2015: Villámárvizek peremfeltételeinek numerikus modellezése a Mecsek kisvízgyűjtőinek példáján. PhD disszertáció. Természettudományi Kar Földtudományok Doktori Iskola. Pécsi Tudományegyetem.

Heppner, S. C., Ran, Q., VanderKwaak, E. J., Loague, K. 2006: Adding sediment transport to the integrated hydrology model (InHM): Development and testing. *Advances in Water Resources* 29 (6). 930–943. DOI: <https://doi.org/10.1016/j.advwatres.2005.08.003>.

Heuvelmans, G., Garcio-Qujano, J. F., Muys, B., Feyen, J., Coppin, P. 2005: Modelling the water balance with SWAT as part of the land use impact evaluation in a life cycle study of CO<sub>2</sub> emission reduction scenarios. *Hydrology Process* 19 (3). 729–748. <https://doi.org/10.1002/hyp.5620>.

Höllermann, B., Diekkrüger, B., Giertz, S. 2010: Assessment of the current and future water balance of the Ouémé catchment (Benin) for an integrated water resource management by using the WEAP water planning model. *Geophysical Research Abstracts* 12. EGU2010-8934.

Hughes, D.J., Liu, J. 2008: MIKE SHE: Software for Integrated Surface Water/Ground Water Modeling. *Groundwater* 46 (6). 797-802. DOI: <https://doi.org/10.1111/j.1745-6584.2008.00500.x>.

Hétfa Kutatóintézet Kft. 2019: A fenntartható fejlődés és az államháztartás kölcsönhatásai, a vízgazdálkodás példáján. A Parlament Költségvetési Tanács megbízásából. [https://www.parlament.hu/documents/126660/1966013/KT\\_vizgazdalkodas\\_Hetfa\\_0927.pdf/39296266-d360-e432-08cd-ef097708f62c?t=1570191720529](https://www.parlament.hu/documents/126660/1966013/KT_vizgazdalkodas_Hetfa_0927.pdf/39296266-d360-e432-08cd-ef097708f62c?t=1570191720529).

Hoyk E., Farkas J., Kiss T. 2011: Vegetációváltozás-vizsgálatok szikes és homokos mintaterületen. In: Rakonczai J. (szerk.): Környezeti változások és az Alföld. A Nagyalföldi Alapítvány kötetei 7. Békéscsaba. 339–344.

Ibarra, S., Romero, R., Poulin, A., Glaus, M., Cervantes, E., Bravo, J., Pérez, R., Castillo, E. 2016: Sensitivity analysis in hydrological modelling for the Gulf of México. *Procedia Engineering* 154. 1152–1162. DOI: 10.1016/j.proeng.2016.07.531.

IPCC. 1990, 1995, 2001, 2007, 2014, 2022: Synthesis Reports.

IPCC. 2018: Global Warming of 1.5°C. Thematic Reports. <https://www.ipcc.ch/sr15/>.

IPCC. 2021: Climate Change 2021. The Physical Science Basis. Contribution of Working Group I to the Sixth Assessment Report of the Intergovernmental Panel on Climate Change [Masson-Delmotte, V., P. Zhai, A. Pirani, S.L. Connors, C. Péan, S. Berger, N. Caud, Y. Chen, L. Goldfarb, M. I. Gomis, M. Huang, K. Leitzell, E. Lonnoy, J. B. R. Matthews, T. K. Maycock, T. Waterfield, O. Yelekçi, R. Yu, B. Zhou (eds.)]. Cambridge University Press.

Ji, X., Shen, C., Riley, J. W. 2015: Temporal evolution of soil moisture statistical fractal and controls by soil texture and regional groundwater flow. *Advances in Water Resources* 86. 155–169. DOI: 10.1016/j.advwatres.2015.09.027

Juhász C., Pregun C. 2014: Hidrológiai modellek alkalmazása az agrár-környezetvédelemben nemzetközi és hazai tapasztalatok alapján. *Agrártudományi Közlemények* 60. 45–50.

Kandera, M., Výleta, R. 2020: Application of the water evaluation and planning (WEAP) model to quantitative water balance modelling in the Upper Hron River Basin (Slovakia). 6th World Multidisciplinary Earth Sciences Symposium. IOP Conf. Series: Earth and Environmental Science 609. 012055. DOI: [10.1088/1755-1315/609/1/012055](https://doi.org/10.1088/1755-1315/609/1/012055).

Kardos M. K., Koncsos L. 2018: Klímaváltozás és vízpótlás hatásainak vizsgálata a WaterRisk integrált hidrológiai modellel egy Duna–Tisza közti mintaterületen. *Hidrológiai Közöny* 98 (2). 36–47.

Keilholz, P., Disse, M., Halik Ü. 2015: Effects of Land Use and Climate Change on Groundwater and Ecosystems at the Middle Reaches of the Tarim River Using the MIKE SHE Integrated Hydrological Model. *MDPI, Water* 7 (6). 3040–3056. DOI: [10.3390/w7063040](https://doi.org/10.3390/w7063040).

Kirilov, L., Bournaski, E. 2019. Functionalities of WEAP software to water balance modelling. Conference Proceedings “Climate, atmosphere and water resources during climate change”. 73–79. ISSN: 2683-0558. [http://cawri-bas.eu/wp-content/uploads/2019/09/CAWR-2019\\_cor2-3.pdf](http://cawri-bas.eu/wp-content/uploads/2019/09/CAWR-2019_cor2-3.pdf).

Kohán, B. 2014: GIS-alapú vizsgálat a Duna–Tisza közti homokhátság szárazodásának témakörében. PhD disszertáció. Eötvös Loránd Tudományegyetem, Budapest. [http://teo.elte.hu/minosites/ertekezes2014/kohan\\_b.pdf](http://teo.elte.hu/minosites/ertekezes2014/kohan_b.pdf).

Kollet, S., Sulis, M., Maxwell, M. R., Paniconi, C., Putti, M., Bertoldi, G., Coon, T. E., Cordano, E., Endrizzi, S., Kikinzon, E., Mouche, E., Mügler, C., Park, J. Y., Refsgaard, C. J., Stisen, S., Sudicky, E. 2017: The integrated hydrologic model intercomparison project, IH-MIP2: A second set of benchmark results to diagnose integrated hydrology and feedbacks, *Water Resources Research* 53. 867–890. DOI: [10.1002/2016WR019191](https://doi.org/10.1002/2016WR019191).

Koncsos L., Jolánkai Zs., Kozma Zs. 2011: WaterRisk integrált vízkészletgazdálkodási modellrendszer egydimenziós hidrodinamikai almodelljének összehasonlító tesztelése a HEC-RAS modellel. *Hidrológiai Közöny* 91 (4). 50–56.

Kovács A. 2020: A mennyiségi igénybevételi határérték meghatározásának szempontjai és modellezési háttere. *Hidrológiai Közöny* 100 (2). 48–58 [http://www.hidrologia.hu/mht/letoltes/HK2020\\_2v6.pdf](http://www.hidrologia.hu/mht/letoltes/HK2020_2v6.pdf).



Kovács B. 2018: Az erdei mikroklíma vizsgálata gazdasági erdőkben. PhD disszertáció. Eötvös Loránd Tudományegyetem.

[https://edit.elte.hu/xmlui/bitstream/handle/10831/42968/KovacsBence\\_ertekezes\\_DOI.pdf](https://edit.elte.hu/xmlui/bitstream/handle/10831/42968/KovacsBence_ertekezes_DOI.pdf)

Kovács F. 2006: Tájváltozások értékelése geoinformatikai módszerekkel a Duna–Tisza közén különös tekintettel a szárazodás problémájára. PhD disszertáció. Szegedi Tudományegyetem. <https://doktori.bibl.u-szeged.hu/id/eprint/5224>.

Kovács S. 2007: A 2006. március-május havi árhullám levonulása a Közép-Tiszán. A Magyar Hidrológiai Társaság XXV. Vándorgyűlésének előadásai. [https://library.hungaricana.hu/hu/view/HidrologiaiVandorgyules\\_2007\\_25/?pg=124&layout=s](https://library.hungaricana.hu/hu/view/HidrologiaiVandorgyules_2007_25/?pg=124&layout=s).

Kozák P. 2011: Belvízi jelenségek az Alsó-tiszai vízgyűjtőkön az 1955–2012. közötti időszakban. Nagyalföld Alapítvány Kötetei 7. 127–136.

Kozák P. 2020a: Felszíni lefolyások változása a Duna–Tisza közti Homokhátság dél-keleti lejtőjén a klímaváltozás tükrében. In: Farsang A., Ladányi Zs., Mucsi L. (szerk.): Klímaváltozás okozta kihívások – Globálistól lokálisig. ISBN: 9789633067345. GeoLitera, 109–117.

Kozák P. 2020b: Az Alsó-Tisza vízgyűjtőjének vízgazdálkodási mérföldkövei az elmúlt 100 évben és kihívásai az elkövetkezendő 100 évre. Hidrológiai Közlemény 100 (3). 18–27. [http://www.hidrologia.hu/mht/letoltes/HK2020\\_03v3.pdf](http://www.hidrologia.hu/mht/letoltes/HK2020_03v3.pdf).

Kozma Zs. 2013: Belvízi szélsőségek kockázatalapú értékelésének és modellezési módszertanának fejlesztése. PhD disszertáció. Budapesti Műszaki és Gazdaságtudományi Egyetem, Budapest. <https://repozitorium.omikk.bme.hu/handle/10890/5576>.

Kökény A., Szabó A. 2019: Talajmegújító mezőgazdaság gyakorlata, hatása és jövője. [https://www.levego.hu/sites/default/files/Talajmeg%C3%BAj%C3%ADt%C3%B3\\_Mez%C5%91gazdas%C3%A1g-K%C3%B6k%C3%A9ny\\_Atila\\_TMMG.pdf](https://www.levego.hu/sites/default/files/Talajmeg%C3%BAj%C3%ADt%C3%B3_Mez%C5%91gazdas%C3%A1g-K%C3%B6k%C3%A9ny_Atila_TMMG.pdf).

Kuffour, B. N. O., Engdahl, N. B., Woodward, C. S., Condon, L. E., Kollet, S., Maxwell, M. R. 2019: Simulating Coupled Surface-Subsurface Flows with ParFlow v3.5.0: Capabilities, applications, and ongoing development of an open-source, massively parallel, integrated hydrologic model. Geoscientific Model Development. DOI: <https://doi.org/10.5194/gmd-2019-190>.

Ladányi Zs. 2010: Klímaváltozás hatása egy Duna-Tisza közti mintaterületen. In: Kiss T. (szerk.): Természetföldrajzi folyamatok és formák. Geográfus Doktoranduszok IX. Országos Konferenciájának Természetföldrajzos Tanulmányai, 93–98. [http://www.geo.u-szeged.hu/images/kutatas/kiadvanyok\\_tartalom/09\\_Ladanyi.pdf](http://www.geo.u-szeged.hu/images/kutatas/kiadvanyok_tartalom/09_Ladanyi.pdf).

Lakatos M., Bihari Z., Izsák B., Szentés O. 2021: Globális és hazai éghajlati trendek, szélsőségek változása: 2020-as helyzetkép. Tudományos Közlemények 2 (2). 164–171. DOI: [10.1556/112.2021.00037](https://doi.org/10.1556/112.2021.00037).

Láng I., Csete L., Jolánkai, M. (szerk.) 2007: A globális klímaváltozás: hazai hatások és válaszok. A VAHAVA jelentés. Szaktudás Kiadó Ház. Budapest. 220 oldal.

Láng I. 2016: A vízkészlet-gazdálkodás megújítása. XXXIV. Országos Vándorgyűlés. Debrecen, 2016. július 6–8. [http://www.hidrologia.hu/vandorgyules/34/dolgozatok/word/0108\\_lang\\_istvan.pdf](http://www.hidrologia.hu/vandorgyules/34/dolgozatok/word/0108_lang_istvan.pdf).

van Leeuwen, B., Právetz, T., Liptay Z. Á., Tobak, Z. 2016: Physically based hydrological modelling of inland excess water. Carpathian Journal of Earth and Environmental Sciences 11 (2) 497–510. <http://publicatio.bibl.u-szeged.hu/17155/>.

Lenhart, T., Eckhardt, K., Fohrer, N., Frede, G. H. 2002: Comparison of two different approaches of sensitivity analysis. Physics and Chemistry of the Earth 27. 645–654.



[https://swat.tamu.edu/media/90104/2002\\_lenhart-eckhardt-fohrer-frede\\_comparison-two-approaches-sensitivity-analysis-pce.pdf](https://swat.tamu.edu/media/90104/2002_lenhart-eckhardt-fohrer-frede_comparison-two-approaches-sensitivity-analysis-pce.pdf).

Lin, F., Chen, X., Yao, H. 2017: Evaluating the Use of Nash-Sutcliffe Efficiency Coefficient in Goodness-of-Fit Measures for Daily Runoff Simulation with SWAT. *Journal of Hydrologic Engineering* 22 (11). DOI: [10.1061/\(ASCE\)HE.1943-5584.0001580](https://doi.org/10.1061/(ASCE)HE.1943-5584.0001580).

Liptay, Z. Á., Czigány, Sz. 2014: Kis és közepes vízgyűjtők hidrológiai modellezése a MIKE 11 NAM moduljával a Mondsee vízgyűjtőjének példáján. A Magyar Hidrológiai Társaság által rendezett 32. Országos Vándorgyűlés dolgozatai 1–16.

[http://www.hidrologia.hu/vandorgyules/32/dolgozatok/word/1112\\_liptay\\_zoltan\\_arpad.pdf](http://www.hidrologia.hu/vandorgyules/32/dolgozatok/word/1112_liptay_zoltan_arpad.pdf).

Loague, K., Heppner, S. C., Abrams, H. R., Carr, E. A., VanderKwaak, E. J., Ebel, A. B. 2004: Further testing of the Integrated Hydrology Model (InHM): Event-based simulations for a small rangeland catchment located near Chickasha, Oklahoma. *Hydrological Processes* 19 (7). 1373–1398. DOI: <https://doi.org/10.1002/hyp.5566>.

Locatelli, L., Mark, O., Mikkelsen, S. P., Arnbjerg-Nielsen, K., Deletic, A., Roldin M., Binning J. P. (2017): Hydrologic impact of urbanization with extensive stormwater infiltration. *Journal of Hydrology* 544. 524–537. ISSN: 0022-1694. DOI: <https://doi.org/10.1016/j.jhydrol.2016.11.030>.

Loliyana, V. D., Patel, P. L. (2020): A physics based distributed integrated hydrological model in prediction of water balance of a semi-arid catchment in India. *Environmental Modelling & Software*. ISSN: 1364-8152. DOI: [10.1016/J.ENVSOF.2020.104677](https://doi.org/10.1016/J.ENVSOF.2020.104677).

Madarassy László 1998: Síkvidéki vízrendezés. EJF, Baja. [https://library.hungaricana.hu/hu/view/VizugyiKonyvek\\_137/?pg=0&layout=s](https://library.hungaricana.hu/hu/view/VizugyiKonyvek_137/?pg=0&layout=s).

Mai, J., Craig, J. R., Tolson, B. A. 2020: Simultaneously determining global sensitivities of model parameters and model structure, *Hydrology and Earth System Sciences* 24. 5835–5858, <https://doi.org/10.5194/hess-24-5835-2020>, 2020.

Margóczi K., Csete S., Molnár K., Monoki P. 2011: A Dél-kiskunsági sömlyékek vegetációjának változása. In: Rakonczai, J. (szerk.) *Környezeti változások és az Alföld. A Nagyalföldi Alapítvány kötetei* 7. Békéscsaba. 307–314.

Markowska, J., Markowski, J., Drabiński, A. 2012: Application of HEC-RAS model for estimating changes in watercourse geometry during floods. *Studia Geotechnica et Mechanica*, 34 (2). 63–72. DOI: [10.2478/sgm021206](https://doi.org/10.2478/sgm021206)

Marosi S., Somogyi S. (szerk.) 1990: Magyarország kistájainak katasztere II. MTA FKI, Budapest. 83–91.

Maxwell, R. M., Kollet, S. J., Condon, L. E., Smith, S. G., Woodward, C. S., Falgout, R. D., Ferguson, I. M., Engdahl, N., Hector, B., Lopez, S. R., Gilbert, J., Bearup, L., Jefferson, J., Collins, C., de Graaf, I., Prubilick, C., Baldwin, C., Bosl, W. J., Hornung, R., Ashby, S. 2019: ParFlow User's Manual. Integrated GroundWater Modeling Center Report. 171 oldal.

Mátyás, Cs. 2010: Forecasts needed for retreating forests. *Nature* 464. 1271. DOI: <https://doi.org/10.1038/4641271a>.

McGuigan, K., Webster, T., Collins, K. 2015: A Flood Risk Assessment of the LaHave River Watershed, Canada Using GIS Techniques and an Unstructured Grid Combined River-Coastal Hydrodynamic Model. *Journal of Marine Science and Engineering*. 1093–1116. DOI: [10.3390/jmse3031093](https://doi.org/10.3390/jmse3031093).

Mezősi G., Blanka V., Kiss T., Ladányi Zs. 2020: Hőmérsékleti szélsőségekkel kapcsolatos természeti és társadalmi-gazdasági veszélyek. In: Farsang A., Ladányi Zs., Mucsi L. (szerk.):

Klíímaváltozás okozta kihívások – Globálistól lokálisig. SZTE TTIK Földrajz és Földtudományi Intézet. GeoLitera. 23–33.

Moriasi, D. N., Arnold, J. G., Van Liew, M. W., Bingner, R. L., Harmel, R. D., Veith, T. L. 2007: Model evaluation guidelines for systematic quantification of accuracy in watershed simulations. Trans. ASABE 50. 885–900.

<https://elibrary.asabe.org/abstract.asp??JID=3&AID=23153&CID=t2007&v=50&i=3&T=1>.

Motovilov, G. Y., Gottschalk, L., Engeland, K., Rodhe, A. 1999: Validation of a Distributed Hydrological Model Against Spatial Observations. Elsevier Agricultural and Forest Meteorology 98. 257–277.

MTA TAKI. 2009: Magyarország genetikus talajtérképe. <https://enfo.hu/index.php/keptar/622>.

Myneni, R., Knyazikhin, Y., Park, T. 2015: MCD15A2H MODIS/Terra+Aqua Leaf Area Index/FPAR 8-day L4 Global 500m SIN Grid V006. NASA EOSDIS Land Processes DAAC. DOI: <https://doi.org/10.5067/MODIS/MCD15A2H.006>.

Nagy, Zs., Pálfi, G., Priváczkiné Hajdu, Zs., Benyhe, B. 2019: Csatornarendszerek üzemeltetése és integrált vízgazdálkodás – a Dong-ér vízgyűjtő területe. In: Ladányi, Zs., Blanka, V. (szerk.): Aszály és belvíz monitoring és menedzsment, valamint a kapcsolódó kockázatok a Dél-Alföldön és a Vajdaságban: Konferenciakötet. 83–96. <http://acta.bibl.u-szeged.hu/id/eprint/66847>.

Nash, J. E., Sutcliffe, J. V. 1970: River Flow Forecasting through Conceptual Model. Part 1—A Discussion of Principles. Journal of Hydrology 10. 282–290. DOI: [http://dx.doi.org/10.1016/0022-1694\(70\)90255-6](http://dx.doi.org/10.1016/0022-1694(70)90255-6).

NÉS-2. Második Nemzeti Éghajlatváltozási Stratégia. 2018: Innovációs és Technológiai Minisztérium. [https://nakfo.mbfisz.gov.hu/sites/default/files/files/N%C3%89S\\_Ogy%20%C3%A1ltal%20elfogadott.PDF](https://nakfo.mbfisz.gov.hu/sites/default/files/files/N%C3%89S_Ogy%20%C3%A1ltal%20elfogadott.PDF).

Nguyen, A. N., Hoang, V. D. 2018: Application of HEC-RAS model simulating flood in La River basin basing on the connection of hydrodynamic 1-2D. (Vietnámiul). Journal of Climate Change 5. ISSN: 2525-2496.

Nguyen, D., Nguyen, H. S., Le, D. T. 2013: Application of model HEC-HMS and HEC-RAS for flood flow simulation of Huong River basin. (Vietnámiul). Journal of Water Resources and Environment Engineering 42. <https://vjol.info.vn/index.php/DHTL/article/view/19520/17194>

Nováky B. 2011: Az éghajlatváltozás és hatásai. In: Somlyódy L. (szerk.): Magyarország vízgazdálkodása: helyzetkép és stratégiai feladatok. Köztisztviselői Stratégiai Programok. Magyar Tudományos Akadémia. Budapest. 85–101.

OMSZ 2018: Az IPCC 1,5 fokos globális hőmérséklet-emelkedést értékelő Tematikus Jelentésének margójára.

[https://www.met.hu/ismeret-tar/erdekesssegek\\_tanulmanyok/index.php?id=2334&hir=Az\\_IPCC\\_1,5\\_fokos\\_globalis\\_homerseklek-emelkedest\\_ertekelo\\_Tematikus\\_Jelentesenek\\_margojara](https://www.met.hu/ismeret-tar/erdekesssegek_tanulmanyok/index.php?id=2334&hir=Az_IPCC_1,5_fokos_globalis_homerseklek-emelkedest_ertekelo_Tematikus_Jelentesenek_margojara).

OMSZ 2023: Elmult évek időjárása.

[https://www.met.hu/eghajlat/magyarorszag\\_eghajlata/eghajlati\\_visszatekinto/elmult\\_evek\\_idojarasa/](https://www.met.hu/eghajlat/magyarorszag_eghajlata/eghajlati_visszatekinto/elmult_evek_idojarasa/).

KÖTIVIZIG 2016: Tisza részvízgyűjtő Vízyűjtő-gazdálkodási Terv - 2015.

[https://www.vizugy.hu/vizstrategia/documents/1DF34F16-04AC-48B6-AD62-C62146FA5913/Tisza\\_RVGT\\_aprilis.pdf](https://www.vizugy.hu/vizstrategia/documents/1DF34F16-04AC-48B6-AD62-C62146FA5913/Tisza_RVGT_aprilis.pdf).

OVF 2022: Magyarország vízgyűjtő-gazdálkodási terve – 2021 (VGT3). Országos Vízügyi Főigazgatóság. <https://vizeink.hu/vgt/#page=1>.

Páldy A. 2013: A klímaváltozás várható hatásaira való felkészülés és alkalmazkodás lehetőségei a humánegészségügy területén. NAS háttér tanulmány. 61 oldal.

Pálfai I. 1994 (szerk.): A Duna–Tisza közti hátság vízgazdálkodási problémái. A Nagyalföld Alapítvány Kötetei 3. Békéscsaba. 126 oldal.

Pálfai I. 2004: Belvizek és aszályok Magyarországon. Hidrológiai tanulmányok. 492 oldal.

Paparrizos, S., Maris, F. 2015: Hydrological simulation of Sperchios River basin in Central Greece using the MIKE SHE model and geographic information systems. Applied Water Science 7. 591-599. DOI: [10.1007/s13201-015-0271-5](https://doi.org/10.1007/s13201-015-0271-5).

Pásztor, L., Laborczi, A., Takács, K., Illés, G., Szabó, J., Szatmári, G. 2020: Progress in the elaboration of GSM conform DSM products and their functional utilization in Hungary, Geoderma Regional, Volume 21, e00269, ISSN 2352-0094, <https://doi.org/10.1016/j.geodrs.2020.e00269>.

Paudel, S., Benjankar, R. 2022: Integrated Hydrological Modeling to Analyze the Effects of Precipitation on Surface Water and Groundwater Hydrologic Processes in a Small Watershed. Hydrology 9 (37). <https://doi.org/10.3390/hydrology9020037>.

Perreault, S., El Alem, A., Chokmani, K., Cambouris, A. N. 2022: Development of Pedotransfer Functions to Predict Soil Physical Properties in Southern Quebec (Canada). Agronomy 12 (526). <https://doi.org/10.3390/agronomy12020526>.

Pereyra, Y., Boukra, A., Henriot, A., Forero, E., Munoz, L. M., Tian, L., Tenzin, G. 2019: Gauged and ungauged catchments: strategies for producing the relevant hydrographs with sufficient accuracy. WaterEurope - Workgroup 05. [https://data.aquacloud.net/public/2019/we-watereurope/students\\_export/videos/presentations\\_first%20week/Group%2005%20-%201st%20Week%20Presentation%20\(1\).pdf](https://data.aquacloud.net/public/2019/we-watereurope/students_export/videos/presentations_first%20week/Group%2005%20-%201st%20Week%20Presentation%20(1).pdf).

Právetz, T., Sipos, G., Benyhe, B., Blanka, V. 2015: Modelling runoff on a small lowland catchment, Hungarian Great Plains. Journal of Environmental Geography 8 (1–2). 49–58. DOI: [10.1515/jengeo-2015-0006](https://doi.org/10.1515/jengeo-2015-0006).

Pregun Cs., Tamás J., Takács P., Bíró T. 2006: HEC-RAS alapú geoadatbázis vizsgálata az EU Vízügyi Keretirányelv előírásai alapján I. Acta Agraria Kaposváriensis 10 (1). Kaposvári Egyetem. 31–42.

Puskás I., Farsang A. 2012: A klímaváltozás okozta szárazodás talajtani hatásai Dél-alföldi humuszos homok és csernozjom talajokon. In: Rakonczai J., Ladányi Zs., Pál-Molnár E. (szerk.): Sokarcú klímaváltozás. SZTE TTIK Földrajzi és Földtani Tanszékcsoport. 63–75.

Rakonczai J. 2003: Globális környezeti problémák. ISBN: 963-941-652-5. Szeged. 191 oldal.

Rakonczai J. 2011a: Effects and consequences of global climate change in the Carpathian Basin. In: Blanco J, Kheradmand H (eds.): Climate Change – Geophysical Foundations and Ecological Effects. Rijeka: InTech. ISBN: 978-953-307-419-1. 297–322. <https://www.intechopen.com/chapters/19847>.

Rakonczai J. 2011b: Az Alföld tájváltozásai és a klímaváltozás. In: Rakonczai J. (szerk.): Környezeti változások és az Alföld. A Nagyalföldi Alapítvány kötetei 7. Békéscsaba. 137–148.

Rakonczai J., Farsang A., Mezősi G., Gál N. 2011: A belvízképződés elméleti háttere. Földrajzi Közlemények 135 (4). 339–349. <http://publicatio.bibl.u-szeged.hu/5631/1/1959489.pdf>.

Rakonczi J., Fiala K., Mesáros M., Frank A., Popov S. 2014: Vízgazdálkodási konfliktusok. In: Blanka, V., Ladányi, Zs. (szerk.): Aszály és vízgazdálkodás a Dél-Alföldön és a Vajdaságban. Szegedi Tudományegyetem. 47–52.

Rakonczi J., Fehér Zs. 2015: A klímaváltozás szerepe az Alföld talajvízkészleteinek időbeli változásaiban. Hidrológiai Közlöny 95 (1). 1–15.

Rakonczi J. 2021: Elfogyasztott jövőnk? Globális környezeti és geopolitikai kihívásaink. Budapesti Corvinus Egyetem. ISBN: 978-963-503-872-5. [http://unipub.lib.uni-corvinus.hu/6726/1/BCE\\_MNB\\_Elfogyasztott\\_jovonk\\_ebook\\_final.pdf.pdf](http://unipub.lib.uni-corvinus.hu/6726/1/BCE_MNB_Elfogyasztott_jovonk_ebook_final.pdf.pdf).

Rakonczi J., Tran Q. H., Fehér Z. Z. 2023: Vízkészleteink és a változó klíma – Ne csak ötleteljünk, számoljunk is! Konferencia előadás. XVIII. Kárpát-medencei Környezettudományi Konferencia. Szeged.

Razavi, S., Gupta, H. V. 2015: What do we mean by sensitivity analysis? The need for comprehensive characterization of ‘global’ sensitivity in earth and environmental systems models. Water Resources Research 51. 3070–3092. DOI: [10.1002/2014WR016527](https://doi.org/10.1002/2014WR016527).

Rientjes, M. H. T., Perera, J. U. B., Haile, T. A., Reggiani, P., Muthuwatta, P. L. 2011: Regionalisation for lake level simulation – the case of Lake Tana in the Upper Blue Nile, Ethiopia. Hydrology and Earth System Sciences 15. 1167–1183. DOI: [10.5194/hess-15-1167-2011](https://doi.org/10.5194/hess-15-1167-2011).

Oliver, J., Qin, X. S., Larsen, O., Meadows, M., Fielding, M. 2018: Probabilistic flood risk analysis considering morphological dynamics and dike failure. Natural Hazards 91. 287–307. DOI: <https://doi.org/10.1007/s11069-017-3126-6>.

Sadrolashrafi, S. S., Mohamed, T. A., Mahmud, A. R., Kholghi, M. K., Samadi, A. 2008: Integrated Modeling for Flood Hazard Mapping Using Watershed Modeling System. American Journal of Engineering and Applied Sciences 1 (2). 149–156. DOI: <https://doi.org/10.3844/ajeassp.2008.149.156>.

Saha, P. P., Zeleke, K. 2014: Assessment of streamflow and catchment water balance sensitivity to climate change for the Yass River catchment in south eastern Australia. Environmental Earth Sciences 73. 6229–6242. DOI: [10.1007/s12665-014-3846-9](https://doi.org/10.1007/s12665-014-3846-9).

Sanz-Ramos, M., Bladé, E., González-Escalona, F., Olivares, G., Aragón-Hernández, J. L. 2021: Interpreting the Manning Roughness Coefficient in Overland Flow Simulations with Coupled Hydrological-Hydraulic Distributed Models. Water 13 (23). 3433. <https://doi.org/10.3390/w13233433>.

Saltelli, A., Tarantola, S., Campolongo, F., Ratto, M. 2004: Sensitivity analysis in practice: a guide to assessing scientific models. John Wiley & Sons. New York. ISBN: 0-470-87093-1 [http://www.andreasaltelli.eu/file/repository/SALTELLI\\_2004\\_Sensitivity\\_Analysis\\_in\\_Practice.pdf](http://www.andreasaltelli.eu/file/repository/SALTELLI_2004_Sensitivity_Analysis_in_Practice.pdf).

Shen, C. P., Niu J., Phanikumar, M. S. 2013: Evaluating controls on coupled hydrologic and vegetation dynamics in a humid continental climate watershed using a subsurface - land surface processes model. Water Resources Research 49 (5). 2552–2572. DOI: [10.1002/wrcr.20189](https://doi.org/10.1002/wrcr.20189).

Shen, C. P., Niu, J., Fang, K. 2014: Quantifying the Effects of Data Integration Algorithms on the Outcomes of a Subsurface-Land Surface Processes Model. Environmental Modeling & Software. DOI: [10.1016/j.envsoft.2014.05.006](https://doi.org/10.1016/j.envsoft.2014.05.006).

Singh, J., Knapp, V. H., Arnold, J. 2005: Hydrologic modeling of the Iroquois River watershed using HSPF and SWAT. JAWRA Journal of the American Water Resources Association 41 (2). 343–360. DOI: [10.1111/j.1752-1688.2005.tb03740.x](https://doi.org/10.1111/j.1752-1688.2005.tb03740.x).

Singh, A. 2014: Conjunctive use of water resources for sustainable irrigated agriculture. *Journal of Hydrology* 519 (B). 1688–1697. DOI: <https://doi.org/10.1016/j.jhydrol.2014.09.049>.

Sipos, Gy., Právecz T. 2014: Identification of water retention areas on the Dong-ér catchment using GIS. In: Blanka, V., Ladányi, Zs. (eds.): *Drought and Water Management in South Hungary and Vojvodina*. University of Szeged. 157–167.

Somlyódy L. 2011: Magyarország vízgazdálkodása: helyzetkép és stratégiai feladatok. Budapest: Magyar Tudományos Akadémia, Köztestületi Stratégiai Programok.

Song, X., Zhang, J., Zhan, C., Xuan, Y., Ye, M., Xu, C. 2015: Global sensitivity analysis in hydrological modeling: review of concepts, methods, theoretical framework, and applications. *Journal of Hydrology* 523. 739–757. DOI: [10.1016/j.jhydrol.2015.02.013](https://doi.org/10.1016/j.jhydrol.2015.02.013).

Sun, G., Lu, J., McNulty, S. G., Vose, J. M., Amayta, D. M. 2006: Using the hydrologic model MIKE SHE to assess disturbance impacts on watershed process and responses across the Southeastern U.S. In: *Secondary Interagency Conference on Research in the Watersheds*, May 16–18.

Szalai, J. 2011: Talajvízszint-változások az Alföldön. – In: Rakonczai, J. (szerk.): *Környezeti változások és az Alföld*. Nagyalföld Alapítvány 7. Békéscsaba. 97–110.

Szalai J. M., Nagy Gy. 2020: A regionalitástól a lokalitásig: Változás és változatlanóság pillanatképek a Duna–Tisza köze talajvízszintjének alakulásáról. In: Farsang A., Ladányi Zs., Mucsi L. (szerk.): *Klimaváltozás okozta kihívások – Globálról lokálisig*. SZTE TTIK Földrajz és Földtudományi Intézet. *GeoLitera*. 133–145.

Szatmári, J., van Leeuwen, B. (eds.) 2013: *Inland Excess Water – Belvíz – Suvišne Unutrašnje Vode*, Szeged, University of Szeged. Novi Sad, University of Novi Sad. DOI: [10.13140/2.1.5143.3920](https://doi.org/10.13140/2.1.5143.3920).

Szilágyi J., Vörösmarty Ch. 1993: A Duna–Tisza közti talajvízszint-süllyedések okainak vizsgálata. *Vízügyi Közlemények* 75 (3). 280–294.

Szöllősi-Nagy A. 2022: A globális vízhelyzet – tényleg akkora a baj? Öntözzünk, de miből? A Magyar Természettudományi Társulat konferenciasorozata. 2022. március 8.

Tang, H., Ran, Q., Gao, J. 2019: Physics-Based Simulation of Hydrologic Response and Sediment Transport in a Hilly-Gully Catchment with a Check Dam System on the Loess Plateau, China. *MDPI Water* 11 (6). <https://doi.org/10.3390/w11061161>.

Terskii, P., Kuleshov, A., Chalov, S., Terskaia, A., Belyakova, P., Karthe, D., Pluntke, T. 2019: Assessment of Water Balance for Russian Subcatchment of Western Dvina River Using SWAT Model. *Frontiers in Earth Science* 7 (241). DOI: [10.3389/feart.2019.00241](https://doi.org/10.3389/feart.2019.00241).

TIVIZIG 2016: 2-15 Berettyó Alegység Vízyűjtő Gazdálkodási Terv. [http://www.vizugy.hu/vizstrategia/documents/9E4A885B-BF24-4BC7-B9B7-3CB2C2452A81/VGT2\\_2-15\\_Berettyo\\_vegleges.pdf](http://www.vizugy.hu/vizstrategia/documents/9E4A885B-BF24-4BC7-B9B7-3CB2C2452A81/VGT2_2-15_Berettyo_vegleges.pdf).

Tobler, W. R. 1970: A computer movie simulating urban growth in the Detroit region. *Economic Geography* 46. Supplement: Proceedings. International Geographical Union. Commission on Quantitative Methods. 234–240. <https://doi.org/10.2307/143141>.

Tong, S., Prior, J., McGregor, G., Shi, X., Kinney, P. 2021: Urban heat: an increasing threat to global health. *BMJ* 375 (2467). DOI: [10.1136/bmj.n2467](https://doi.org/10.1136/bmj.n2467).

Tölgyesi, C., Török, P., Hábcenyus, A. A., Bátori, Z., Valkó, O., Deák, B., Tóthmérész, B., Erdős, L., Kelemen, A. 2020: Underground deserts below fertility islands? Woody species desiccate lower soil layers in sandy drylands. *Ecography* 43. 848–859. <https://doi.org/10.1111/ecog.04906>.



Tran H. T., Doan Q. T., Tran D. T. T., Ngo T. T., Bui T. D. 2019: MIKE SHE modell alkalmazása a csapadék-előrejelző termékkel (IFS) kombinálva a Tra Khuc-Song Ve vízgyűjtőben lévő tározókba való beáramlás előrejelzésére. Vietnam Journal of Hydrometeorology 697. 1–12. DOI: [10.36335/VNJHM.2019\(697\)](https://doi.org/10.36335/VNJHM.2019(697)) (vietnámiul).

Tran, Q. H. 2021: Sensitivity analysis for effect of changes in input data on hydrological parameters and water balance components in the catchment area of Hungarian Lowland. Journal of Environmental Geography 14 (3–4). 1–13. DOI: [10.2478/jengeo-2021-0007](https://doi.org/10.2478/jengeo-2021-0007).

Tran, Q. H. 2023: Két alföldi kisvízgyűjtő éves vízmérlegének meghatározása mért és modellezett adatok alapján. Hidrológiai Közlöny 103 (3). 54–63. [http://www.hidrologia.hu/mht/letoltes/HK2023\\_03.pdf](http://www.hidrologia.hu/mht/letoltes/HK2023_03.pdf).

Tran, Q. H., Fehér, Z. Z., Túri, N., Rakonczai, J. 2022: Climate Change as an Environmental Threat on the Central Plains of the Carpathian Basin Based on Regional Water Balances. Geographica Pannonica 18 (4). 567–599. DOI: [10.5937/gp26-37271](https://doi.org/10.5937/gp26-37271).

Tran Q. H., Fehér Z. Z., Rakonczai J. 2023: A hidrológiai és hidrodinamikai modellek alkalmazása a felszíni vízállás adatok becslésére adathiányos vízgyűjtőkön. Magyar Hidrológiai Társaság által rendezett XL. Országos Vándorgyűlés, Győr. ISBN: 978-963-8172-45-7. [https://hidrologia.hu/vandorgyules/40/word/0621\\_tran\\_quang\\_hop.pdf](https://hidrologia.hu/vandorgyules/40/word/0621_tran_quang_hop.pdf).

Unger J. 2010: A városi hősziget-jelenség néhány aspektusa. MTA Doktori Értekezés tézisei. Szeged. [http://real-d.mtak.hu/274/1/UngerJanos\\_6\\_Tezis.pdf](http://real-d.mtak.hu/274/1/UngerJanos_6_Tezis.pdf).

Unger J. 2011: Városklíma - hősziget - alföldi városok. In: Rakonczai, J. (szerk.) Környezeti változások és az Alföld. Nagyalföld Alapítvány 7. Békéscsaba. 245–256.

Unger J., Skarbit N., Gál T. 2021: Klímaváltozás a városokban. A klímaváltozás termikus hatásainak város és városrész léptékű modellezése Kárpát-medencei településekre a 21. század folyamán (NKFI-120346). DOI: <https://doi.org/10.14232/acta.clim.2021.55.3s>.

Uzzoli A., Szilágyi D., Bán, A. 2019: Az éghajlatváltozás egészségkockázatai és népegészségügyi következményei—A hőhullámokkal szembeni sérülékenység területi különbségei Magyarországon. Területi Statisztika 59 (4). 400–425.

Várallyay Gy. 2007: A talaj, mint legnagyobb potenciális víztározó. Hidrológiai Közlöny 87 (5). 33–36.

VITUKI Hungary Kft. 2017: Kunpeszér térségében található csatornák üzemeltetésének hatásai a környező területek talajvízszintjére. Tanulmány. Budapest.

VKI. 2014: Az Európai Parlament és a Tanács 2000/60/EK irányelve a vízpolitika terén a közösségi fellépés kereteinek meghatározásáról. <https://eur-lex.europa.eu/legal-content/HU/TXT/?uri=CELEX:02000L0060-20141120>.

VIZITERV Environ Kft. 2022: A Víz Keretirányelv előírásai szerinti állapotértékelések, elemzések, vizsgálatok, valamint a vízgyűjtő-gazdálkodási tervek második felülvizsgálata és korszerűsítése. A Tisza-völgy tizenkét havi vízkészlet-gazdálkodási mérleg modellje. KEHOP-1.1.0-15-2016-0008.

Wagener, T., Wheeler, S. H., Gupta, V. H. 2004: Rainfall-Runoff Modelling in Gauged and Ungauged Catchments. 335. oldal. <https://doi.org/10.1142/p335>.

Wang, A., Solomatine, D. P. 2019: Practical Experience of Sensitivity Analysis: Comparing Six Methods, on Three Hydrological Models, with Three Performance Criteria. MDPI Water 11 (5). <https://doi.org/10.3390/w11051062>.



Wang, H.C. 2014: Application of HEC-RAS Model in Simulation of Water Surface Profile of River. *Applied Mechanics and Materials* Vol. 641-642. 232–235. DOI:[10.4028/www.scientific.net/amm.641-642.232](https://doi.org/10.4028/www.scientific.net/amm.641-642.232).

Wanzala, M. A., Stephens, E. M., Cloke, H. L., Ficchi, A. 2022: Hydrological model preselection with a filter sequence for the national flood forecasting system in Kenya. *Journal of Flood Risk Management*, 1–24. <https://doi.org/10.1111/jfr3.12846>.

Watson, B.M., Selvalingam, S., Ghafouri, M. 2003: Evaluation of SWAT for modelling the water balance of the Woody Yaloak River catchment, Victoria. [https://www.mssanz.org.au/MODSIM03/Volume\\_02/A17/05\\_Watson.pdf](https://www.mssanz.org.au/MODSIM03/Volume_02/A17/05_Watson.pdf).

Weill, S., Mouche E., Patin, J. 2009: A generalized Richard's equation for surface/subsurface flow modelling, *Journal of Hydrology* 366 (1–4). 9–20.

Willmott, J. C., Matsuura, K. 2005: Advantages of the mean absolute error (MAE) over the root mean square error (RMSE) in assessing average model performance. *Climate Research* 30. 79–82. <https://www.int-res.com/articles/cr2005/30/c030p079.pdf>.

WMO 2020: The Global Climate in 2015–2019. Weather Climate Water. WMO-No. 1249. [https://library.wmo.int/doc\\_num.php?explnum\\_id=10251](https://library.wmo.int/doc_num.php?explnum_id=10251).

Woolhiser, D. A. 1996: Search for physically based runoff model – a hydrological El Dorado? *Journal of Hydraulic Engineering* 122 (3). 122–129. [https://doi.org/10.1061/\(ASCE\)0733-9429\(1996\)122:3\(122\)](https://doi.org/10.1061/(ASCE)0733-9429(1996)122:3(122)).

Wu, Q., Liu, S., Cai, Y., Li, X., Jiang, Y. 2017: Improvement of hydrological model calibration by selecting multiple parameter ranges. *Hydrology and Earth System Sciences* 21. 393–407. [www.hydrol-earth-syst-sci.net/21/393/2017/](http://www.hydrol-earth-syst-sci.net/21/393/2017/) doi:10.5194/hess-21-393-2017.

Xing, Y., Yue, J., Chen, C., Cong, K., Zhu, S., Bian, Y. 2019: Dynamic Displacement Forecasting of Dashuitian Landslide in China Using Variational Mode Decomposition and Stack Long Short-Term Memory Network. *Applied Sciences* 9 (15). DOI: <https://doi.org/10.3390/app9152951>.

Yilmaz, U. M., Onoz, B. 2020: A Comparative Study of Statistical Methods for Daily Streamflow Estimation at Ungauged Basins in Turkey. *MDPI Water* 12 (2). DOI:[10.3390/w12020459](https://doi.org/10.3390/w12020459).

Zhang, R., Qian, X., Yuan, X., Ye, R., Xia, B., Wang, Y. 2012: Simulation of Water Environmental Capacity and Pollution Load Reduction Using QUAL2K for Water Environmental Management. *International Journal of Environmental Research and Public Health* 9. 4504–4521; DOI:[10.3390/ijerph9124504](https://doi.org/10.3390/ijerph9124504).

## ÁBRÁK JEGYZÉKE

1. ábra. Az évi középhőmérséklet 1901 és 2021 között Magyarországon (az OMSZ adatainak felhasználásával) .....	7
2. ábra. Az évi csapadék területi eloszlása hazánkban 2010-ben és 2011-ben (Forrás: OMSZ) ..	8
3. ábra. Az évi csapadékösszeg és néhány időszak trendje 1901 és 2022 között Magyarországon (OMSZ adatainak felhasználásával) .....	9
4. ábra. A Dong-ér kisvízgyűjtő és a Berettyó részvízgyűjtő .....	30
5. ábra. A település tisztított szennyvizének befolyása a Dong-éri-főcsatornába Kiskunhalason a Kiskunsági Víziközmű-Szolgáltató Kft központi épületének közelében .....	31
6. ábra. A Berettyó folyó Szeghalomnál 2022. augusztus 14-én .....	33
7. ábra. Az évi átlaghőmérsékletek a Berettyó részvízgyűjtőn (OVF adatai alapján) .....	33
8. ábra. Az évi csapadékösszegek a Berettyó részvízgyűjtőn (OVF adatai alapján) .....	34
9. ábra. A Pálfai-féle aszályindexek a Berettyó részvízgyűjtő mérőállomásai adatai alapján 2000 és 2018 között (az ATIVIZIG adatai alapján) .....	34
10. ábra. A Dong-ér- és Fehértó–majsai kisvízgyűjtő, illetve a Csukás-ér részvízgyűjtő térképe ..	45
11. ábra. A párhuzamos vízgyűjtő módszer folyamatábrája .....	46
12. ábra. Megfigyelt és szimulált adatok összehasonlítása 2003-tól 2006-ig .....	47
13. ábra. A megfigyelt és szimulált adatok összehasonlítása 2009-től 2012-ig .....	48
14. ábra. A MIKE NAM és a MIKE Hydro River modellel való szimulált adatok összehasonlítása 2018-ban .....	50
15. ábra. A vizsgált évek havi csapadék adatai a Dong-ér kisvízgyűjtőben .....	59
16. ábra. Példák a Dong-ér kisvízgyűjtő kalibrációs eredményeire a 2018-as évben néhány talajvízkút környezetében .....	60
17. ábra. A Dong-ér kisvízgyűjtő 2018. évi referencia modell hidrológiai paramétereinek eredményei .....	61
18. ábra. A Dong-ér kisvízgyűjtő 2018. évi referencia modell vízmérlegi komponensek eredményei .....	62
19. ábra. A talajvíz beáramlás irányai a Dong-ér kisvízgyűjtőbe .....	63
20. ábra. A Dong-ér kisvízgyűjtő egyenletes és részletes talajjellemzőkkel szimulált hidrológiai eredményei 2018-ban .....	64
21. ábra. Dong-ér kisvízgyűjtő egyenletes és részletes talajjellemzőkkel való szimulációjának vízmérlegi eredményei 2018-ban .....	65
22. ábra. Dong-ér kisvízgyűjtőre szimulált vízmérlegek jelentősen különböző átlagcsapadéku években .....	67
23. ábra. Az 1999. év és a 2000. év havi csapadékösszegei a Dong-ér tágabb környezetében ...	68

24. ábra. Berettyó részvízgyűjtő felszíni vízfolyásai és mérőállomásai .....	72
25. ábra. A talajvízállásra vonatkozó kalibráció eredményei a Berettyó vízgyűjtő két mérőállomásán a 2016-os évre .....	75
26. ábra. MIKE SHE validációjának eredményei 2018-es évre .....	76
27. ábra. A Berettyó részvízgyűjtő 2018. referenciaévre számított hidrológiai paraméterek értékei .....	77
28. ábra. Berettyó magyarországi részvízgyűjtőjének talajvíz beáramlási irányai 2018-ban .....	78
29. ábra. A 2018-as referencia-év vízmérlegi komponenseinek szimulált értékei a Berettyó részvízgyűjtőn .....	79
30. ábra. A 10 m-es és 20 m-es felbontású digitális domborzati modellek alapján meghatározott hidrológiai paraméterek a Berettyó részvízgyűjtőjén 2018-ban .....	80
31. ábra. A 10 és 20 m-es felbontású digitális domborzatmodellek alapján meghatározott területi vízmérlegek a Berettyó részvízgyűjtőjén 2018-ban .....	81
32. ábra. A hidrológiai paraméterek összehasonlító adatai modellezés során 0,5 és 1 km-es keresztszelvénytűsítés esetén 2018-ban .....	82
33. ábra. A szimulált vízmérlegek alakulása a Berettyó részvízgyűjtőjén a vízfolyások 0,5 és 1 km-es keresztszelvénytűsítés esetén 2018-ban .....	83
34. ábra. A Berettyó vízgyűjtő két külön is vizsgált részvízgyűjtője .....	84
35. ábra. A Berettyó vízgyűjtőre és a két részvízgyűjtőjére szimulált hidrológiai paraméterek összehasonlítása 2018. adatai alapján .....	85
36. ábra. A 2010-es és a 2016-os csapadékos évek illetve a 2018-as referencia év szimulált hidrológiai paramétereinek összehasonlítása a Berettyó részvízgyűjtőn .....	87
37. ábra. A szokatlanul száraz időszakok (2000 és 2012) hidrológiai komponenseinek alakulása a referenciaértékekhez (x-tengelyhez) viszonyítva a Berettyó részvízgyűjtőn .....	89
38. ábra. A 2000. aszályos-, a 2012. száraz-, és a 2018. referencia év vízmérlegi eredményeinek összehasonlítása .....	90
39. ábra. Egymást követő 10 év néhány meteorológiai jellemzőjének és a Pálfai-féle aszályindex kapcsolata a Berettyó részvízgyűjtőn (2009–2018) .....	91
40. ábra. Az evapotranszspiráció- és a vízmérlegváltozás mértéke a hőmérséklet emelkedések következtében a 2018-as referencia évhez viszonyítva a Berettyó részvízgyűjtőn .....	93

## TÁBLÁZATOK JEGYZÉKE

1. táblázat. A telített zóna sekélyföldtani rétegek adatai .....	38
3. táblázat. A megvizsgált kimeneti paraméterek (Forrás: DHI, 2019b) .....	41
4. táblázat. A vizsgálatokhoz felhasznált vízmérlegi komponensek (Forrás: DHI, 2019b) .....	42
5. táblázat. A Fehértó-majsai hidrodinamikai modell kalibrációja (2003–2006) .....	47
6. táblázat. A Fehértó-majsai hidrodinamikai modell validációja (2009–2012) .....	47
7. táblázat. A MIKE NAM modell kalibrálásának és validálásának eredményei a szatymazi mérőállomás adatai alapján .....	49
8. táblázat. A Fehértó-majsai vízgyűjtő részvízgyűjtőinek paraméterei .....	49
9. táblázat. A MIKE NAM és a MIKE Hydro River modellel szimulált adatok összehasonlítása a Csukás-ér kifolyási szelvényében .....	49
10. táblázat. A 12 havi vízmérleg modell bemenő adatai (Forrás: VIZITERV Environ Kft) .....	51
11. táblázat. MIKE Hydro River modell 2012 évre történt kalibrációjának statisztikai jellemzői ....	52
12. táblázat. Statisztikai megközelítéssel a mérlegegyenlegből számított havi vízhozam [ $\text{m}^3/\text{s}$ ] a Dong-ér, illetve a Berettyó zárószelvényében (Forrás: VIZITERV Environ Kft, 2022) .....	53
13. táblázat. MIKE Hydro River modellel meghatározott havi vízmérleg [ $\text{m}^3/\text{s}$ ] a Dong-éri-főcsatorna zárószelvényében .....	54
14. táblázat. MIKE Hydro River modellel meghatározott havi vízmérleg [ $\text{m}^3/\text{s}$ ] a Berettyó zárószelvényében .....	55
15. táblázat. A statisztikai alapú vízmérleg-számítás és MIKE Hydro River modell által számított továbbadott vízkészlet értékeinek [ $\text{m}^3/\text{s}$ ] összehasonlítása .....	56
16. táblázat. A 2018-as év kalibrálás statisztikai értékei a mérőállomásokon .....	60
17. táblázat. Dong-ér kisvízgyűjtő hidrológiai szimulációjának összehasonlítása a referencia értékekkel szélsőséges csapadéku években .....	66
18. táblázat. A Dong-ér kisvízgyűjtőn a $+0,3^\circ\text{C}$ -os, $+0,5^\circ\text{C}$ -os, $+0,7^\circ\text{C}$ -os és $+1,5^\circ\text{C}$ hőmérséklet .....	69
19. táblázat. A $+0,3^\circ\text{C}$ -os, $+0,5^\circ\text{C}$ -os, $+0,7^\circ\text{C}$ -os és $+1,5^\circ\text{C}$ hőmérséklet-változások következtében a vízmérlegi komponensek változása a referencia értékhez képest .....	70
20. táblázat. A Berettyó részvízgyűjtő be-, és kilépő szelvények vízállásai (Forrás: OVF) .....	73
21. táblázat. Egyes vízfolyások keresztselejteiben az átlalam kalibrált érdességi tényezők .....	74
22. táblázat. A 2016-os év kalibrálása során kapott hiba statisztikai értékei a Berettyó vízgyűjtő két mérőállomásán .....	75
23. táblázat. A 2018-as év validálása során kapott hibastatisztikák a mérőállomásokon .....	76
24. táblázat. A Berettyó teljes és a két részvízgyűjtőjére szimulált vízmérlegi komponensek összehasonlítása .....	86
25. táblázat. A csapadékos évek (2010 és 2016) szimulált értékeinek összehasonlítása a referencia év vízmérlegi komponenseivel a Berettyó részvízgyűjtőjén .....	88

26. táblázat. Az 2018-as alap szimulációhoz viszonyított +0,3°C-os, +0,5°C-os, +0,7°C-os és +1,5°C-os hőmérséklet-emelkedés hatása a hidrológiai paraméterekre a Berettyó részvízgyűjtőjén .....	92
27. táblázat. A Berettyó részvízgyűjtő vízmérlegi komponenseinek alakulása a vizsgált hőmérsékleti scenáriók esetében a referencia-modellhez képest .....	93

## RÖVIDÍTÉSEK JEGYZÉKE

IPCC	Intergovernmental Panel on Climate Change - Éghajlatváltozási Kormányközi Testület
USA	United States of America - Amerikai Egyesült Államok
AGRATér	Nemzeti Alkalmazkodási Térinformatikai Rendszer kiterjesztése az agrárszektorra
ATIVIZIG	Alsó-Tisza-vidéki Vízügyi Igazgatóság
DGPS	differenciális globális helymeghatározó rendszer
DK	Délkelet
EEA	European Environment Agency - Európai Környezetvédelmi Ügynökség
ÉNy	Északnyugat
EOV	Egységes Országos Vetület
ET	Evapotranszspiráció
EU	Európai Unió
FAO	Élelmiszerügyi és Mezőgazdasági Világszervezet
fcs.	főcsatorna
GIS	Geographical Information System - Földrajzi Információs Rendszer
Kft	Korlátolt felelősségű társaság
KÖTIVIZIG	Közép-Tisza-vidéki Vízügyi Igazgatóság
KvVM	Környezetvédelmi és Vízügyi Minisztérium
MAE	Mean Absolute Error - Abszolút közép hiba
MÁFI	Magyar Állami Földtani Intézet
MTA	Magyar Tudományos Akadémia
MTA TAKI	Magyar Tudományos Akadémia Talajtani Intézet
NÉS-2	második Nemzeti Éghajlat-változási Stratégia
NSE	Nash-Sutcliffe efficiency - Nash-Sutcliffe hatékonysági együttható
OMSZ	Országos Meteorológiai Szolgálat
OVF	Országos Vízügyi Főigazgatóság
PAI	Pálfai-féle aszályindex
RCP	Representative Concentration Pathway - Koncentrációváltozás Reprezentatív Pálya
RMSE	Root Mean Square Error - Négyzetes középhiba
TIVIZIG	Tiszaántúli Vízügyi Igazgatóság
VGT1	első Vízyűjtő-gazdálkodási Terv
VGT2	második Vízyűjtő-gazdálkodási Terv
VGT3	harmadik Vízyűjtő-gazdálkodási Terv
vgy.	Vízyűjtő
VITUKI	Vízgazdálkodási Tudományos Kutató Intézet
VKI	Víz Keretirányelv
WMO	World Meteorological Organization - Meteorológiai Világszervezet



## MELLÉKLETEK

### *1. melléklet. Dong-ér-főcsatorna a kezdeti szakaszában 2020. júliusában*





2. melléklet. Dong-ér-főcsatorna a Kiskunhalas közelében 2020. júliusában





*3. melléklet. Dong-ér-főcsatorna a torkolatának közelében 2020. júliusában*





4. melléklet. Dong-ér-főcsatorna Benedek zsilipen zajlott fejlesztések 2020. júliusában



5. melléklet. Dong-ér-főcsatorna torkolatában zajlott fejlesztések 2020. júliusában





*6. melléklet. A Berettyó Berettyóújfalu közelében 2022. augusztusában*





*7. melléklet. A Berettyó Szeghalom közelében 2022. augusztusában*

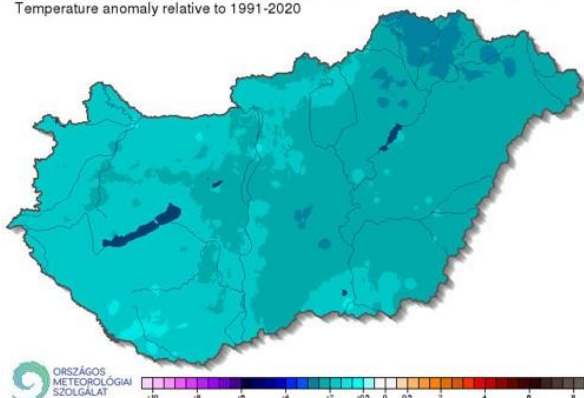




8. melléklet. 2022. évi tenyészidőszakban (áprilistól augusztusig) a középhőmérséklet eltérése az 1991–2020-as átlagtól [°C] (Forrás: OMSZ)

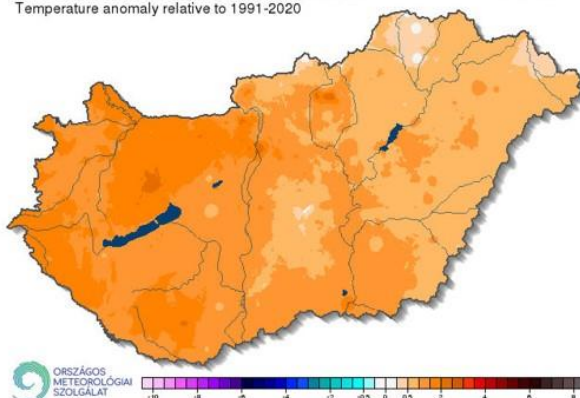
Középhőmérséklet eltérése az 1991-2020-as átlagtól [°C]  
Temperature anomaly relative to 1991-2020

2022. április



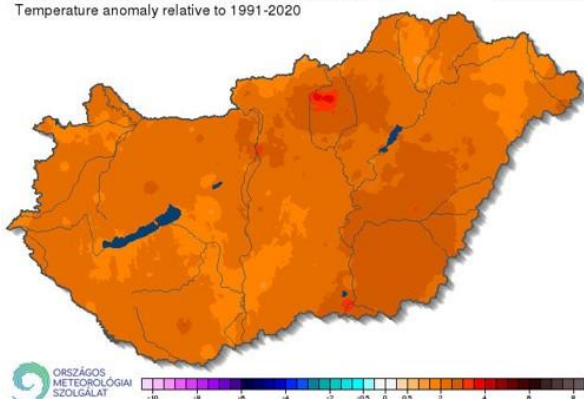
Középhőmérséklet eltérése az 1991-2020-as átlagtól [°C]  
Temperature anomaly relative to 1991-2020

2022. május



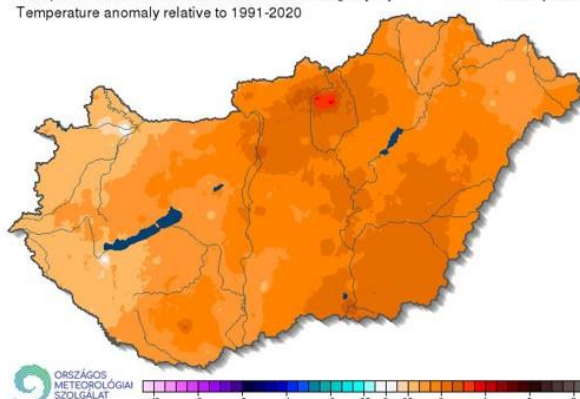
Középhőmérséklet eltérése az 1991-2020-as átlagtól [°C]  
Temperature anomaly relative to 1991-2020

2022. június



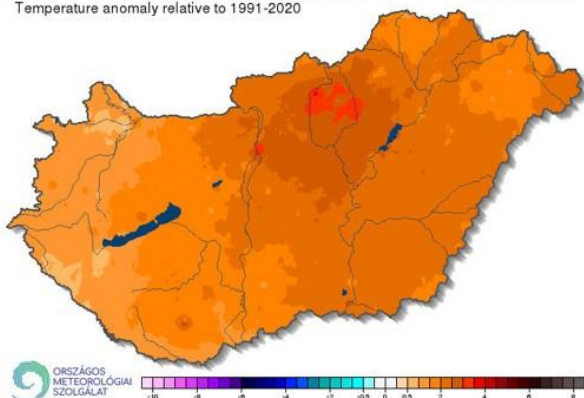
Középhőmérséklet eltérése az 1991-2020-as átlagtól [°C]  
Temperature anomaly relative to 1991-2020

2022. július

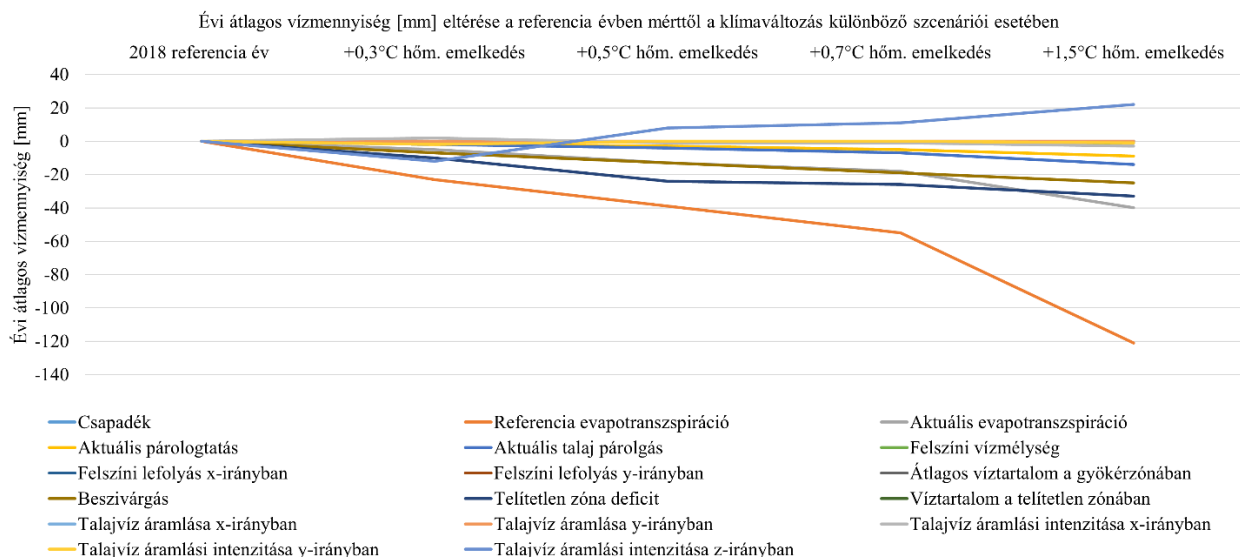


Középhőmérséklet eltérése az 1991-2020-as átlagtól [°C]  
Temperature anomaly relative to 1991-2020

2022. augusztus



9. melléklet. A  $+0,3^{\circ}\text{C}$ -os,  $+0,5^{\circ}\text{C}$ -os,  $+0,7^{\circ}\text{C}$ -os és  $+1,5^{\circ}\text{C}$  hőmérsékletváltozások következtében a hidrológiai paraméterek változása<sup>29</sup> a referencia értékhez képest a Dong-ér kisvízgyűjtőben



10. melléklet. A csatorna  $\rho$  rézsűhajlásának megválasztása (Forrás: Madarassy, 1998)

Talaj típus	Vízfolyás, csatorna		A vízmélysége [m]		
	jellege	sebessége [m/s]	0,8 – 1,2	1,2 – 2,4	2,4 – 5,0
Homok, homokliszt	Állandó	$\leq 0,8$	1:1,75	1:2,00	1:2,25
		$\leq 0,8$	1:2,25	1:2,25	1:2,50
	Időszakos	$\leq 0,8$	1:1,50	1:1,75	1:2,00
		$\leq 0,8$	1:1,75	1:2,00	1:2,25
Iszap, agyag	Állandó	$\leq 0,8$	1:1,50	1:1,5	1:1,75
		$\leq 0,8$	1:1,50	1:1,75	1:2,00
	Időszakos	$\leq 0,8$	1:1,50	1:1,50	1:1,50
		$\leq 0,8$	1:1,50	1:1,50	1:1,75

11. melléklet. A Berettyó vízgyűjtő MIKE Hydro River modell kalibrációja 2000-es évre a statisztikai jellemzőkkel

	Vízfolyás	Mérőállomás	Paraméterek			
			MAE	RMSE	r	NSE
Vízállásra	Berettyó	Kismarja	0,052	0,109	0,999	0,984
		Pocsaj	0,257	0,387	0,972	0,913
		Berettyóújfalu	0,337	0,542	0,942	0,846
		Darvas	0,462	0,642	0,901	0,659
	Kis-Körös fcs.	Nagykereki	0,038	0,062	0,855	0,698

<sup>29</sup> a mértékegységben a negatív előjel veszteséget mutat.

12. melléklet. A Berettyó vízgyűjtő MIKE Hydro River modell kalibrációja 2009-es évre a statisztikai jellemzőkkel

	Vízfolyás	Mérőállomás	Paraméterek			
			MAE	RMSE	r	NSE
Vízállásra	Berettyó	Kismarja	0,037	0,094	1	0,984
		Pocsaj	0,276	0,376	0,95	0,885
		Berettyóújfalu	0,34	0,454	0,951	0,824
		Darvas	0,213	0,287	0,942	0,882
	Kálló-ér	Berettyóújfalu	0,086	0,11	0,975	0,912
		Bakonszeg	0,144	0,2	0,888	0,735

13. melléklet. A Berettyó vízgyűjtő MIKE Hydro River modell kalibrációja 2010-es évre a statisztikai jellemzőkkel

	Vízfolyás	Mérőállomás	Paraméterek			
			MAE	RMSE	r	NSE
Vízállásra	Berettyó	Kismarja	0,118	0,183	0,999	0,969
		Pocsaj	0,368	0,458	0,917	0,809
		Berettyóújfalu	0,424	0,536	0,904	0,752
		Darvas	0,359	0,513	0,873	0,702
	Kálló-ér	Berettyóújfalu	0,117	0,173	0,924	0,844
		Bakonszeg	0,135	0,172	0,93	0,837

14. melléklet. A Berettyó vízgyűjtő MIKE Hydro River modell kalibrációja 2011-es évre a statisztikai jellemzőkkel

	Vízfolyás	Mérőállomás	Paraméterek			
			MAE	RMSE	r	NSE
Vízállásra	Berettyó	Kismarja	0,048	0,083	1	0,987
		Pocsaj	0,191	0,238	0,986	0,968
		Berettyóújfalu	0,307	0,452	0,982	0,879
		Darvas	0,216	0,268	0,987	0,942
	Kálló-ér	Berettyóújfalu	0,133	0,171	0,976	0,951
		Bakonszeg	0,104	0,129	0,965	0,919

15. melléklet. A Berettyó vízgyűjtő MIKE Hydro River modell kalibrációja 2012-es évre a statisztikai jellemzőkkel

	Vízfolyás	Mérőállomás	Paraméterek			
			MAE	RMSE	r	NSE
Vízállásra	Berettyó	Kismarja	0,011	0,022	0,999	0,99
		Pocsaj	0,142	0,194	0,925	0,836
		Berettyóújfalu	0,126	0,172	0,956	0,85
		Darvas	0,067	0,107	0,925	0,835
	Kálló-ér	Berettyóújfalu	0,043	0,052	0,957	0,837
		Bakonszeg	0,08	0,105	0,764	0,498

16. melléklet. A Berettyó vízgyűjtő MIKE Hydro River modell kalibrációja 2013-as évre a statisztikai jellemzőkkel

	Vízfolyás	Mérőállomás	Paraméterek			
			MAE	RMSE	r	NSE
Vízállásra	Berettyó	Kismarja	0,064	0,281	0,952	0,9
		Pocsaj	0,21	0,314	0,978	0,936
		Berettyóújfalu	0,24	0,342	0,981	0,93
		Darvas	0,366	0,47	0,938	0,811
	Kálló-ér	Berettyóújfalu	0,071	0,084	0,995	0,983
		Bakonszeg	0,189	0,226	0,948	0,721

17. melléklet. A Berettyó vízgyűjtő MIKE Hydro River modell kalibrációja 2014-es évre a statisztikai jellemzőkkel

	Vízfolyás	Mérőállomás	Paraméterek			
			MAE	RMSE	r	NSE
Vízállásra	Berettyó	Kismarja	0,01	0,021	0,981	0,954
		Pocsaj	0,114	0,163	0,875	0,752
		Berettyóújfalu	0,11	0,138	0,841	0,65
		Darvas	0,095	0,116	0,885	0,667
	Kálló-ér	Berettyóújfalu	0,03	0,043	0,908	0,763
		Bakonszeg	0,062	0,082	0,979	0,944
	Kis-Körös fcs.	Nagykereki	0,039	0,065	0,838	0,668

18. melléklet. A Berettyó vízgyűjtő MIKE Hydro River modell kalibrációja 2015-ös évre a statisztikai jellemzőkkel

	Vízfolyás	Mérőállomás	Paraméterek			
			MAE	RMSE	r	NSE
Vízállásra	Berettyó	Kismarja	0,028	0,256	0,746	0,304
		Pocsaj	0,235	0,385	0,914	0,691
		Berettyóújfalu	0,165	0,23	0,908	0,812
		Darvas	0,137	0,187	0,773	0,51
		Szeghalom	0,092	0,108	0,875	0,697

19. melléklet. A Berettyó vízgyűjtő MIKE Hydro River modell kalibrációja 2016-os évre a statisztikai jellemzőkkel

	Vízfolyás	Mérőállomás	Paraméterek			
			MAE	RMSE	r	NSE
Vízállásra	Berettyó	Kismarja	0,058	0,178	0,981	0,862
		Pocsaj	0,187	0,254	0,947	0,918
		Berettyóújfalu	0,221	0,314	0,971	0,924
		Darvas	0,346	0,46	0,923	0,801
	Kálló-ér	Berettyóújfalu	0,052	0,074	0,965	0,935
		Bakonszeg	0,182	0,241	0,902	0,811

20. melléklet. A Berettyó vízgyűjtő MIKE Hydro River modell kalibrációja 2017-es évre a statisztikai jellemzőkkel

	Vízfolyás	Mérőállomás	Paraméterek			
			MAE	RMSE	r	NSE
Vízállásra	Berettyó	Kismarja	0,047	0,081	0,98	0,927
		Pocsaj	0,181	0,232	0,957	0,929
		Berettyóújfalu	0,324	0,422	0,972	0,82
		Darvas	0,23	0,287	0,877	0,961
	Kálló-ér	Berettyóújfalu	0,131	0,161	0,972	0,942
		Bakonszeg	0,103	0,124	0,938	0,917

21. melléklet. A Berettyó vízgyűjtő MIKE Hydro River modell kalibrációja 2018-as évre a statisztikai jellemzőkkel

	Vízfolyás	Mérőállomás	Paraméterek			
			MAE	RMSE	r	NSE
Vízállásra	Berettyó	Kismarja	0,033	0,075	0,999	0,986
		Pocsaj	0,246	0,361	0,951	0,894
		Berettyóújfalu	0,225	0,342	0,967	0,891
		Darvas	0,385	0,487	0,869	0,711
	Kálló-ér	Berettyóújfalu	0,104	0,127	0,983	0,952

22. melléklet. A Berettyó vízgyűjtő MIKE Hydro River modell kalibrációja 2018-as év 1 km-es keresztmetszvény sűrűségére a statisztikai jellemzőkkel

	Vízfolyás	Mérőállomás	Paraméterek			
			MAE	RMSE	r	NSE
Vízállásra	Berettyó	Kismarja	0,492	0,513	0,998	0,36
		Pocsaj	0,323	0,474	0,916	0,817
		Berettyóújfalu	0,257	0,37	0,963	0,872
		Darvas	0,449	0,599	0,752	0,563

23. melléklet. Pálfai aszályossági index képlete

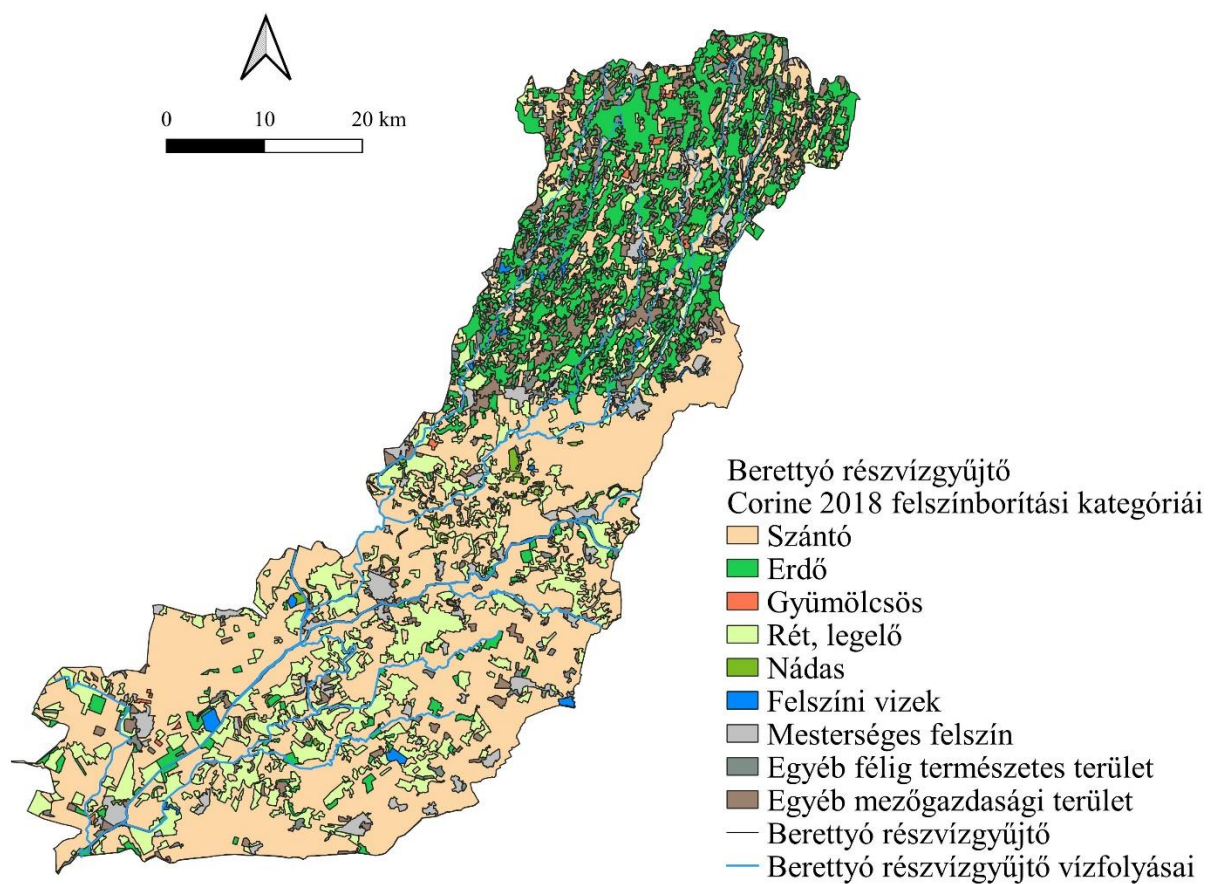
$$PAI = 100 * \frac{\text{ápr.} - \text{aug. középhőmérséklet}}{\text{okt.} - \text{aug. súlyozott csapadék}}$$

A Pálfai-féle aszályindex adott tárgyév áprilistól augusztusig tartó időszak havi középhőmérsékletének [°C] és a megelőző év októberétől a tárgyév augusztusáig tartó súlyozott csapadékösszegének [mm] hányadosa. A súlyozott csapadékösszeg a növények időben változó vízigénye szerint kell számítani<sup>30</sup>. Emellett a korrekciós tényezőkkel kell bővíteni az egyenletet, hogy a valósághoz közelebb eredményhez juthassunk. A három ( $k_t$ ,  $k_p$ ,  $k_{gw}$ ) korrekciós tényezők tartalmazzák rendre a hőmérsékletet, a csapadékot és a talajvíz viszonyokat. A módosított Pálfai-féle aszályindex a következő:  $PAI_{\text{módosított}} = k_t * k_p * k_{gw} * PAI$

<sup>30</sup> [http://www.geo.u-szeged.hu/~feri/kornyezeti\\_informatika/ch10s03.html](http://www.geo.u-szeged.hu/~feri/kornyezeti_informatika/ch10s03.html)



24. melléklet. A Berettyó részvízgyűjtő Corine 2018 felszínborítási kategóriái



## TÉMAVEZETŐI NYILATKOZAT

Tanúsítom, hogy az értekezésben foglaltak a doktorjelölt önálló munkáján alapulnak, az eredményekhez önálló alkotó tevékenységével meghatározóan hozzájárult. Az értekezés anyagát szakmai szempontból támogathatónak ítélem meg, elfogadását javaslom.

Szeged, 2023. 10. 17.

.....  
Dr. Rakonczai János  
témavezető

.....  
Dr. Kozák Péter  
témavezető